

ЗЕМНАЯ КОРА

сейсмоактивных
районов
Казахстана

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

ЗЕМНАЯ
КОРА
СЕЙСМОАКТИВНЫХ
РАЙОНОВ
КАЗАХСТАНА

4006



Издательство «Наука» Казахской ССР
АЛМА-АТА-1982



Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана/
Ж. С. Ержанов, А. К. Курскеев, А. В. Тимуш, Н. М. Чабдаров. — Алма-Ата: Наука, 1982. — 232 с.

В монографии обобщены и систематизированы материалы о земной коре сейсмоактивных районов Казахстана. Подробно описаны стратиграфические и интрузивные комплексы, выделены важнейшие элементы глубинной тектоники и дана их петрофизическая характеристика. Рассмотрены главные этапы эволюции земной коры и вопросы геодинамики новейшего этапа. На основе большого фактического материала проведено сейсмотектоническое районирование орогенного пояса и прилегающих регионов, детально охарактеризованы сейсмогенные зоны.

Актуальность проблемы сейсмичности земной коры эпиплатформенных орогенов и отсутствие обобщающей литературы по этому вопросу для Казахстана делают книгу весьма полезной для геологов, геофизиков, сейсмологов, петрологов и других специалистов, интересующихся вопросами строения и развития земной коры.

Библиогр. 158 назв. Ил. 38. Табл. 12.

Авторы:

Ж. С. ЕРЖАНОВ, А. К. КУРСКЕЕВ, А. В. ТИМУШ,
Н. М. ЧАБДАРОВ

Ответственный редактор

член-корреспондент АН КазССР Г. Ц. МЕДОВЕВ

3 $\frac{20800-124}{407(05)-82}$ 60.82.1903020000

©Издательство «Наука» Казахской ССР, 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

В Казахстане к сейсмически активным относятся обширные территории в Кызыл-Ординской, Чимкентской, Джамбулской, Талды-Курганской, Семипалатинской и Восточно-Казахстанской областях. Из них наиболее сейсмоопасны горные районы Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатай и Алтая. В последние 100 лет здесь произошло более десяти сильных и катастрофических землетрясений. Поэтому решение XXVI съезда КПСС усилить «изучение строения, состава и эволюции Земли...» с целью «совершенствования методов прогнозирования погоды и других явлений природы...»* является весьма актуальным.

Большие достижения наук о Земле, связанные с обнаружением ряда аномальных геофизических, гидрогеохимических, геодезических и других явлений, предшествующих землетрясениям, указывают на принципиальную возможность предсказания сейсмических событий. Прогноз землетрясений занимает важное место среди геолого-геофизических проблем и складывается из предсказания места, времени, силы ожидаемого толчка, а также определения его характера и последствий на земной поверхности. Эти задачи решаются путем составления карт сейсмического районирования (СР). В настоящее время методика СР находится на стадии разработки.

Сущность СР заключается в выделении сейсмогенных зон в земной коре и определении максимально возможной магнитуды и интенсивности сотрясений в них. Но землетрясение как геологическое явление обусловлено тектоническими процессами, протекающими в недрах Земли, и одним из методов установления связи сейсмичности с ними является сейсмотектоническое районирование (СТР). Поэтому сейсмотектонические исследования должны предшествовать сейсморайонированию, а карта СТР — отражать геологические условия воз-

* Материалы XXVI съезда КПСС. М., 1981, с. 147.

никновения землетрясений. Необходимость уверенной диагностики сейсмогенных структур требует совершенствования общей методологии выделения подвижных зон в земной коре.

Разрабатываемые в Институте сейсмологии АН КазССР принципы СТР и СР предусматривают комплексный подход к решению упомянутых проблем. Конечной целью является разработка геодинамической модели литосферы сейсмоактивных областей Казахстана, которая призвана объяснить природу тектонических движений и вызываемых ими землетрясений. С этих позиций обобщение геологических, геофизических, сейсмологических и других материалов по рассматриваемому региону осуществлялось в такой последовательности: 1) изучение состава земной коры (ЗК); 2) создание модели глубинной ее структуры; 3) разработка структурно-тектонической модели верхней части ЗК; 4) анализ геодинамических процессов; 5) построение структурно-динамической модели ЗК региона как основы выделения сейсмогенных зон; 6) пространственно-временной анализ сейсμοдинамических процессов; 7) сейсмотектоническое районирование с выделением сейсмогенных зон и обоснованием максимально возможной силы землетрясений в них.

В предлагаемой читателю книге освещены в той или иной мере все перечисленные вопросы. Описаны стратиграфические и интрузивные комплексы верхней части земной коры, структурные комплексы подвижных зон и относительно устойчивых массивов палеозойского юго-востока Казахстана. В результате комплексного анализа геофизических материалов выявлена крупная геофизическая неоднородность в литосфере региона, условно названная Тянь-Шаньским сегментом, в котором выделены элементы глубинной структуры земной коры — мегаблоки (блоки) с повышенными и пониженными ее мощностями и переходные зоны. Установлены их соотношения с геотектоническими элементами верхней части земной коры палеозойского и новейшего этапов развития. Показана роль неоген-четвертичного тектогенеза в формировании глубинных структур. Рассмотрены вопросы геодинамики неотектонического этапа эволюции земной коры в связи с сейсмичностью. Составлена схема сейсмотектонического районирования, выделены основные сейсмогенные зоны и проведена предварительная оценка максимальной магнитуды возможных землетрясений в них. Указанные проблемы являются фундаментальными и разрабатываются применительно к геолого-геофизическим условиям земной коры юго-востока Казахстана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Стратиграфические комплексы

Для юго-восточной части Казахстана характерно сложное геологическое строение, обусловленное многообразием разновозрастных комплексов пород, а также интенсивностью неоднократно проявлявшихся тектонических процессов. Здесь развиты метаморфические породы протерозоя, сложного состава сильно дислоцированные толщи нижнего и среднего палеозоя, вулканогенные образования верхнего палеозоя, разновозрастные интрузивные комплексы и мощный чехол мезозой-кайнозойских отложений во впадинах. При описании стратиграфических и интрузивных комплексов рассматриваемого региона (рис. 1) в основном использовались данные Н. М. Чабдарова [Геология СССР, 1971], а также многочисленные работы по геологии Чу-Илийских гор, Джунгарского Алатау и Киргизии (см. список литературы).

Протерозой. Протерозойские метаморфические образования широко распространены в Чу-Илийских горах, Кунгей-Алатау, Заилийском и Джунгарском Алатау. Наиболее древними среди них считаются гнейсы актюзской свиты, отнесенные к нижнему протерозою (район стыка Кастекского хребта с Заилийским Алатау). Нижне-среднепротерозойскими предполагаются анрахайская свита восточных отрогов Чу-Илийских гор и кеминская свита Заилийского и Кунгей-Алатау. Условно среднепротерозойский возраст имеют байсорунская и атамкульская свиты южного склона Кунгей-Алатау. Верхнепротерозойские образования развиты главным образом в западной части Джунгарского Алатау, в междуречье Коксу — Каратал. Здесь выделено пять свит этого возраста. Небольшие выходы верхнепротерозойских пород отмечены также в отрогах Чу-Илийских гор и в хр. Кунгей-Алатау. К нерасчлененному протерозою отнесены метаморфические породы ксенолитов в интрузивных массивах осевой части Кунгей-Алатау. Как правило, контакты докембрийских толщ как между собой, так и с отложениями палеозоя осложнены тектоническими нару-

шениями, что затрудняет установление их положения в разрезах и определяет условность возрастных границ.

Нижний протерозой. Актюзская серия представлена преимущественно гранат-полевошпатовыми гнейсами, слюдяными сланцами, окрашенными в светло-серый цвет. Реже встречаются амфиболиты, мигматиты, эпидот-хлоритовые сланцы, эклогиты. О первоначальном составе пород судить трудно, поскольку они подверглись неоднократной переработке. Четкая слоистость и выдержанность пластов по простира-

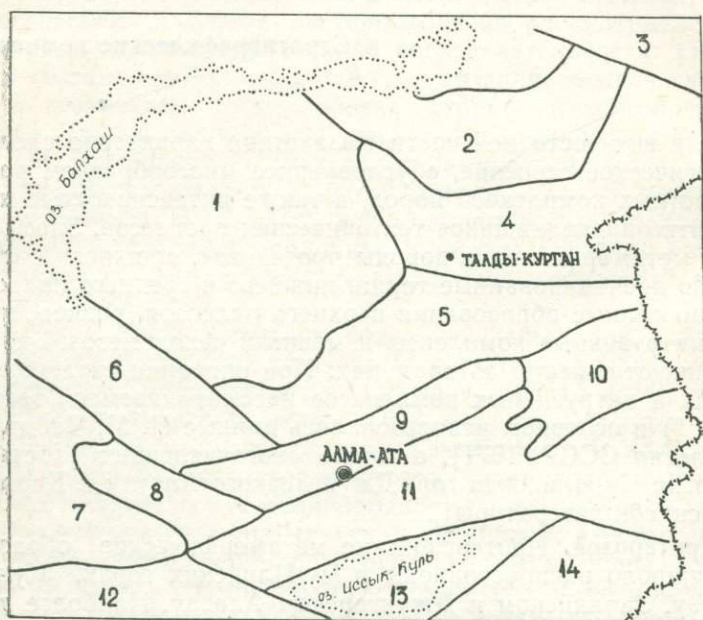


Рис. 1. Схема геолого-географического районирования юго-востока Казахстана

Районы: 1 — Южно-Прибалхашская впадина; 2 — Саркандская впадина; 3 — Алакольская впадина; 4 — Северная Джунгария; 5 — Южная Джунгария; 6 — Чу-Илийские горы; 7 — Чуйская впадина; 8 — хр. Кендыктас; 9 — Алма-Атинская впадина; 10 — Панфиловская (Джаркентская) впадина; 11 — Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Кетмень и внутригорные впадины; 12 — Киргизский хребет; 13 — Иссык-Кульская впадина; 14 — Терской-Алатау

нию, скорее всего, свидетельствуют об осадочном происхождении первичных отложений. Метаморфизм пород актюзской серии достаточно высок. Наблюдаемые минеральные ассоциации указывают на принадлежность их к амфиболитовой фации метаморфизма, а наличие в гранатах пироповой молекулы — на близость к гранулитовой. Мощность серии, по данным раз-

ных исследователей, колеблется от 1800 до 5500 м, но, видимо, не превышает 3000 м.

Возраст актюзской серии спорный и устанавливается в диапазоне от архея до нижнего палеозоя [Кнауф, 1960, 1966; Белькова, Огнев, 1964, 1969; Бакиров, 1967, 1978; и др.]. Не вносят ясности в этот вопрос и определения абсолютного возраста. Поэтому условно он принят нижнепротерозойским.

Нижний — средний протерозой нерасчлененный. Кеминская серия наиболее широко развита в междуречье Чон-Кемин — Кечи-Кемин. В Актюзском районе она расчленяется на три свиты: куперлисайскую (существенно амфиболитовую), онарыкскую и тегерментинскую. Некоторые геологи считают гнейсы и кристаллические сланцы двух последних свит частью актюзской. На основе имеющегося по казахстанской части Северного Тянь-Шаня фактического материала провести какое-либо расчленение толщи невозможно, поэтому она описывается как единая серия под названием кеминской. В ее составе преобладают амфиболиты и амфиболовые сланцы; кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы имеют резко подчиненное значение. Региональный метаморфизм пород близок к амфиболитовой фации. Амфиболиты образовались по основным интрузивам, сланцы — за счет осадочных пород. Часто проявлены процессы мигматизации. Мощность серии в казахстанской части региона 1200—1400 м [Недовизин, Чабдаров, 1971]. По данным других исследователей, ее мощность колеблется от 3000—4000 м (В. В. Овчинников и др., 1973 г.) до 9800 м (Ю. В. Жуков, 1980 г.).

Возраст кеминской серии считается протерозойским. Обломки ее пород часто встречаются в конгломератах жайсанской свиты среднего — верхнего кембрия и ордовика в Заилийском Алатау и в конгломератах верхних свит протерозоя по долине р. Чон-Кемин (по данным Ю. В. Жукова). Определения абсолютного возраста весьма разноречивы [Ефимов, 1976; Бакиров, 1978, и др.].

Анрахайская свита распространена в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор. В ее составе наблюдаются гнейсы, амфиболиты, мигматиты, кристаллические сланцы, расчлененные на две подсвиты. В нижней подсвите развиты амфиболовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы, перемежающиеся с мигматитами. Венчают разрез амфиболиты с пластовыми телами апогаббровых амфиболитов и гнейсо-гранитов. Верхняя подсвита представлена гнейсами и амфиболитами, переслаивающимися с прослоями и линзами мраморов, единичными будинами эклогитоподобных пород и эклогитов. Общая мощность свиты около 1680 м при мощности подсвит 725—1100 и 450—680 м. Возраст анрахайской свиты определяется условно. Вышележащие отложения (за пределами описываемой площади) содержат

онколиты верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Абсолютный возраст цирконов из гранит-сланцевых гнейсов анрахайской свиты равен 1800 ± 100 млн. лет.

Средний протерозой включает две толщи метаморфических пород, локально развитых на южном склоне хр. Кунгей-Алатау в междуречье Чон-Аксу — Ойтал. Степень метаморфизма первично осадочных пород зеленосланцевая.

Байсорунская свита обнажена на южном склоне хр. Кунгей-Алатау в виде ксенолитов среди позднеордовикских гранитоидов. Полных и непрерывных разрезов толщи нет. Низы сводного разреза представлены мраморами с прослоями темно-серых слюдястых сланцев (более 300 м), средняя часть — в основном темно-серыми, почти черными слюдястыми и графитистыми сланцами, местами с прослоями слюдястых кварцитов и мраморизованных известняков (600—700 м). Выше согласно залегают серые слюдястые кварциты с прослоями слюдястых сланцев (500 м), темно- и зеленовато-серые биотитовые, амфиболовые и биотит-серицит-кварцевые сланцы с редкими прослоями мраморов (500 м). Общая мощность около 2000 м. На контактах с интрузиями развиваются роговики и гнейсы. Мраморы местами скарнированы или превращены в скарны. Байсорунская свита несогласно перекрыта условно среднепротерозойской атамкульской свитой и кембрийскими вулканитами. Она резко отличается по составу и облику от ранее описанных толщ докембрия (Ю. В. Жуков, 1980 г.) и имеет много общего со среднепротерозойскими свитами (семизсайской, макбельской, нельдинской и др.), для которых характерно широкое развитие кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов.

Атамкульская свита развита также на южном склоне хр. Кунгей-Алатау. Ранее она выделялась как нижнепалеозойская метаморфизованная толща: арениг (И. Л. Захаров, 1960 г.); средний — верхний кембрий (И. Л. Захаров, Н. М. Чабдаров, 1969 г.); кембрий (В. А. Грищенко, 1973 г.). В основании свиты залегает горизонт мелкогалечных конгломератов, нередко с уплощенной формой обломков. На конгломератах лежат полосчатые биотитовые, амфиболовые и пироксеновые роговики, ороговикованные песчаники, амфиболиты с линзовидными прослоями кварцитов (400 м). Средняя часть свиты сложена рассланцованными алевролитами и сланцами с подчиненными горизонтами амфиболитов и песчаников, часто ороговикованных (1300 м). Венчают разрез серые мраморы и мраморизованные известняки (около 400 м). Суммарная мощность свиты около 2100 м. Атамкульская свита залегает на байсорунской несогласно и прорывается позднеордовикскими гранодиоритами, а, по Ю. В. Жукову, и протерозойскими гранитоидами, что дает ему основание считать толщу протерозойской (скорее, среднепротерозойской) с

оговоркой, что не исключена возможность и раннерифейского возраста.

Верхний протерозой выделен в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор (копинская свита) и в Джунгарском Алатау (сарычабынская серия, сууктюбинская, текелийская, солдатсайская свиты). Прерывистая цепочка выходов верхнего протерозоя прослеживается по северному склону хр. Кунгей-Алатау от Новороссийской впадины на западе до верховьев р. Кенсу на востоке.

С а р ы ч а б ы н с к а я с е р и я — наиболее древняя среди толщ верхнего протерозоя Джунгарии и отнесена к нижнему рифею *. Она расчленена на коксуйскую и косагашскую свиты. Коксуйская свита сложена гнейсово-мигматитовым комплексом пород с отдельными прослоями и линзами мраморов (до 60—80 м). Мощность свиты около 2000 м. Косагашская свита без видимого несогласия перекрывает коксуйскую и представлена в основном кварцево-сланцевыми сланцами и кварцитами. Мощность свиты от 600 до 1000 м. Комплекс пород сарычабынской серии метаморфизован до стадии эпидот-амфиболитовой фации. По изотопному составу свинца, урана и тория из цирконов кварцита и биотитовых гнейсов определен абсолютный возраст в 1100 ± 50 млн. лет [Ефимов, 1976].

Сууктюбинская свита разделена на три подсвиты. Нижняя состоит из тонкопереслаивающихся темно-серых мраморизованных известняков, кварцево-сланцевых сланцев и известняково-кремнистых пород (400—500 м). Средняя под-свита сложена серыми грубослоистыми и массивными мраморизованными известняками с прослоями и линзами доломитов (500—600 м), а верхняя — тонкоритмично переслаивающимися темно-серыми известняками, известково-кремнистыми и известково-глинистыми породами (300—400 м). Общая мощность свиты 1200—1500 м. Возраст — средний рифей.

Текелийская свита постепенно наращивает разрез сууктюбинской свиты, и граница между ними проводится по первым горизонтам углистых сланцев. Представлена свита полосчатыми глинисто-кремнисто-известковистыми сланцами и филлитизированными алевролитами с примесью углистого вещества, а также переслаивающимися с углисто-карбонатными, углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углистыми сланцами и доломитами. Общая мощность от 350 до 720 м. Возраст — средний рифей — условен и определяется положением в разрезе по аналогии с другими регионами Казахстана.

Верхний рифей. Солдатсайская свита залегает

* О возрасте древних толщ Джунгарского Алатау существуют различные мнения [Байкенов и др., 1966, 1971].

несогласно на свитах среднего рифея. Представлена песчано-глинистыми отложениями, превращенными в кварц-серицитовые, слюдисто-тремолит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками и филлитоподобными конгломератами (100 м). Выше находятся слоистые известняки и доломиты, в верхних прослоях которых обнаружены онколиты. Мощность свиты в горах Сууктубе около 400 м.

Копинская свита сложена в основном вулканогенными образованиями. Она расчленена на две подсвиты. Нижняя состоит из липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, часто превращенных в порфиroidы. Верхняя подсвита в основании имеет горизонт вулканомиктовых песчаников (4—5 м), на которых лежит пачка чередующихся туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов кислого состава, вулканомиктовых песчаников и линзовидных прослоев гравелитов. Мощность подсвиты 270 м, а всей свиты в целом 400 м. По циркону из подобных порфиroidов в районе верховьев р. Ирсу (за рамками описываемой площади в горах Кендыктас) определен их абсолютный возраст — 910 и 930 ± 100 млн. лет [Зайцев и др., 1974].

Верхний протерозой нерасчлененный. По северному склону хр. Кунгей-Алатау выделены кольторская и торайгырская свиты верхнего рифея и их возрастные аналогии — джолколотская и ашуайрыкская свиты (Ю. В. Жуков, 1980 г.). В основании кольторской свиты залегают мелкогалечные конгломераты (20—80 м), алевролиты, переслаивающиеся с кварц-полевошпатовыми песчаниками (160—250 м), грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов (140—220 м), алевролиты, переслаивающиеся с серицит-хлоритовыми сланцами (120—170 м). Общая мощность 440—720 м.

На отложениях кольторской свиты без видимого несогласия с конгломератами в основании (10—100 м) залегает торайгырская свита. Выше следует толща известняков, иногда внизу мраморизованных, переслаивающихся с углистыми сланцами, редко с прослоями кварцево-серицитовых сланцев. Общая мощность свиты 300—440 м. Возраст ее устанавливается по аналогии с подобными образованиями Киргизского хребта, где были найдены верхнерифейские строматолиты.

Протерозой нерасчлененный. В западной, приосевой, части хр. Кунгей-Алатау выделяется полоса метаморфических пород шириной от 2 до 6 км и протяженностью 20—22 км. Среди пород доминируют биотитовые гнейсы, но встречаются также биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты, реже кварциты, кристаллические сланцы и мраморы. Повсюду они пронизаны сетью секущих и послойных жил, даек и штоков гнейсогранитов мощностью от сантиметров до сот метров.

Венд — нижний кембрий. Кусакская свита нара-

щивает разрез протерозойских образований солдатсайской свиты, залегающая на них несогласно. Разрез свиты представлен (снизу вверх): грубослоистыми песчаниками, тиллитоподобными конгломератами (с фосфатизированным цементом), переслаивающимися кремнистыми и углистыми ванадиеносными сланцами, известковистыми и глинистыми фосфатоносными сланцами, а также миндалекаменными диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Общая мощность свиты 300—600 м. Возраст определяется по аналогии с другими регионами Казахстана, где ванадиеносность и фосфатоносность пород при наличии тиллитоподобных конгломератов являются признаками, характерными для пород венда — кембрия.

Палеозой. Кембрийская система. Отложения кембрия развиты в западной и южной частях рассматриваемой площади — в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор, в хр. Кунгей-Алатау, Кастекском, Заилийском Алатау, в горах по левому берегу р. Чу. Они обычно, за небольшим исключением, образуют разобщенные выходы, ограниченные разрывными нарушениями или же встречаются в виде ксенолитов в огромных массивах гранитоидных интрузий.

Средний и верхний отделы. Жайсанская свита в Чу-Илийских горах сложена зеленовато-серыми переслаивающимися филлитовидными сланцами и песчаниками, горизонтами и линзами кремней, известняков. В основании толщи залегают фосфато- и ванадиеносные доломитизированные известняки и яшмокарциты с остатками фауны беззамковых брахиопод и трилобитов плохой сохранности. Мощность свиты 420—450 м. Наиболее полно жайсанская свита представлена в горах Улькен-Богуты и хр. Торайгыр — крайних восточных отрогах Заилийского Алатау. Здесь она расчленена на три подсвиты, связанные постепенными переходами. Нижняя подсвита состоит из песчаников с редкими горизонтами хлорит-серицитовых сланцев, филлитовидных сланцев и конгломератов. Мощность ее от 700 м в хр. Торайгыр до 1000 м в горах Улькен-Богуты. Средняя подсвита сложена переслаивающимися хлорит-серицитовыми, кремнистыми, углисто-кремнистыми и филлитовидными сланцами с подчиненным количеством прослоев слюдястых песчаников, кварцитов, полосчатых кремней и мраморизованных известняков. Мощность подсвиты 600—750 м. Венчают разрез свиты андезит-базальтовые, базальтовые и диабазовые порфириты, местами с прослоями туфов основного состава, туфобрекчий, внизу алевролитов и гравелитов. Мощность этой подсвиты около 500 м, а свиты в целом 2000—2200 м.

В верховьях р. Малой Алматинки свита представлена плотными темно-зелеными порфиритами, которые обычно венчают разрез среднего — верхнего кембрия. На эффузивах без видимого несогласия залегают пачка мраморизованных

известняков, известковистых песчаников и алевролитов мощностью 200—300 м. Пачка осадочных пород может принадлежать к образованиям ордовика. Осадочная пачка пород подобного состава наблюдается и на правом берегу р. Левый Талгар. Далее на восток, в верховьях рек Средний Талгар, Иссык, Тургень, жайсанская свита состоит из почти исключительно темно-зеленых до черных основных эффузивов, местами с прослоями туфов и полосчатых кремнистых туффигов. Мощность их порядка 500 м. В хр. Кунгей-Алатау (к востоку от Чилик-Кеминской перемычки) жайсанская свита сложена филлитовидными сланцами, нередко известковистыми алевролитами, кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками. В верхней части толщи появляются прослои мраморизованных известняков. Мощность свиты не превышает 1000 м. В низовьях р. Карасай в верхней части разреза наблюдаются темно-серые, почти черные филлитовидные сланцы с горизон-тами темно-серых известняков и полосчатых кремней. Здесь разрез толщи весьма напоминает среднюю подсвиту жайсанской свиты района хр. Торайгыр и гор Улькен-Богуты.

На северном склоне хр. Кунгей-Алатау терригенные отложения описанной толщи претерпели интенсивные изменения и превращены в кварц-биотитовые, кварц-амфиболовые, кварц-биотит-амфиболовые роговики и кристаллические сланцы. В Заилийском Алатау комплекс пород жайсанской свиты в аналогичных условиях изменен несколько слабее (скарнирован и сильно ороговикован).

Возраст описанных отложений определяется как средний — верхний кембрий исходя из следующих данных. Непосредственных контактов с докембрийскими толщами жайсанская свита практически не имеет. На свите с несогласием залегает средний и верхний ордовик, охарактеризованный фауной. У южной подошвы гор Каракайлы (северный борт Сюгатинской долины), где толщи карадока налегают на жайсанскую свиту, в гальках известняков карадокских конгломератов собраны трилобиты, характерные для верхов среднего (майский ярус) и, возможно, низов верхнего кембрия. В образцах, отобранных Л. И. Боровиковым из полосчатых кремней на северном склоне хр. Торайгыр, определен комплекс кембрийских спор (Е. Н. Андреева). Многие исследователи проводят аналогию между средней подсвитой описанной толщи и отложениями гор Кендыктас, охарактеризованными богатой фауной среднего — верхнего кембрия.

Верхний отдел. Джамбулская свита развита в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор, где слагает значительные по размерам площади в горах Кольжабасы и в верховьях р. Копалысай. Состав толщи достаточно однороден — преобладают кварцевые песчаники и алевролиты. В нижней части разреза доминируют массивные песчаники с

прослоями зеленых и красных яшм, кремнистых сланцев, в верхней — тонкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, ритмично переслаивающиеся с прослоями яшм и яшмокварцитов. Изредка наблюдаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Мощность джамбулской свиты здесь 900—1000 м. Западнее в верхней половине разреза появляются доломитизированные известняки и доломиты. Породы свиты слабо филлитизированы, а в местах развития динамометаморфизма превращены в кварц-альбит-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварцево-слюдисто-полевошпатовые и другие сланцы. Общая мощность по разрезу более 1000 м.

В нижней части свиты в кремнистых сланцах и яшмовидных породах установлены спикулы губок, радиолярии и беззамковые брахиоподы. По заключению В. Ю. Горянского, беззамковые брахиоподы встречаются в отложениях от верхов нижнего кембрия до ордовика включительно.

Средний отдел кембрийской системы — нижний отдел ордовикской системы. Караджоринская свита выделена на южном склоне Кастекского хребта. В основании разреза залегают туфоконгломераты мощностью 125 м с прослоями сланцев и основных эффузивов. Выше лежат кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзовидными прослоями серых известняков (около 200 м). В верхней части толщи переслаиваются зеленые и вишневые алевролиты, песчаники и глинисто-хлоритовые сланцы. Общая мощность их здесь от 340 до 500 м. Изредка в известняках встречается фауна брахиопод и трилобитов. В верховьях р. Чон-Кемин мощность отложений кембрия — ордовика возрастает до 1000 м и более и сложены они конгломератами, песчаниками, туфами, местами порфиритами, кремнистыми породами и рифами известняков.

Верхний отдел кембрийской системы — нижний отдел ордовикской системы. К данному комплексу отложений отнесены образования двух свит — ащисуйской и жалгызской, обнажающихся в восточных отрогах Чу-Илийских гор. Ащисуйская свита представлена основными эффузивами (зеленые и темно-вишневые спилиты, диабазовые и базальтовые порфириты, часто миндалекаменные) с линзами известняков и яшмовидных пород. В основании свиты наблюдается горизонт серых известняков и яшмокварцитов. Суммарная мощность не более 400 м.

Жалгызская свита расчленена на три подсвиты. Нижняя мощностью 350—370 м сложена зеленовато-серыми туфогравелитами, туфопесчаниками, сланцами, рассланцованными туфами и линзами андезитовых порфиритов, известняков. В нижней части толщи обнажаются конгломераты. Средняя подсвита существенно эффузивная. Это темные до черно-зеленых рассланцованные базальтовые порфириты, спилиты,

диабазы с линзами светлых порфиридов и туфоидов. Встречаются единичные прослои сланцев и линзы известняков. Мощность подсвиты 760 м. К верхней подсвите отнесена пачка пород, содержащая внизу конгломераты, гравелиты, песчаники, выше следуют чередующиеся кварц-серицитовые сланцы, кремнистые алевролиты, прослои кремней и известняков. Мощность 550—570 м. Общая мощность свиты около 1700 м. Органика не обнаружена.

Возраст ащисуйской и жалгызской свит определяется условно. У западной границы региона на породах ащисуйской свиты лежат карадокские отложения, а с более древними толщами она контактирует по разрывам.

Ордовикская система представлена наиболее полно. Выдержанные по простиранию и достаточно полно охарактеризованные фауной свиты среднего и верхнего ордовика наблюдаются в Чу-Илийских горах. Здесь же, в горах Тюлькули по левобережью р. Копалысай, в основании разреза присутствуют отложения нижнего ордовика, образующие ограниченные по размерам выходы. Разобщенные, порой достаточно крупные выходы ордовикских отложений прослеживаются в системе хребтов и гор, расположенных в южной части региона. Отложения нерасчлененного ордовика выделены в Северной Джунгарии, где они венчают разрез докембрия и кембрия.

Нижний отдел. Нижнеордовикские отложения в юго-восточной части Чу-Илийских гор выделены в акжалыскую свиту. Она резко несогласно налегает на гнейсы докембрия и перекрывается конгломератами среднего ордовика. В основании ее находится горизонт кварцевых конгломератов, сменяющихся гравелитами, затем песчанистыми известняками, переходящими в массивные известняки, богатые органическими остатками. Выше находятся алевролиты с граптолитами и песчаниками, переслаивающиеся с андезитами и их туфами. Мощность 150—200 м. Возраст свиты определяется как аренигский по граптолитам и трилобитам.

Отложения нижнего ордовика на юге района прерывистой полосой прослеживаются от верховьев р. Чон-Кемин на западе до р. Урюкты на востоке. Нижняя часть разреза представлена вулканитами среднего состава (андезитовые порфириды и их туфы) мощностью в первые сотни метров. Выше следует пачка (500 м), сложенная зелено-серыми тонкополосчатыми серицит-хлоритовыми сланцами и алевролитами. В верхней части пачки проявляются прослои мелко- и среднезернистых полосчатых кварц-полевошпатовых песчаников и буровато-серых песчанистых алевролитов. В основании этой пачки местами отмечается маломощный горизонт конгломератов. Общая мощность отложений нижнего ордовика в бассейне р. Урюкты не более 1000 м.

В междуречье Карасай — Каракыр к нижнему ордовику

отнесены две толщи, разделенные разломами. Положение их относительно друг друга не установлено. Одна из них вулканогенно-терригенная, сложена темно-зелеными эффузивами среднего состава и их туфами. Вулканогенная часть разреза нижнего ордовика обнажается только в тектонических блоках в верховьях правой составляющей р. Чилик.

Нижний и средний отделы. В горах Кендыктас отложения данного возраста выделены в шербактинскую свиту, разрез которой представлен переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями и массивными известняками с органическими остатками плохой сохранности. Мощность 900 м. В комплексе граптолитов присутствуют формы, характерные для верхов аренига и лланвирна. Нижне-среднеордовикские отложения на северном склоне хр. Кунгей-Алатау развиты в бассейне р. Урюкты. Они представлены терригенной толщей, сложенной серо-зелеными, обычно тонкослоистыми серицит-хлоритовыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими резко подчиненные слои светло-серых мраморизованных и песчаных известняков. В восточной части встречены несколько покровов андезитовых порфиритов и один горизонт среднегалечных конгломератов с рассланцованной галькой известняков, зеленых сланцев и кварцитов. Видимая мощность толщи не менее 1000 м. Органических остатков здесь не обнаружено, поэтому возраст осадков определяется по положению в разрезе.

Средний отдел. В Чу-Илийских горах средний ордовик расчленяется на лланвирнский и лландейлский ярусы.

Отложения лланвирнского яруса (копалинская и караканская свиты) трансгрессивно залегают на породах нижнего ордовика и анрахайской свиты докембрия. Нижняя часть разреза сложена конгломератами, гравийными аркозовыми песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками с линзами известняков, содержащими фауну брахиопод, трилобитов и граптолитов. Мощность от 120 до 350 м.

Верхняя часть представлена галечниковыми конгломератами и тонкозернистыми песчаниками с редкими маломощными горизонтами известняков, многочисленными остатками брахиопод. Мощность 200—500 м.

Отложения лландейлского яруса (бекейская свита) залегают согласно на песчаниках лланвирнского яруса. Они состоят из тонкопереслаивающихся зеленовато-серых песчаников и алевролитов. В подчиненном количестве присутствуют прослои гравелитов и конгломератов, количество которых значительно увеличивается в верхней части разреза толщи. В юго-восточной части выходов (сай Беке) песчаники резко преобладают. Значительное место в разрезе

занимают прослои гравелитов. Мощность свиты 600 м. В горизонтах алевролитов собраны граптолиты.

Нерасчлененные среднеордовикские отложения распространены в южной части площади. В горах Кендыктас они выделены под названием ргайтинской свиты, состоящей из туфопесчаников, туфоконгломератов с линзами известняков, полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Мощность свиты 1500—2800 м.

В верховьях р. Чон-Кемин средний отдел ордовика имеет два типа разрезов (по Ю. В. Жукову). В Заилийском Алатау (заилийский тип) отложения этого возраста без видимого несогласия залегают на сланцах нижнего ордовика и представлены туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами с редкими прослоями андезитовых порфириров и хлорит-серицитовых сланцев общей мощностью около 800 м. Здесь собраны лландейлские трилобиты. На левом борту долины реки (кунгейский тип разреза) в нижней части разреза толщи развиты конгломераты, песчаники и сланцы, а в верхней — туфы и лавы андезитовых порфириров. Общая мощность 700 м. В них В. Н. Охотниковым обнаружена богатая микрофауна (по заключению Е. В. Быковой, характерная для нижних горизонтов карадока), а в бассейне р. Доланата А. А. Бакировым собраны среднеордовикские трилобиты, граптолиты и брахиоподы.

Небольшие выходы среднего ордовика у юго-восточного окончания хр. Кунгей-Алатау представлены сильно измененными и ороговикованными песчаниками и алевролитами.

В выходах по р. Жинишке к среднему ордовикау отнесена толща черных и темно-серых серицит-кремнистых, серицит-углисто-хлоритовых и филлитовидных сланцев мощностью 300—350 м. На ней залегают песчаниковые сланцы с богатой фауной карадокского яруса.

Средний и верхний отделы нерасчлененные выделяются лишь в южной части региона — в Кастекском хребте (в бассейне р. Каракастек) и на северном склоне Кунгей-Алатау, восточнее р. Урюкты. В бассейне р. Каракастек они расчленяются на две мощные пачки: нижнюю — терригенную и верхнюю — вулканогенную. Нижняя пачка сложена серыми, зелено-серыми, реже бурыми песчаниками, алевролитами, сланцами. Отмечены также горизонты конгломератов и гравелитов. В средней части разреза встречаются прослой и мощные линзы известняков. Мощность 1200 м. Верхняя пачка состоит главным образом из эффузивов и туфов, изредка появляются прослой и линзы конгломератов и известняков. В последних присутствует фауна плохой сохранности. Мощность верхней пачки 400—500 м. Отложения ордовика здесь с резким несогласием перекрываются вулканитами девона.

На северном склоне хр. Кунгей-Алатау, в междуречье Урюкты — Кутырган, средне-верхнеордовикские отложения представлены зеленоцветной толщей песчаников, сланцев с подчиненным количеством прослоев эффузивов основного состава. Мощность отложений достигает 700—800 м. Еще восточней из разреза практически исчезают вулканогенные образования.

Верхний отдел. Подразделяется на карадокский и ашгиллский ярусы. Для Чу-Илийских гор стратиграфия верхнего ордовика детально разработана Б. М. Келлером, Т. Б. Рукавишниковой, И. Ф. Никитиным и др. В составе карадокского яруса здесь выделены андеркенская и дуланкаринская свиты.

Андеркенская свита несогласно залегает на отложениях кембрия и без видимого несогласия — на среднем ордовике. В основании разреза обычно присутствуют конгломераты, сменяющиеся песчаниками и алевролитами с линзами и прослоями известняков. Нередко тонкопереслаивающиеся песчаники и алевролиты придают толще флишеидный облик, но такие пачки не выдержаны по простиранию. Мощность свиты 555 м. Повсеместно в отложениях свиты присутствует фауна брахиопод, трилобитов, иногда кораллов и граптолитов среднего — низов верхнего карадока.

4000
Дуланкаринская свита залегает обычно на андеркенской или с резким несогласием на более древних образованиях. Между андеркенской и дуланкаринской свитами Чу-Илийских гор видимого несогласия не установлено. Мощность свиты здесь не превышает 800 м. Разрез начинается песчаниками с известковистыми прослоями, сменяющимися вверх тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с горизонтами известняков. В этих отложениях повсеместно встречаются остатки кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов верхнекарадокского подъяруса (дуланкаринский горизонт).

Кроме Чу-Илийских гор карадокские отложения (аналоги дуланкаринской свиты) распространены в юго-восточной части региона (в Сюгатинской долине, в восточной части хр. Сарытау, в верховьях р. Жинишке и на северном склоне хр. Кунгей-Алатау). Здесь они залегают резко несогласно на нижележащих образованиях, от которых отличаются характером дислокаций и степенью метаморфизма. Повсюду разрез верхнего карадока начинается базальными конгломератами, сменяющимися вверх песчаниками, сланцами и известняками. Суммарная мощность отложений 620—1400 м. Среди органических остатков определены брахиоподы, трилобиты, гастроподы, пелециподы. Фауна брахиопод типична для дуланкаринского горизонта Чу-Илийских гор.

Отложения ашгиллского яруса выделены только в

Чу-Илийских горах. Они объединяют отложения трех свит — кызылсайской, чокпарской и улькунтасской.

Кызылсайская свита залегает согласно на отложениях дуланкаринской, наращивая ее разрез. Представлена она зеленовато- и голубовато-серыми разномерными туфопесчаниками, туфоалевролитами, переслаивающимися с песчаниками, алевролитами и туффитами. Мощности отложений колеблется от 350 до 650 м. В песчаниках собраны кораллы, брахиоподы, трилобиты и граптолиты.

Чокпарская свита залегает согласно с нижележащей и сложена темными до черных алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. В основании и в верхней части разреза отмечаются конгломераты с полимиктовой галькой. Вверху в известковистых алевролитах встречаются граптолиты. Мощности разреза от 70 до 330 м.

Улькунтасская свита состоит из темно-серых, почти черных известняков и мергелей с прослоями табачно-зеленых алевролитов и песчаников. Мощности ее около 125 м. Известняки насыщены фауной кораллов, брахиопод и трилобитов. Среди брахиопод присутствуют отдельные формы, характерные для отложений силура, но повсеместно с ними выделяется комплекс трилобитов, обычный для далманитовых слоев ашгиллия.

Ордовик нерасчлененный. Жиландинская свита. Нерасчлененные отложения ордовика выделены в Джунгарском Алатау. Свита сложена серыми, голубоватыми известняками мелкозернистой или узловатой структуры, массивными или слабослоистыми. Среди них встречаются прослои узловатых доломитистых известняков. Общая мощность свиты оценивается в 2000 м. Толща слабо охарактеризована органическими остатками. Фауна плохой сохранности определяет возраст свиты не точнее, чем ордовик.

Нижний палеозой нерасчлененный. В бассейне р. Чон-Кемин по обоим ее бортам, на участке от Новороссийской впадины на западе до меридиана перевала Озерный на востоке, к нижнепалеозойским отнесены отложения двух свит (чонкеминской и ичкесуйской). Контакты их с нижележащими толщами докембрия тектонические. В основании разреза чонкеминской свиты наблюдаются конгломераты с галькой пород протерозоя, которые переслаиваются с кварцитовидными песчаниками. Средняя часть сложена зелено-серыми песчаниками и филлитовидными сланцами. Вверху развиты хлоритсерицитовые сланцы с прослоями песчаников и значительным количеством мраморизованных известняков. Общая мощность всей толщи, по оценке Ю. В. Жукова, около 3000 м.

Описанная толща с разрывом перекрывается вулканогенной, так называемой ичкесуйской, свитой. Она сложена в нижней части туфоконгломератами из обломков эффузивов

основного и среднего состава, сцементированных пирокластическим материалом. Выше по разрезу залегают спилиты с прослоями андезитовых порфиритов, туфов и туфобрекчий с редкими линзами известняков. В других местах в составе толщи преобладают порфириты с прослоями дацитов. Общая мощность толщи вулканитов от 1250 до 1750 м. Таким образом, мощность описанных двух свит колеблется в пределах 4200—4700 м. Видимо, она значительно превышает истинную мощность, которая вряд ли более 2000 м.

Силурийская система. Силурийские отложения распространены ограниченно, они подразделяются на нижний и верхний отделы. В Северном Тянь-Шане силурийские отложения известны только в хр. Кетмень и на северных склонах хр. Терскей-Алатау. Нижний отдел сложен песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитами, порфиритами, туфопесчаниками, известняками. Общая мощность 830—1180 м. Верхний отдел выявлен только на отдельных участках, где представлен известняками и известково-кремнистыми породами мощностью 180—300 м.

В Чу-Илийских горах нижний отдел расчленяется на лландоверийский и венлокский ярусы. Лландоверийский ярус — это зеленые и серые песчаники, алевролиты, конгломераты с редкими прослоями и линзами известняков и известковистых песчаников общей мощностью 70—700 м. Венлокский ярус сложен красноцветными неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами, общая мощность когорых около 350 м.

В Южной Джунгарии нерасчлененные нижнесилурийские отложения встречены на небольших участках. Это известняки с мелкими прослоями конгломератов, песчаники и кремнистые алевролиты общей мощностью 80—1000 м. В Северной Джунгарии отложения нижнего силура установлены на двух участках, связанных с тектоническими блоками вдоль Джунгарского разлома в горах Арганаты. Представлены они зеленовато-серыми алевролитами, туфопесчаниками с прослоями туффитов, пепловых туфов и линзами известняков. Видимая мощность по разрезу около 350 м. Внизу в алевролитах и известняках собрана фауна кораллов, мшанок, брахиопод венлокского возраста.

Девонская система. Среди девонских образований выделены отложения всех трех отделов, которые в ряде случаев ввиду специфичности разрезов обособляются в свиты. В разрезах Джунгарского Алатау девонские отложения местами расчленены до ярусов.

Нижний отдел. Отложения нижнего девона выделены в Кастекском хребте (альмерекская свита) и в Джунгарском Алатау. В районе Кастекского хребта альмерекская свита несогласно с базальными конгломератами в основа-

нии перекрывает более древние отложения и каледонские гранитоиды. Мощность базальных слоев, состоящих из переслаивающихся конгломератов с хорошо окатанной полимиктовой галькой и песчаников, колеблется от первых десятков до 100—150 м в верховьях р. Каракастек. Выше залегает пачка зеленовато- и буровато-серых андезитовых порфиритов и туфов мощностью 100—250 м. Иногда состав порфиритов становится более основным (базальтоидным) или кислым (андезит-дацитовым). На порфиритах лежит пачка липаритовых порфиритов, в нижней части которой присутствует горизонт красноцветных песчаников и туфоконгломератов мощностью 20—30 м. Общая мощность пачки 150—250 м, альмерекской свиты в целом 300—750 м.

В Северной Джунгарии выделяются отложения двух подразделов нижнего девона и салкинбельская свита нерасчлененного нижнего девона. Отложения нижнего подотдела в Центрально-Джунгарском антиклинории несогласно залегают на докембрийских метаморфических образованиях или на ордовикских гранитоидах и сложены алевролитами, песчаниками, рифогенными известняками и плохо сортированными конгломератами. Мощность толщи от 200—300 до 1000 м. Местами по фауне они расчленяются на отложения каражирского и прибалхашского горизонтов. Верхний подотдел образует незначительные выходы в Центральной и Южной Джунгарии. Обычно он наращивает разрез нижнего подотдела и представлен фаунистически охарактеризованными морскими осадочными образованиями мощностью от 250 до 600 м.

Салкинбельская свита нижнего девона развита достаточно широко и сложена чередующимися песчаниками, алевролитами и пелитами. Конгломераты с подчиненным количеством песчаников и гравелитов образуют горизонты и линзы. Свита выдержана по простиранию. Мощность 1650—2400 м. В известковистых песчаниках и алевролитах встречена нижнедевонская фауна.

Нижний и средний отделы. Нерасчлененные нижне-среднедевонские отложения широко распространены в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор, где выделены в коктаскую свиту. Южнее, в Кастекском хребте, ими заняты меньшие площади, а в Заилийском Алатау они обнажаются лишь в виде небольших разобщенных выходов в блоках, обычно ограниченных разломами. Вулканогенные образования нижнего — среднего девона здесь обособлены в каракастекскую свиту. Разобщенные выходы нижне-среднедевонских отложений выделены и в Джунгарии.

Коктасская свита залегает несогласно на образованиях ордовика и кембрия с базальными конгломератами в основании. Среди конгломератов появляются горизонты порфиритов, которые выше переслаиваются с песчаниками, туфо-

песчаниками, туфами. Верхняя часть свиты, как правило, песчаниковая или алевролит-песчаниковая. Линзы представлены диабазовыми, базальтовыми, андезит-базальтовыми и андезитовыми разностями, часто афировыми, нередко миндалекаменными. В отдельных разрезах на более высоких уровнях появляются дациты, редко более кислые разности. Мощность свиты около 700 м. Возраст принят как нижний девон — верхний эфель. Нижняя возрастная граница определяется наличием фауны верхнего лудлова в известняковой гальке базальных конгломератов. В верхах разреза обнаружены остатки флоры.

К аракастекская свита с разрывом, но без видимого несогласия налегает на альмерекскую. Разрез ее начинается красноцветными туфопесчаниками с прослоями конгломератов. Мощность 45—55 м. Выше следуют зеленовато-бурые и буро-серые порфиры и туфы мощностью 150—160 м. В долине р. Тургень свита несогласно перекрывает протерозойские граниты и амфиболиты, а также позднеордовикские гранодиориты первой фазы. Суммарная мощность свиты колеблется от 200 до 530 м. Возраст определяется по растительным остаткам, часто встречающимся в горизонтах песчаников.

Нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов выделены на северо-западном склоне хр. Алтынэмель. Нижняя граница их не установлена. Севернее, в районе горы Алабасы, по обоим бортам р. Коксу аналогичные отложения залегают выше фаунистически охарактеризованных осадков нижнего девона и перекрыты верхнедевонскими красноцветами. Толща характеризуется устойчивым разрезом. В основании ее залегает пачка кислых вулканитов—флюидалные и сферолитовые лавы липарит-дацитового, реже андезит-дацитового состава (200—300 м); туфы имеют подчиненное значение. Выше следует пачка базальтовых и андезит-базальтовых лав и их туфов (200—250 м).

В Северной Джунгарии различают нижнедевонские — эфельские и нерасчлененные ниже-среднедевонские отложения. Обе толщи выделены в Центрально-Джунгарском антиклинории. Первая из них обособляется в саркандскую свиту и сложена известковистыми песчаниками, алевролитами, известняками, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и конгломератами в основании. Мощность свит 380—530 м. Возраст установлен по фауне. Нерасчлененные ниже-среднедевонские отложения состоят из осадочных образований — песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев. Восточнее, в ур. Жельжота, в рифовых известняках собраны нижнедевонские ружозы.

Средний отдел. Эфельский ярус. В Джун-

гарском Алатау эйфельские отложения развиты в Центрально-Джунгарском антиклинории, где согласно залегают на салкинбельской свите и перекрыты живетом. Толща сложена внизу бурыми, серыми и зелеными плохо сортированными песчаниками, алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Вверху больше массивных песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов. Мощность толщи около 1120 м. На юге ур. Салкинбель, в горах Мынчукур и других местах преобладают конгломерато-брекчии. Наблюдается несколько горизонтов полимиктовых песчаников и гравелитов аркозового состава. Мощность толщи здесь 750—850 м. Возраст определяется фауной из рифовых известняков.

Живетский ярус в Джунгарском Алатау распространен довольно широко и представлен алевролитами, туф-фитами, песчаниками, известняками и конгломератами, а также сланцами, андезитовыми порфиритами и прослоями яшм. Мощность разрезов 700—1800 м. Возраст определен по многочисленным органическим остаткам (табуляты, ругозы, мшанки, строматопоры).

В Чу-Илийских горах к среднему отделу девона отнесена дегерезская свита, несогласно с конгломератами в основании залегающая на коктаасской. Она сложена чередующимися песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями туффитов и туфов кислого состава. Вверху преобладают андезиты и базальты, песчаники, туфоконгломераты. Мощность толщи 2360—2650 м. Возраст определяется по флоре и положению в разрезе.

В Кендыктасе выделена среднедевонская сугандинская свита, которая расчленяется здесь на три подсвиты. Нижняя — вулканогенно-осадочная — представлена базальтами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами. Мощность ее 400—430 м. Средняя подсвита (вулканогенная) состоит из базальтов с прослоями туфов среднего состава и туфопесчаников. Мощность ее 360 м. Верхняя сложена красноцветными песчаниками, алевропесчаниками, гравелитами и конгломератами; внизу встречаются прослой кремнистых алевролитов и линзы известняков. Общая мощность свиты 980—1020 м. Возраст ее определяется по растительным остаткам. В Кастекском хребте она начинается с конгломератов, сменяющихся известковистыми песчаниками (5—10 м); выше следуют красно-бурые липаритовые порфиры (380—450 м), а затем алевролиты и песчаники с прослоем миндалекаменных андезитовых порфиритов (4—8 м). Флора, по заключению М. А. Сенкевич, определяет среднедевонский возраст вмещающих остатков (Н. М. Чабдаров, 1973 г.).

В ледниках верховьев р. Талгар (Заилийский Алатау) кастекская свита с конгломератами в основании налегает на порфиры жайсанской свиты. Далее к востоку

отдельные выходы первой прослеживаются от пика Талгар до среднего течения р. Тургень. Кастекская свита обычно сложена лавами и туфами кислого состава, сопровождаемыми субвулканическими телами липаритовых и фельзитовых порфиров. Мощность свиты 350—450 м. Разрезы кастекской свиты довольно выдержаны и хорошо сопоставляются в разоб- щенных выходах.

Средний и верхний отделы. Карасайская свита широко распространена в Чу-Илийских горах. Она несогласно налегает на ордовик, силур и коктаскую свиту девона. В основании свиты залегает горизонт лавобрекчий либо конгломератов. Выше следуют переслаивающиеся лавы, туфолавы и туфы кислого состава с прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов. Андезиты встречаются реже. Мощность свиты 2000—3000 м. Возраст ее определяется по положению в разрезе.

Верхний отдел состоит из франского и фаменского ярусов. Франский ярус выделен только в Джунгарском Алатау. Он включает континентальные и вулканогенные образования, морские отложения. Первые представлены туфо- конгломератами, туфопесчаниками, туфолавами кварцевых альбитофиров, туфов кислого состава, фельзит-порфирами. Из терригенных пород имеются известково-песчаные алевро- литы, песчаники, кремнистые сланцы, рифовые известняки. Мощность отложений яруса меняется от 380 до 2170 м. Воз- раст устанавливается по многочисленным органическим ос- таткам.

Фаменский ярус. В Чу-Илийских горах к фамен- скому ярусу отнесена жингильдинская свита, пред- ставленная красноцветными конгломератами, конгломерат- песчаниками, песчаниками, которые с угловым несогласием перекрывают коктаскую свиту. Верхняя часть разреза суще- ственно песчаниковая. Среди песчаников располагаются про- слои алевролитов и туффитов. Общая мощность 270—500 м. Возраст определяется по положению в разрезе и фауне.

К фаменскому ярусу отнесена также толща конгломера- тов и песчаников с прослоями глинистых сланцев и алевро- литов, обнажающаяся у пос. Ешкили-Курдай в восточной части гор Кендыктас. Мощность отложений 1000—1200 м. Здесь они несогласно налегают на протерозойскую кеминскую свиту и позднеордовикские гранитоиды.

Фаменский ярус на западе и в центральной части Джун- гарского Алатау представлен морскими и прибрежно-мор- скими отложениями. В основании разрезов встречаются туфо- конгломераты, туфопесчаники. На них лежат полимиктовые песчаники, алевролиты, полевошпат-серицитовые сланцы, глинисто-песчаные известняки. В верхах разрезов наблюдаются туфолавы и туфы кварцевых порфиров, туфопесчаники,

туфоалевролиты. Мощность толщ 210—320 м. Возраст определяется по органическим остаткам.

К нерасчлененным верхнедевонским отложениям отнесена толща конгломератов, песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфогравелитов, развитая по правобережью р. Каракастек на северном склоне Кастекского хребта. Мощность толщи меняется от 420—450 м на западе до 620—670 м на востоке.

Верхнедевонской считается нижняя часть толщи красноцветных конгломератов и песчаников, залегающей под вулканиками кетменской свиты и обнажающейся на северных склонах водораздела между р. Каракастек и сопкой Майтобе. Конгломераты сложены обломками полимиктового состава, хорошей окатанности. Они, по-видимому, являются аналогами конгломератов из района пос. Ешкили-Курдай. Возраст отложений определяется по положению в разрезе. Подстилают их толщи среднего девона, перекрывает кетменская свита турне — нижнего визе.

Верхний девон выделен также в северо-восточных отрогах Киргизского хребта, где слагает небольшие выступы фундамента по левобережью р. Чу. Здесь он расчленяется на три пачки. Нижняя сложена красноцветными базальтовыми конгломератами и гравелитами с подчиненными прослоями аркозовых и полимиктовых песчаников, средняя — красноцветными косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов и серых известняков с фауной в верхней половине. Верхняя пачка представлена конгломератами и гравелитами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами, вверху местами встречаются прослои известняков с фауной. Мощность толщи оценивается в 1200—1900 м. Она несогласно перекрывает вулканику кастекской свиты среднего девона, а на нее согласно налегают сероцветные конгломераты и песчаники турне. Возраст отложений определяется по положению в разрезе и многочисленным сборам фауны фораминифер.

Нерасчлененные отложения верхнего девона — турне (тастауская свита) широко распространены на северо-востоке Джунгарского Алатау. Они представлены глинисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми породами с прослоями андезитов, их туфов и лавобрекчий, линзами яшм, рифовых известняков и известковистых песчаников. Мощность 500—2250 м.

Каменноугольная система. Нижний отдел. Нижнекаменноугольные отложения развиты повсеместно и особенно широко — в горах Кендыктас, Кастекском хребте, в северо-восточной части Заилийского Алатау и в Джунгарском Алатау. Среди них выделены отложения турне, турне — нижнего визе (кетменская свита), среднего — верхнего визе (кунгейская свита), среднего визе — серпуховского яруса (шункар-

ская свита), верхнего визе — серпуховского яруса и серпуховского яруса (далашикская свита).

Турнейский ярус выделен лишь на одном участке юго-восточного погружения Чу-Илийских гор. Для него характерны отсутствие маркирующих горизонтов, резкая фациальная изменчивость и невыдержанность мощностей. По составу турнейские отложения расчленены на три пачки: нижнюю — красноцветную полимиктовую, среднюю — вулканогенно-осадочную и верхнюю — аркозовую. В составе нижней пачки участвуют разнозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов и конгломератами в основании. Мощность ее 250 м. Контакты пачки с подстилающими породами кембрия и ордовика практически повсюду тектонические. Средняя пачка залегает на нижней с углами падения до 20°. В ее составе в основном развиты туфы, туфоконгломераты, туфогенные и вулканомиктовые песчаники. Подчиненное значение имеют алевролиты и полимиктовые песчаники. По наличию вулканогенного материала породы этой пачки отличаются от отложений двух других. Мощность ее около 450 м. Верхняя пачка сложена аркозовыми конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Мощность ее порядка 40—45 м. Возраст всей толщи определяется по положению в разрезе по аналогии со смежными районами и подтверждается флорой.

Турнейский ярус — нижневизейский подъярус. Среди нижнекаменноугольных отложений этот комплекс пород наиболее распространен. На юге региона он обособляется в кетменскую свиту.

Кетменская свита в горах Кендыктас налегает на ордовикские граниты, щербактинскую и ргайтинскую свиты ордовика. Мощность базальной конгломерат-песчаниковой пачки достигает 450 м. Выше залегает мощная (1200—2000 м) толща андезитовых порфиритов, переслаивающихся с прослоями туфопесчаников. На долю порфиритов приходится 75—85% всей мощности. В ядре синклинали появляются дацитовые порфиры с андезитами. В песчаниках нижней части разреза встречены нижнекарбоновые растительные остатки.

В Кастекском хребте кетменская свита несогласно налегает на докембрийские образования, позднеордовикские граниты и разные свиты девона. На бурых или розовато-серых базальных конгломератах основания кетменской свиты мощностью 220—320 м лежит пачка тонкопереслаивающихся разнозернистых туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов с прослоями туфов сложного состава, игнимбритов и дацитовых порфиров. Мощность ее колеблется от 100 м на западе до 180 м на востоке на уровне р. Алеяк. В основании пачки в песчаниках встречается флора турне — нижнего визе.

На пестроцветной пачке лежат андезит-базальтовые, анде-

зитовые и андезит-дацитовые порфириты с редкими прослоями туфопесчаников и туфов. Суммарная мощность свиты в этом районе изменяется от 800 до 1200 м.

На северном склоне хр. Заилийский Алатау кетменская свита несогласно перекрывает разнообразные комплексы пород более древнего возраста. Сложена свита мощными вулканогенными образованиями, которые в ряде случаев расчленяются на три подсвиты. Нижняя представлена конгломератами, песчаниками, туфами, реже эффузивами состава дацитовых и липаритовых порфиров. Мощность ее 280—290 м. В основании разреза среди серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников и алевролитов встречается обильная нижнекаменноугольная флора. Здесь так же, как и всюду, наблюдаются характерные прослои черных водорослевых известняков и известково-глинисто-углистых сланцев, являющихся маркирующими для низов кетменской свиты.

Средняя подсвита согласно налегает на нижнюю, а в некоторых участках выходы ее встречаются в блоках, ограниченных разрывными нарушениями. Сложена эта подсвита внизу конгломератами, а выше игнимбритами и туфами андезитового, дацитового, липаритового, реже трахилипаритового состава. Мощность 500—650 м.

Верхняя подсвита выдержана по мощности и составу, доминируют здесь лавы и туфолавы андезитового и андезит-дацитового состава. Кое-где преобладают андезит-базальтовые порфириты. В верхней трети разреза появляются прослои туфов и туфолав кислых пород (липаритов, трахилипаритов и трахидацитов). Мощность андезитовой части подсвиты колеблется в пределах 400—550 м, липарит-дацитовой — 200—250 м. В восточных отрогах Заилийского Алатау разрез свиты становится двучленным: выпадает средняя подсвита (горы Сюгаты и Торайгыр). Общая мощность кетменской свиты в этом районе 1600—1900 м.

На северном склоне хр. Кунгей-Алатау (в междуречье Каракия — Урюкты) в строении кетменской свиты участвуют бурые и буро-малиновые андезитовые порфириты, иногда миндалекаменные, бурые плагиопорфиры, их туфы и туфолавы, редкие прослои малиново-бурых туффитовых песчаников. Мощность свиты здесь от нескольких метров до 350—370 м. Возраст определяется на основании многочисленных сборов фауны из песчаников и алевролитов в низах разреза.

В Джунгарском Алатау турне — нижний визе представлен вулканогенными образованиями среднего состава (лавы и туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов), переслаивающимися с туфогенными песчаниками. Они залегают на верхнедевонских красноцветах с размывом. Мощность 150—1150 м.

В верхней, осадочной, части разреза собраны остатки бра-

хиопод, мшанок, пелеципод, кораллов и флоры. В комплексе фауны присутствуют позднетурнейские формы русаковского и ишимского слоев. В песчаниках, залегающих в осадочно-вулканогенной нижней части свиты, собраны органические остатки, характерные для нижних слоев нижнего карбона.

Визейский ярус, средний — верхний подъярусы нерасчлененные. Кунгейская свита. В районе восточного окончания хр. Кунгей-Алатау известняки кунгейской свиты залегают на позднеордовикских гранитоидах или нижнепалеозойских и докембрийских метаморфических образованиях с базальными конгломератами в основании (до 100—150 м). Вышележащие известняки светло-серые, грубо-слоистые или массивные, повсюду содержат богатую фауну. Мощность их на южном склоне Кунгей-Алатау 150—250 м, а на северном 300—400 м.

В междуречье Саты — Курметы на массивных светло-серых известняках залегает мощная (до 400 м) пачка миндалекаменных андезит-базальтовых порфиритов, также принадлежащая кунгейской свите. В среднем течении р. Саты на порфириты с размывом налегает далаашикская свита серпуховского яруса. Здесь мощность кунгейской свиты 700—850 м.

В отдельных небольших выходах свиты, встречающихся в верховьях р. Чилик, отмечаются осадочные и вулканогенно-осадочные разрезы. Мощность кунгейской свиты в таких обнажениях неполная и не превышает 400—500 м. Кунгейская свита повсюду достаточно полно охарактеризована фауной среднего — верхнего визе.

Визейский ярус, средний подъярус — серпуховский ярус. Шункарская свита. На северном склоне Кастекского хребта, в бассейне р. Узын-Қаргалы, в нижней части разреза залегают андезит-дацитовые порфириты и дацитовые порфиры с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников. Вверху преобладают липаритовые, трахилипаритовые порфиры и игнимбриты, сопровождаемые прослоями туфов. Для пород характерны отчетливая тонкая флюидалность и в целом красновато-бурая окраска. Мощность свиты на этом участке 900—1200 м.

В бассейне р. Тургень шункарская свита сложена преимущественно липаритовыми, трахилипаритовыми, часто сферолизовыми лавами, литокластическими туфами, липаритовыми порфирами и игнимбритами. В основании разреза иногда наблюдается горизонт агломератовых туфов. Мощность свиты здесь 500—600 м. Среди песчаников нижней части разреза собраны растительные остатки плохой сохранности.

К верхнему визе — серпуховскому ярусу в Джунгарии отнесена сероцветная вулканогенно-осадочная толща, залегающая на породах турне — нижнего визе с размывом. Она

слагает большие площади в гряде гор Дегерес — Матай — Алтынэмель и севернее в горах Котуркаин, Жалгызгаш, Аркалык, в бассейне рек Мукры, Биже, Дос. В составе толщи наблюдаются туфопесчаники, песчаники, алевролиты, кремнистые и углистые туффиты, реже угли, туфы и лавы разного состава. Отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью. В южной части района толща содержит преимущественно лавы и туфы среднего состава, севернее начинают преобладать вулканогенно-осадочные и терригенные образования. Пирокластический материал имеет следы водной обработки, туфы чередуются с алевролитами, песчаниками, гравелитами. По р. Мукры отложения этого возраста представлены как прибрежно-морской, так и континентальной фациями. Мощность 1200—2000 м.

Серпуховский ярус. Далаашикская свита распространена только в восточной части хр. Кунгей-Алатау и в междуречье Чилик — Жинишке, где она выполняет ядро Далаашикской мульды. Это ритмично-слоистая толща, состоящая из многократно чередующихся прослоев разновозрастных песчаников, алевролитов, сланцев, известковистых песчаников и известняков. Изредка встречаются горизонты туфогенных пород и конгломератов, углистых сланцев. Мощность прослоев колеблется от сантиметров до нескольких метров, редко больше. Возраст свиты определяется по многочисленным органическим остаткам, встречаемым повсеместно и представленным разнообразным комплексом форм.

Средний отдел. Батпакская свита выделена в Южной Джунгарии. В горах Жалгызгаш отложения этой свиты с размывом и конгломератами в основании (180 м) залегают на породы верхнего визе — серпуховского яруса. В составе обломков — комплекс пород подстилающих вулканитов и гранитоидов. Выше следует пачка переслаивающихся алевролитов, гравелитов, песчаников с растительными остатками (220 м), на ней залегают туфы кислого состава (65 м), вулканомиктовые конгломераты (20 м), липарит-дацитовые игнимбриты (65 м). Мощность по разрезу 590 м.

В горах Шолак базальные слои конгломератов не вскрыты, а обнажена вышележащая туфогенно-осадочная пачка с большим количеством прослоев песчаных известняков, алевролитов и песчаников аркозового облика. Туффиты и липаритоидные туфы имеют подчиненное значение. Разрез пачки венчается двумя пластами темно-серых песчаных известняков (по 15 м) и светлыми сиренево-розовыми липаритовыми игнимбритами и туфами. Возраст свиты определяется как средний карбон по положению в разрезе и скудным сборам растительных остатков.

Средний и верхний отделы. Дегересская свита в Чу-Илийских горах залегает в основании верхнего

палеозоя. Начинается ее разрез с базальных аркозовых конгломератов. Нижняя подсвета сложена аркозовыми конгломератами, темно-зелеными андезитовыми порфиритами, их туфами и агглютинатами. Мощность ее до 250 м. В составе средней подсветы отмечены красно-бурые дацитовые игнибриды, трахидацитовые туфы с прослоями агломератов, зеленых туфопесчаников, гравелитов, а в верхней части — туфы андезитовых порфиров. Мощность до 600 м. В горизонтах песчаников собраны растительные остатки. Верхняя подсвета представлена темно-зелеными порфиритами и их агломератовыми, агглютинированными туфами. Мощность подсветы около 380 м, а свиты в целом до 1000—1200 м.

Дегересская свита в Джунгарском Алатау распространена в тех же участках, что и батпакская. На северном склоне гор Дегерес она без видимого несогласия залегает на вулканитах батпакской свиты. Здесь в свите преобладают зеленовато-серые, темно-серые и бурые лавы и туфы андезит-базальтового, базальтового, иногда андезитового, трахиандезитового или смешанного состава. Мощность отдельных горизонтов туфов 20—50 м, лав 3—12 м. Мощность свиты около 400 м. Возраст дегересской свиты для западных отрогов Джунгарского Алатау определяется по положению в разрезе верхнепалеозойских отложений.

Средне-верхнекаменноугольные отложения, выделенные в джамбасскую свиту, в Заилийском Алатау развиты только в северо-восточной его части — в горах Сюгаты и Бала-Богуты. Выделение ее здесь в значительной мере условно. К джамбасской свите обычно относят светлоокрашенную толщу, состоящую из чередующихся кислых эффузивов и их туфов с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов общей мощностью 380 м. При определении возраста свиты учитывались ее положение в общем разрезе каменноугольных отложений и наличие в некоторых местах скудных растительных остатков верхнепалеозойского облика (горы Бала-Богуты и горное устье р. Каратурук), сходство общего состава разреза с породами с известным возрастом.

На северных склонах хр. Кетмень средне-верхнекаменноугольные отложения чаще всего представлены туфами, игнибридами и туфолавами кислого, реже трахидацитового и трахитового состава. В низах разрезов встречаются туфогенно-осадочные отложения. Общая мощность достигает 700—1000 м. На южном склоне хр. Кетмень разрез начинается пачкой чередующихся мелкогалечных конгломератов, гравелитов, туфов дацитовых порфиров и туфопесчаников (380 м). Средняя часть разреза сложена андезитовыми порфиритами и флюидалными липаритовыми порфирами (200 м). В верхах преобладают вулканомиктовые гравелиты, песчаники и конгломераты с мощными прослоями кислых туфов, лавобрекчий

и туфолав дацитового состава. В песчаниках верхней пачки определена флора. Суммарная мощность 820 м.

Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы. Отложения данного возраста развиты в районе довольно широко, хотя и не образуют крупных выходов. В Чу-Илийских горах, в восточной части Заилийского Алатау и Джунгарии они выделены в кугалинскую свиту, а в Киргизии отложения аналогичного возраста отнесены к ашукольторской свите.

Кугалинская свита в Чу-Илийских горах со следами размыва или с несогласием перекрывает разные уровни размытой дегересской свиты или лежит на более древних гранитоидах. В основании ее залегает горизонт туфоконгломератов, фациально переходящий в агломераты кислого состава. Вулканогенно-осадочные отложения состоят из разнообломочных туфов и игнимбритов липаритового ряда, в низах свиты отмечается характерная осадочная пачка, являющаяся маркирующей. Общая мощность свиты по разрезу 236—350 м. Возраст описываемых отложений в пределах данной площади устанавливается как каменноугольный — раннепермский по растительным остаткам. В крайних северо-восточных отрогах Заилийского Алатау отложения пермо-карбона со следами размыва, но согласно надстраивают разрезы джамбасской свиты среднего — верхнего карбона и представлены пестроцветными (сиренево-розовыми) тонкопереслаивающимися туфами кислого состава, лавобрекчиями и редко туфопесчаниками. В основании свиты залегает горизонт (18 м) конгломератов с галькой кислых эффузивов, туфопесчаников и гранитов. Общая мощность толщи здесь достигает 450—1000 м.

В восточной части хр. Кетмень низы разреза сложены вулканомиктовыми конгломератами, туфогравелитами, туфогенными и полимиктовыми песчаниками с отдельными горизонтами туфов андезит-дацитовых порфиров (122 м). В средней части установлена пачка переслаивающихся туфопесчаников, гравелитов с единичными горизонтами темно-серых битуминозных известняков, туффитов и песчаников с растительными остатками (256 м). Верхнюю часть разреза (327 м) образуют туфы, игнимбриты и туфолавы дацитовых и липарит-дацитовых порфиров с отдельными прослоями туффитов. Общая мощность свиты 750 м. Возраст определен по редким остаткам растительности.

В Южной Джунгарии характерной чертой кугалинской свиты является, как и всюду, кислый (липарит-дацитовый) состав слагающих ее вулканитов, среди которых обычно присутствует осадочный материал. Породы имеют светлые (серые, розовые, желтоватые) тона, реже коричневые и бурые. Вулканическая часть разреза представлена кислыми липаритовыми, дацит-липаритовыми, дацитовыми игнимбритами и туфами.

Мощность отдельных игнимбритовых покровов порядка 5—15 м. Большую роль в разрезе свиты играют песчаники (часто с примесью битуминозного вещества), туфопесчаники, алевропесчаники, пропластки известняков. Осадочные и вулканические породы ритмично чередуются в разрезах. Общая мощность около 900 м. Возраст описанной свиты помимо положения в разрезе определяется обширным списком ископаемой флоры.

Пермская система. Из вулканогенных образований верхнего палеозоя отложения пермской системы являются наиболее распространенными. Они широко развиты в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор и на западном погружении Джунгарского Алатау. Смыкаясь в районе Капчагайского каньона, пермские вулканиты образуют единый пояс выходов в центральной части описываемой территории. На юге пермские отложения обнажаются только на северо-восточном окончании хр. Заилийский Алатау и в хр. Кетмень.

Нижний отдел. Бескайнарская свита в Чу-Илийских горах развита незначительно. Сложена она серыми песчаниками, среди которых отмечаются линзовидные прослои зеленовато-бурых, темно-зеленых агглютинированных туфов андезитового состава, а также маломощные покровы трахидацитовых лав. Общая мощность свиты по разрезу 248 м. Возраст определяется ее положением в разрезе по аналогии с нижней пермью Южной Джунгарии и по растительным остаткам. В верховьях междуречья Сиректас—Ащису она без видимого несогласия через мелкогалечные конгломераты перекрывает липаритоидные туфы кугалинской свиты.

В Заилийском Алатау отложения нижней перми прослеживаются вдоль северного склона гор, от р. Каратурук на западе до восточных границ площади. Представлены они вулканитами среднего и основного состава, нередко сопровождаемыми горизонтами туфогенных конгломератов и песчаников. Последние приурочены к нижней части толщи. Вблизи горного устья р. Каратурук они без видимого несогласия налегают на отложения пермо-карбона. В основании свиты наблюдаются туфоконгломераты, переходящие вверх в грубозернистые туфопесчаники (12 м), выше находятся бурые базальтовые порфириды и их туфы (180—190 м). Восточнее сохраняется общий характер и состав свиты, но несколько увеличивается ее мощность (до 560 м). Возраст определяется по положению в разрезе и растительным остаткам.

На северном склоне хр. Кетмень нижнепермские отложения представлены андезитовыми порфиридами, покровами базальтовых и андезитовых порфиридов, базальтовыми порфиридами, чередующимися с основными туфами и туфопесчаниками. Общая мощность толщи более 100 м. На южном склоне того же хребта разрезы состоят из покровов базальтовых и диаба-

зовых порфиритов, толеитовых базальтов с прослоями песчанников и туфопесчаников общей мощностью 190 м.

В Южной Джунгарии бескайнарская свита сложена вулканогенными породами андезитового, реже андезит-дацитового состава, залегающими согласно на кугалинской свите. В стратотипическом разрезе северного склона гор Аркалык в нижней части его обнаружены андезит-дацитовые игнимбриты (80 м), которые перекрыты покровами пироксеновых андезитов, разделенных прослоями псаммитовых туфов того же состава. Выше наблюдается переслаивание лав и агглютинатов андезитового и андезит-базальтового состава. Общая мощность 250 м. В некоторых случаях установлены разрезы повышенной мощности (до 1000 м), состоящие из чередующихся лавовых покровов и агломератовых туфов, в других отмечается ритмичное чередование лавовых покровов с пластами различных туфов (горы Дегерес). Возраст свиты определяется по четкому положению в разрезе верхнего палеозоя, а также по ископаемой флоре.

Верхний отдел. Верхнепермские образования сформировались в два этапа, резко отличающихся как характером магматизма, так и его петрохимическими особенностями. Соответственно этому верхняя пермь подразделяется на два вулканических комплекса, обособленные в жалгызагашскую и жельдыкаринскую свиты.

В Чу-Илийских горах развиты главным образом отложения жалгызагашской свиты. К верхней — жельдыкаринской — могут быть условно отнесены силлы андезит-базальтовых порфиритов в некоторых вулканических структурах. Ведущую роль в составе жалгызагашской свиты играют покровы игнимбритов, характеризующиеся кислым субщелочным составом. В нижней части ее разреза наблюдается пестрая по составу туфогенно-осадочная пачка. Мощность свиты 100—135 м. Возраст описываемых образований в Чу-Илийских горах определяется по их налеганию на нижнепермские вулканы и по аналогии с подобными отложениями Южной Джунгарии.

Верхнепермские отложения выделены также узкой прерывистой полосой вдоль северного склона северо-восточных отрогов Заилийского Алатау. Мощность толщи здесь нигде не превышает 350—400 м. У северной подошвы гор Бакайдынтау верхняя пермь состоит из пестрых слоистых лав и туфов кислого состава. В нижней части среди туфов встречаются редкие горизонты туфопесчаников, а вверху наблюдаются плотные темно-бурые порфириты. Мощность свиты здесь около 350 м. Далее на восток, в горах Караимчек, верхняя пермь налегает на нижнюю, имея в основании мощный горизонт базальтовых конгломератов (65 м) с хорошо окатанной галькой подстилающих пород. Выше залегают туфы дацитовых порфиритов (4 м), бурые и красно-бурые конгломераты и туфопес-

чаники (25 м), а затем пачка (до 220 м) пестрых (бурых, красно-бурых, зелено-серых и сиренево-серых) туфов липарит-дацитовых и дацитовых порфиров. Мощность толщи 320 м.

Верхнепермские отложения очень широко распространены в западных отрогах Джунгарского Алатау. Здесь впервые они были расчленены на две свиты: жалгызгашскую и жельдыкаринскую. Стратотипический разрез жалгызгашской свиты в горах Аркалык-Жельдыкара начинается базальными вулканогенными конгломератами, переходящими вверху в песчаники, на которых залегает пачка светлоокрашенных покровов игнимбритов липаритового и липарит-дацитового состава с маркирующим горизонтом пизолитовых игнимбритов. Выше следует пачка слоистых туфов и туффитов, завершающаяся покровом (до 200 м) липарит-дацитовых игнимбритов. Мощность по разрезу 1000 м. Местами она сокращается до 300—400 м. Возраст свиты определяется по геологической позиции и подтверждается ископаемой флорой, собранной в горах Дегерес.

Жельдыкаринская свита верхней перми залегает согласно на жалгызгашских вулканитах. Наиболее полный разрез ее наблюдается в ущелье р. Дос. Здесь она представлена чередующимися потоками и покровами базальтовых, андезит-базальтовых и андезитовых лав с пластами разнообразных туфов, туффитов и грубообломочных пород типа лахаровых брекчий и туфоконгломератов. Покровы составляют обычно менее четверти мощности свиты. Туфы по составу полностью отвечают лавам, но сильно варьируют по размерам и агрегатному состоянию обломочного материала. По простиранию состав и мощность свиты изменчивы, что проявляется в неустойчивости количественного соотношения лав и пирокластитов, в замещении последних терригенными, часто грубообломочными образованиями. Мощность свиты колеблется от 200 до 600 и даже до 1000 м. Верхнепермский возраст описанных отложений определяется по положению их в разрезе и по находкам ископаемой флоры и пыльцы голосеменных растений.

Верхнепалеозойские вулканиты, как правило, на всех возрастных уровнях сопровождаются субвулканическими телами кислого (липариты, кварцевые порфиры, липарит-дациты, гранит-порфиры), среднего и основного состава (диоритовые порфиры и андезит-базальты).

Мезозой. Триасовая система. Нижний отдел. В Южной Джунгарии малайсаринская свита залегает обычно согласно, иногда с небольшим размывом, на отложениях верхнепермской жельдыкаринской свиты. Свита сложена в нижней части разреза конгломератами, гравелитами и песчаниками, а в верхней — игнимбритами кислого состава. На южном склоне гор Аркалык в основании триаса располагается пачка светлых полимиктовых песчаников с прослоями гравелитов и конг-

ломератов (120 м). Выше следует пачка переслаивающихся туфогенных песчаников и алевролитов, туффитов с туфами липаритовых порфиров (30—40 м). Венчает разрез покров розовых липаритовых игнимбритов (более 50 м). Мощность свиты по разрезу около 200 м. В породах средней пачки собраны растительные остатки. В хр. Малайсары мощность свиты возрастает до 500 м. С вулканитами малайсаринской свиты тесно ассоциируют субвулканические интрузии трахилипаритового и андезит-базальтового состава.

Верхний отдел. Отложения этого возраста выделяются в хр. Кетмень, Илийской и Алакольской впадинах. Возраст установлен по отпечаткам листовой флоры и спорово-пыльцевым комплексам [Геология СССР, 1971].

В предгорьях хр. Кетмень кольджатская свита несогласно налегает на вулканогенные породы верхней перми, а севернее вскрыта скважинами. В основании разреза находится горизонт конгломератов, на которые налегают серые, мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов. Выше преобладают серые алевролиты и аргиллиты, в которых встречены остатки растений, ракообразных и рыб. Мощность свиты по скважине 450 м. К югу она сокращается вследствие размыва верхних горизонтов.

В Южном Прибалхашье бурением установлены отложения, отнесенные к верхнему отделу триаса — нижнему отделу юры (низовья р. Или). Здесь скважинами вскрыта толща красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов с маломощными прослоями угля. Мощность толщи 70—110 м.

Меловая система. Верхний отдел. До последнего времени считалось, что меловые отложения распространены по всем крупным впадинам, включая Приалмаатинский район и плато Карой. Буровые работы показали, что они развиты только в восточной части Илийской долины и ограничены на западе Бас-Боролдайским разломом, а на севере грядой гор Шолак — Дегерес — Матай. Верхний мел повсеместно прикрыт мощным чехлом кайнозойских отложений, за исключением района гор Калкан, где он обнажен у их подножия. Небольшой выход верхнего мела выделен на правом борту Капчагайского каньона, у выхода из него р. Или.

Толщи верхнего мела сложены очень однообразными, часто ожелезненными, кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, галечными и гравийными песками и галечниками. В песках нередко встречаются прослойки песчаников, конгломерат-песчаников с железистым, марганцовистым и карбонатным цементом. Галька в них прекрасно окатана и состоит из кремнистых пород. Образовались меловые осадки в результате деятельности речных потоков в условиях пенеппенизации страны вследствие размыва коры выветривания, пород палеозоя и

накопления материала, претерпевшего длительную транспортировку в мелководных озерных бассейнах.

Разрез верхнего мела, вскрытый скважиной № 35 около устья р. Куршилик, в интервале 795,4—770,0 м представлен желтыми заохренными кварцевыми песками, переслаивающимися с галечниками, и редкими пропластками (0,1—0,2 м) светло-серых глин, которые залегают на верхнепалеозойских туфах среднего состава. Мощность 24,5 м.

У южного подножия гор Улькен-Калкан на вулканитах верхней перми лежат охристо-желтые кварцевые пески и галечники (3,5 м), а выше находятся серые глины с прослоями желтых кварцевых песков (2,2 м) и пески кварцевые, светло-желтые до белых, с прослоями гравийника и мучнистых песков (9,1 м). Венчают разрез ржаво-бурые средне- и грубозернистые песчаники (1,2 м). Мощность разреза 16 м.

Подобный комплекс осадков обнажен и на правом борту Капчагайского каньона. Здесь мощность их 10—12 м. М. Б. Мычник (1969 г.) указывает, что скважины, пробуренные на площади песков Сарытаукум в южной части Южно-Прибалхашской впадины, верхнемеловых отложений не вскрыли, хотя осадки, подобные описанным, наблюдаются и здесь в основании разреза.

Возраст меловых отложений установлен по палеонтологическим сборам, проведенным в обнажениях у гор Калкан и Капчагайского ущелья. Из различных участков выходов кварцевых песков собраны кости динозавров и окаменелой древесины. У западного погребения гор Калкан, кроме того, обнаружены кости хищников, ортопод, зауропод. Фауна имеет позднемеловой, точнее, позднесенонский возраст. В районе гор Калкан собраны также растительные остатки, споры и пыльца позднесенонского возраста (определения Н. М. Макулбекова и З. К. Пономаренко). Наличие в кварцевых песках раннеэоценовой пыльцы (горы Актау), а в галечниках олигоцена костей динозавров указывает на то, что процесс формирования кварцевых песков был длительным. Вследствие незначительных тектонических движений менялись условия аккумуляции и размыва. Происходило, видимо, неоднократное перетложение ранее накопленных песков и галечников. Поэтому внешне сходные отложения в различных частях впадин могут иметь разный возраст, а кости динозавров и обломки верхнемеловой древесины встречены во вторичном залегании [Меньшиков, Тимуш, 1963].

Кайнозой. Палеогеновая система. Отложения палеогена приурочены главным образом к Алма-Атинской, Панфиловской, Южно-Прибалхашской и другим впадинам, где вскрываются бурением. Только у подножий некоторых хребтов они обнажены на поверхности. Палеогеновые отложения исключительно континентальные. В них отсутствуют выдержанные по

простирацию маркирующие горизонты, и поэтому сопоставления разрезов не всегда достаточно уверенные, если не подкреплены фауной.

Палеоцен. В небольших межгорных грабенах Северной Джунгарии к палеоцену условно отнесены пески, песчаники и красноцветные глины с мелкогалечными конгломератами в основании разреза. Их мощность, по данным бурения, достигает 110 м [Диденко-Кислицина, 1966].

В Панфиловской впадине палеоценовые отложения вскрыты скважиной на глубине 2400 м около г. Панфилова. Они представлены красноцветными известковистыми аргиллитами с мелким щебнем, залегающими на палеозойском фундаменте. Возраст определен по спорово-пыльцевым комплексам [Бажанов и др., 1971].

Эоцен. Во впадинах Северной Джунгарии скважинами вскрыты серые и зеленовато-серые глины, а в обнажениях установлены пятнистые глины. Мощность разрезов 40—75 м. Возраст определен по костным остаткам и палинологическим комплексам [Диденко-Кислицина, 1966].

На юге Джунгарского Алатау (Панфиловская впадина) эоцен выделил Н. Н. Костенко [1964] по определениям спорово-пыльцевых комплексов (Р. Б. Байбулатова). Отложения представлены темно-серыми или красно-бурыми глинами, на которых залегают серые и белые пески и рыхлые песчаники с прослоями красно-бурых, местами пятнистых глин. В верхах толщи содержатся кости млекопитающих. Мощность 5—120 м.

В Алма-Атинской впадине сходные по литологии отложения эоцена вскрыты несколькими скважинами (близ устья р. Чилик, у южного подножия гор Актау, у с. Алексеевка). Из образцов керна определены эоценовые спорово-пыльцевые комплексы. Мощность отложений 26—374 м.

Олигоцен. Отложения этого возраста вскрываются скважинами и обнажаются у подножий горных массивов. Прежде чем перейти к описанию разрезов, относимых к олигоцену, следует коротко остановиться на тех из них, которые иногда содержат обломки костей динозавров. Мнения исследователей относительно их возраста разделяются. Так, Б. Н. Петрушевский [1955], В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко [1958] относят их к верхнему мелу. И. А. Ефремов [1944] считает эти отложения третичными, а кости переотложенными. Для западной части гор Малые Калканы И. А. Ефремов [1932] приводит список фауны динозавров, связанной с низами разреза. Согласно этой фауне, вмещающие осадки можно датировать верхним сеноном, однако окатанность костного материала позволила И. А. Ефремову высказать предположение о вторичном их залегании. Такое заключение подтверждается данными микрофаунистического анализа. В образцах пород, взятых в самых низах олигоценового разреза, обнару-

жены остракоды, которые не могут встречаться в верхнемеловых отложениях, но присутствие их не противоречит олигоценовому возрасту вмещающих пород. Вышележащие красноцветные глины содержат уже миоценовый комплекс остракод [Меньшиков, Тимуш, 1964].

Общую характеристику олигоцена гор Калкан можно дать, сопоставив разрезы, хорошо выдержанные вдоль их северных подножий. В основании разрезов повсеместно залегают белые пески с прослоями серых косослоистых песчаников мощностью от 30 до 50 м. Выше по разрезу наблюдаются зеленовато-серые и красновато-коричневые глины, местами сильно загипсованные. В отдельных случаях среди них отмечается горизонт глинистого гипса мощностью до 4,5—5,0 м. Общая мощность глин изменяется от 5 до 20 м. Стратиграфически выше следует гравийно-песчаный горизонт охристо-желтого цвета, характерной особенностью которого является очень хорошая окатанность кластического материала, представленного устойчивыми кремнистыми породами. Мощность варьирует от 10 до 70 м. Суммарная мощность приведенного разреза 60—125 м.

При сравнении описанного разреза с разрезом гор Джунгарский Актау отмечается большое сходство нижней пачки песков гор Калкан с песками так называемой актауской свиты [Бажанов, Костенко, 1961], охарактеризованной остатками млекопитающих, плохо определенных носорогообразных, а также черепах и крокодилов.

Не менее четко сопоставляются и более высокие горизонты разрезов, представленные разнозернистыми песчаниками и песками охристо-желтого цвета, переслаивающимися с гравелитами, мелкогалечными конгломератами того же цвета и резко подчиненными им глинами и алевролитами. В горах Актау эти осадки охарактеризованы костными остатками млекопитающих и черепах. Данная фауна рассматривалась В. С. Бажановым как среднеолигоценая.

Таким образом, из сравнения разрезов гор Актау и Калкан становится очевидным, что кости верхнемеловых динозавров в последнем случае вмещаются более молодыми по возрасту осадками, и это, безусловно, свидетельствует о переотложении костей.

В Алма-Атинской впадине с некоторой долей условности палеогеновые осадки могут быть выделены в скважине, расположенной в низовьях р. Чилик на глубине 770—800 м. Они представлены охристо-желтыми кварцевыми песками, содержащими хорошо окатанную гальку кремнистых пород. Данные отложения отнесены к олигоцену на основании литологического сходства с осадками гор Калкан, а также того, что выше них в загипсованных бурых глинах обнаружена микрофауна миоцена.

Палинологически охарактеризованные олигоценовые отло-

жения вскрыты скважинами у с. Алексеевка в интервале 1970—2415 м и у с. Покровка в интервале 930—1550 м [Геология СССР, 1971]. Представлены они зеленовато- и темно-серыми алевролитами, алевритистыми глинами с прослоями мелкозернистых песчаников. Из керна обеих скважин получены аналогичные спорово-пыльцевые спектры. В скважине близ г. Алма-Аты к олигоцену условно отнесены отложения в интервале 2580—3232 м. Это красноцветные неслоистые аргиллиты и алевролиты, содержащие различное количество щебня палеозойских пород (на которых они залегают) и пласты разнозернистых глинистых песчаников.

В Южном Прибалхашье достоверно установленных олигоценых отложений нет. Условно к палеогену отнесены красноцветные глины с прослоями серых кварцевых песков и гравелитов, вскрытые скважинами в низовьях р. Или. Мощность их — первые десятки метров (М. Б. Мычник, 1963 г.).

Неогеновая система. Неогеновые отложения расчленены на четыре региональных стратиграфических горизонта: аральский (нижний — средний миоцен), павлодарский (верхний миоцен — нижний плиоцен), илийский (средний — верхний плиоцен) и хоргосский (верхний плиоцен).

Аральский горизонт в Южном Прибалхашье представлен светло-серыми и пестрыми глинами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками и песчаниками с гравийно-галечными прослойками и пластами известняков. Общая мощность этих отложений, по данным бурения, колеблется от 10 до 100 м.

Близ ст. Сарыозек аральский горизонт сложен красноцветными плотными глинами, в нижних горизонтах чередующимися с пластами серых и розовых разнозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и светло-красных мергелей. Мощность толщи 150—200 м. В этих осадках обнаружены кости крупных млекопитающих, в том числе свинообразных и гигантского носорога [Бажанов, Костенко, 1958].

В Алма-Атинской, Панфиловской и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня для аральского горизонта характерны карбонатные осадки — известняки и мергели, в различной мере насыщенные в прибортовых частях впадин щебнем, дресвой с прослоями глин. Местами породы представлены седиментационными брекчиями с карбонатным цементом. Выше по разрезу они чередуются с красноцветными карбонатными глинами, обычно насыщенными щебнем, песком, гравием и конгломератами с песчано-карбонатным цементом. Общая мощность горизонта достигает 1000 м.

Возраст отложений аральского горизонта установлен по находкам фауны (либо по палинологическим спектрам) из разрезов в низовьях р. Саты, по скважинам в Каркаринской,

Панфиловской, Алма-Атинской, Южно-Прибалхашской и других впадинах [Геология СССР, 1971].

Павлодарский горизонт. По окраинам Алма-Атинской, Панфиловской и внутригорных впадин Северного Тянь-Шаня отложения павлодарского горизонта представлены конгломерато-брекчиями, брекчиями и щебенистыми карбонатными глинами. Общая мощность этих осадков достигает 600 м. В центральных частях впадин бурением вскрыты красно- и зеленоцветные карбонатные глины, местами загипсованные, а также разнозернистые полимиктовые пески и песчаники, галечники и конгломераты. Мощность этих отложений 500—600 м.

Возраст обоснован находками фауны и определением спорово-пыльцевых спектров в районе низовьев р. Саты, в Каркаринской и Текесской впадинах. В Илийской долине фаунистически и палинологически обоснованные разрезы есть в горах Алатау [Геология СССР, 1971].

В Южном Прибалхашье павлодарский горизонт на значительной площади вскрывается бурением и только к северу от плато Карой и Чу-Илийских гор обнажается на поверхности. Представлен он здесь красноцветными карбонатными глинами с прослоями зеленовато-серых глин, с подчиненными им разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность горизонта в юго-восточной части впадины возрастает от 100 до 200—300 м. Из отложений павлодарской свиты изучены микрофаунистические и палинологические комплексы [Тимуш, Меньшиков, 1970].

В Северо-Джунгарской (Саркандской) впадине павлодарский горизонт установлен на обширной площади междуречья Лепсы — Кызылагаш (Ю. Б. Коврижных, 1965 г.). Сложен он кирпично-красными карбонатными глинами с прослоями разнозернистых полимиктовых песков и галечников (вблизи Джунгарского Алатау), а также с редкими прослоями розовых и красных мергелей. Он залегает несогласно на палеозое и имеет максимальную мощность 53 м (по скважине). Из этих отложений С. Ф. Меньшиковым определен комплекс остракод [Геология СССР, 1971].

Илийский горизонт. В Илийской долине и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня илийский горизонт выполнен осадками разного генезиса. В краевых частях впадин накапливались преимущественно делювиально-пролювиальные щебни, пески, плохо окатанные галечники, обычно скрепленные карбонатным цементом, иногда брекчии и конгломерато-брекчии. Общая мощность горизонта около 200—300 м. В центральных частях впадин формировались мощные толщи озерных глин, переслаивающихся с алевrolитами, разнозернистыми песками и песчаниками. Мощность озерных отложе-

ний 300—800 м. Во многих пунктах и скважинах возраст илийского горизонта установлен по находкам фауны, определениям палинологических и микрофаунистических комплексов [Тимуш, 1965; Геология СССР, 1971].

В Южном Прибалхашье илийский горизонт представлен преимущественно разнозернистыми полимиктовыми песками с линзами и прослоями гравия и галечника, алевролитами, палевыми глинами и суглинками. Мощность их возрастает от отрогов Джунгарского Алатау к северо-западу до 200 м. Возраст обоснован органическими остатками [Тимуш, Меньшиков, 1970].

Отложения илийского горизонта встречены в межгорных впадинах Джунгарского Алатау. Обычно это красновато- и палево-бурые песчанистые глины с включением слабо окатанной гальки и щебня. Мощность от 22 до 60 м. В Коксу-Бороталинской впадине в аналогичных отложениях найдены костные остатки слона — типичного представителя илийского фаунистического комплекса [Костенко, Бажанов, 1961]. В других местах выделены и изучены остракоды [Геология СССР, 1971].

Хоргосский горизонт несогласно налегает на илийский и на более древние толщи. Почти повсеместно он представлен грубообломочными отложениями. В предгорных районах это обычно валунно-галечники, переходящие во впадинах сначала в гравелиты, а затем в песчаные и глинисто-песчаные отложения. Мощность их достигает 600 м.

Стратотип хоргосского горизонта описан в районе между речья Усек — Хоргос. Здесь в его разрезе присутствуют полимиктовые валунно-галечные конгломераты с карбонатно-глинистым цементом, переслаивающиеся с песчаниками, гравелитами и песчанистыми глинами. Мощность отложений уменьшается в западном направлении от 600 до 40 м.

Вдоль южного борта Алма-Атинской впадины хоргосский горизонт установлен во многих пунктах. Севернее гор Бала-Богуты на глинах илийского горизонта залегают конгломерато-брекчии с прослоями песчаников, гравелитов, суглинков мощностью 18—54 м. Западнее он прослеживается от между речья Чилик — Асы до Тургени [Тимуш, 1965]. В этой полосе горизонт представлен валунно-галечниками со слабо выраженной слоистостью мощностью до 100 м.

В западных и северных отрогах Джунгарского Алатау хоргосский горизонт сложен мелкогалечными конгломератами, чаще гравелистыми на железисто-, а местами на карбонатно-глинистом цементе [Диденко-Кислицина, 1966]. Залегают он на различных по возрасту толщах, вплоть до пород палеозоя. Выходы конгломератов хоргосского горизонта установлены в Кугалинской, Колпаковской и Тункурузской впадинах, а также около ст. Сарюзек.

В Южном Прибалхашье хоргосский горизонт выделяется по данным бурения. В целом он налегает с разрывом на более ранние отложения и распространен главным образом в предгорной полосе. Представлен горизонт преимущественно песками — глинистыми, пылеватыми, гравийными, с прослоями конгломератов, галечников, алевритов, песчаных глин. Доль грубообломочного материала в разрезах возрастает с приближением к горам. Мощность 50—110 м. Возраст обособован палинологическими и микрофаунистическими комплексами [Тимуш, Меньшиков, 1970; Геология СССР, 1971].

Четвертичная система. На протяжении всего четвертичного времени интенсивно растущие горные сооружения разрушались, а продукты разрушения аккумуляровались на склонах и у подножий гор, в речных долинах и во впадинах. В бортовых частях впадин, в горных долинах и на склонах четвертичные отложения резко несогласно налегают на более древние или вложены друг в друга. В центральных частях впадин осадки различных отделов четвертичной системы связаны между собой постепенными переходами и залегают на плиоцене без следов несогласия. Наибольшая мощность четвертичных отложений в Алма-Атинской впадине, например, достигает 400—500 м. Стратиграфия четвертичных отложений юго-востока Казахстана детально разработана Н. Н. Костенко и В. С. Бажановым [1959, 1962, 1963, 1978].

Ниже четвертичные отложения генетически подразделяются на гляциальные, флювиогляциальные, аллювиальные, озерно-аллювиальные и делювиально-пролювиальные.

В Заилийском Алатау гляциальные отложения выделены только в древней долине р. Асы и на правом борту долины р. Чилик на высотах 2500—3800 м. Здесь они покрывают плащом поверхность древнего (мезозойского) пенеппена или красные цветы миоцена и представлены плохо окатанными валунами, крупными глыбами пород палеозойского и докембрийского возраста с щебенисто-суглинистым наполнителем. Участки распространения морен характеризуются мягким рельефом и задернованной поверхностью. Мощность осадков достигает 200—250 м. В них вложены морены и аллювиальные отложения среднечетвертичного и более молодого возраста. Ю. В. Жуков указывает на то, что реликты морен первого полупокровного оледенения сохранились в бассейне р. Чон-Кемин на водоразделах второго порядка. Мощность их колеблется от 35 до 100—150 м.

Флювиогляциальные отложения развиты вдоль северного склона Заилийского Алатау и прослеживаются от подножия хр. Жетыжол на западе до р. Чилик на востоке. Довольно широкие поля флювиогляциальных отложений наблюдаются во впадинах, между восточными отрогами Заилийского и Кунгей-

Алатау. Подобные образования выделяются и в западных отрогах Джунгарского Алатау, где они обнажаются на возвышенных участках межгорных впадин. Они имеют двучленное строение. Нижняя часть представлена валунно-галечниками с песчано-суглинистым наполнителем, с линзами песков и песчанистых суглинков. Верхняя часть сложена лёссовидными суглинками. Считалось, что толща флювиогляциальных отложений, сохраняя подобное строение, сплошным плащом покрывает подножия хребтов, но, однако, К. Т. Куликовский (1966 г.), Н. М. Чабдаров, О. В. Бажанов (1972 г.) показали, что по северному склону Заилийского Алатау нижняя, грубообломочная часть разреза приурочена к долинам современных рек. На междуречных участках валунно-галечники отсутствуют и лёссовидные суглинки непосредственно ложатся на красноцветы миоцена или на палеозой и допалеозой. Такая же картина наблюдается и на водоразделе рек Чон-Кемин — Кечи-Кемин. Иногда в основании толщи присутствует глыбово-щебенистый материал мощностью до нескольких метров. Подобная локализация грубообломочных отложений свидетельствует о заложении речных долин уже в нижнечетвертичную эпоху и о том, что терригенный материал транспортировался не флювиогляциальными, а аллювиально-пролювиальными потоками.

В Приалмаатинском районе мощность отложений возрастает с запада на восток. Около пос. Прудки валунников 30—40 м, а около г. Алма-Аты — до 130—160 м. Мощности суглинков на том же участке меняются от 8—15 до 60—80 м. Намечается также усложнение разреза за счет увеличения числа прослоев валунников и суглинков от 1—2 до 5—7. Восточнее г. Алма-Аты на предгорной равнине сохраняются приведенная мощность и характер разреза. В низкогорьях же валунники имеют мощность 50—150 м, а суглинки — до 100 м. К востоку от р. Тургень, в районе р. Киикбай, мощность валунно-галечников колеблется от 5 до 45 м, а лёссов — от 15 до 22 м (А. В. Тимуш, 1962 г.). В бассейне р. Каратурук до р. Асы мощность валунно-галечников 15—20 м, а лёссовидных суглинков до 50 м.

Восточнее флювиогляциальные отложения сменяются аллювиальными. В межгорных впадинах, по долинам рек Асы, Сарыбулак и Жинишке мощность валунно-галечников не превышает первых десятков метров, а вышележащих суглинков — 10—15 м. Если в долине р. Асы устанавливается связь данных отложений с моренными, то в долинах двух других рек они оторваны и далеко отстоят от сохранившихся морен. Поэтому не исключено, что нижнечетвертичные осадки в долинах рек Сарыбулак и Жинишке имеют пролювиальный генезис.

Южнее флювиогляциальные отложения накапливались вдоль южного борта р. Чилик. Они сохранились на участке к

востоку от р. Курметы. Западнее, до ур. Байсорун, где развиты моренные отложения, весь рыхлый материал смыт. Флювиогляциальные отложения представлены валунно-галечниками с прослойками песчано-глинистых образований. Размер валунов достигает 1—2 см в поперечнике. Мощность отложений колеблется от десятков до 100 м. На долю суглинков приходится до 25—30 м.

У подножия хр. Кунгей-Алатау флювиогляциальные отложения протягиваются непрерывной полосой. Максимальная мощность их наблюдается в низовьях р. Шет-Мерке — 320 м. В бассейне р. Кенсу мощность осадков снижается с запада на восток до нескольких десятков метров, а мощность верхних суглинков сохраняется в пределах 25—30 м. Флювиогляциальные отложения выделены также по левому борту р. Тюп, где ими занята водораздельная часть гор Тосма, и они здесь налегают с явным размывом на неогеновые отложения.

В Джунгарском Алатау флювиогляциальные отложения также имеют двучленное строение. Мощность нижней пачки валунно-галечников колеблется от 12 до 60 м, а верхних суглинков — от 6 до 40 м. В отличие от аллювиальных отложений они имеют площадной характер распространения, и их выходы сосредоточены на местных пологих водоразделах внутри межгорных впадин.

По мере удаления от подножий гор и хребтов флювиогляциальные отложения постепенно сменяются аллювиально-пролювиальными. Как правило, во впадинах они погребены под более молодыми образованиями, от которых практически неотделимы, и могут быть только условно выделены в нижних частях разреза четвертичных отложений. Представлены описываемые отложения переслаивающимися горизонтами валунно-галечников, песков и лёссовидных суглинков. Мощность их составляет 100—150 м. В Илийской впадине аллювиальные отложения можно наблюдать на южном берегу Капчагайского водохранилища на участке, испытывающем поднятие вдоль Бас-Боролдайского разлома (строго на север от с. Каратурук). Разрез толщи состоит из хорошо окатанных галечников (обломки размером 2—5 см), переслаивающихся с песком. Видимая мощность 25 м. Слоистость наклонена на юг под углами 5—7°. По данным бурения, мощность аллювиальных отложений в этой части Илийской впадины 100—120 м. Нижние две трети сложены хорошо окатанными валунно-галечниками, переслаивающимися с разнотельными и илистыми песками с редкими прослоями желто-серых алевроитов. Верхняя треть состоит из желтовато-серых лёссовидных суглинков с прослоями песков и плохо окатанного гравия.

На южном борту Илийской впадины, в междуречье Чилик — Асы, и по западному борту р. Асы на отложениях плиоцена лежат валунно-галечники. Они чередуются с прослоями

желтых лёссов и супесей. Валунно-галечники довольно плотно сцементированы глинистым материалом. Мощность их около 50 м. Верхние суглинки здесь отсутствуют. Толща под углами 20—25° падает на север. По характеру дислоцированности и цементации она плохо сопоставляется с нижнечетвертичными валунно-галечниковыми отложениями из других мест и может оказаться аналогом хоргосской свиты. Вблизи горного устья р. Чилик сохранились хорошо окатанные валунно-галечники, слагающие реликты самой высокой (более 100 м) террасы.

Аллювиальные отложения довольно широко развиты и в Жаланашской долине, а также по левому борту долины р. Чарын, на участке от гор Торайгыр до центральной части Илийской впадины уже за пределами описываемой площади. Здесь хорошо окатанные валунно-галечники и галечники плащом покрывают отложения палеозоя и плиоцена. Мощность их 10—15 м. Вниз по течению реки наблюдается дифференциация обломочного материала и среди галечников появляются линзы песка и супеси. На отдельных участках, ближе к осевой части впадины, в основании аллювиальных отложений лежат конгломераты, сцементированные карбонатным цементом. Мощность их не более 5—6 м.

В восточных отрогах Чу-Илийских гор, обрамляющих Илийскую впадину с северо-запада, нижнечетвертичные отложения имеют аллювиальное и аллювиально-пролювиальное происхождение. Это конгломерато-брекчии с различно окатанными обломками пород. Цемент песчано-карбонатный. Присутствуют линзы полимиктовых песчаников и гравелитов, также плотно сцементированных карбонатным цементом. Мощность их около 5 м (А. Ф. Ковалевский, 1977 г.). На северном склоне гор они слагают останцы древних террас в горных устьях многих речных долин и сухих саев и выступают в виде козырьков или обрывов с нишами выше современного русла от 1,5 до 30 м. Подобные конгломераты или конгломерато-брекчии наблюдаются также в западных отрогах Джунгарского Алатау.

В Южно-Прибалхашской впадине озерно-аллювиальные отложения крупных массивов Сарытаукум и Муюнкум представлены желто-серыми, серыми песками, обычно глинистыми, с параллельной или косой слоистостью, содержащими прослойки серых и коричнево-серых алевролитов и алевролитистых глин. Лишь в бортовой части впадины к ним примешивается грубообломочный материал, а в целом разрез однообразный и выдержан на больших площадях. Мощность нижнечетвертичных отложений, вскрытых скважинами, в Южно-Прибалхашской впадине оценивается в 200—150 м, а для района песков Муюнкум — в 120—230 м (П. Ф. Карагодин, 1976 г.).

Среднечетвертичные отложения представлены различными генетическими типами: гляциальными, флю-

виогляциальными, аллювиальными, аллювиально-озерными, делювиально-пролювиальными и эоловыми.

Гляциальные образования сохранились на северном склоне Заилийского Алатау в виде морен по долинам рек Каргалинка, Аксай, Узын-Каргалы на высотах 1850, 2050, 2080 м соответственно. В долинах остальных рек фрагменты морен отмечаются на высотах от 1900 до 2450 м. Мощности гляциальных отложений не превышает 100 м. Оледенение охватило область от р. Тургень на востоке до р. Узын-Каргалы на западе и за ее пределами не устанавливается.

Отчетливо выраженные морены наблюдаются в бассейнах рек Чилик и Чон-Кемин. На левом борту долины р. Жангырык, правой составляющей р. Чилик, морена в виде террасы высотой до 500 м достигала р. Юго-Восточный Талгар. Конечный уступ морены обрывается на отметке 2850 м. Возможно, она опускалась еще ниже по долине р. Чилик и впоследствии уничтожена эрозией. По правым притокам р. Чилик — Корумды и Сютбулаку — морены спускались до 2400 м, выходя в долину р. Чилик. Фрагменты морен имеются и по р. Тюлькисай. В восточной части хр. Кунгей-Алатау, по рекам Шет-Мерке, Орта-Мерке и Кенсу, реликты отрогов спускаются до отметок 2700—2300 м. Мощности моренных отложений вдоль северного склона хр. Кунгей-Алатау уменьшается с запада на восток от 100—120 до нескольких десятков метров. Реликты трога в виде террасовидных уступов видны в верховьях р. Чон-Кемин. На южном склоне хр. Кунгей-Алатау отдельные ледники спускались в Иссык-Кульскую котловину, достигая высоты 2400 м (ледник горы Чоткал). Мощности морен в бассейне р. Чон-Кемин колеблется от 25 до 200 м (около устья р. Джиндысу).

Флювиогляциальные отложения примыкают к разновозрастным моренам и по составу почти однотипны с ними. Они несут следы перемыва текучими водами и представлены неодинаково окатанными валунно-галечниками с песчано-глинистым заполнителем.

Аллювиальные отложения слагают самые верхние террасы современных речных долин. Они наиболее четко выражены и местами сохранились от размыва в районе горных устьев рек, а также обрамляют предгорную ступень в виде реликтов конусов выноса. Описываемые отложения участвуют в формировании аллювиальной равнины к северу от предгорного шлейфа конусов выноса.

В горной части долин и в предгорной ступени верхняя аллювиальная терраса имеет высоту от 20—30 до 60—80 м в зависимости от конкретных тектонических условий. Основание сложено валунно-галечниками, а венчаются они желтыми лёссовидными суглинками со слабо выраженной слоистостью. Мощности суглинков 20—30 м. По долине р. Чон-Кемин мощ-

ность суглинков не превышает 1,5 м, а на южном склоне хр. Кунгей-Алатау они нередко отсутствуют. Мощность аллювия здесь от 40 до 70 м. По правобережью р. Чилик сохранились разорванные серией молодых разрывов остатки двух ступеней среднечетвертичных террас, которые возвышаются над верхне-четвертичным конусом на 30—70 м.

На отдельных участках (междуречья Узун-Каргалы, Чемолган, Малая Алматинка, Иссык, Талгар, Каратурук) среднечетвертичные лёссовидные суглинки образуют обширные поля, тянущиеся от подножий предгорной ступени к центральной части Илийской впадины. По данным бурения, мощность аллювиальных отложений здесь достигает 100—160 м. Разрез представлен суглинками, супесями и глинами, переслаивающимися с горизонтами галечников и песков.

В долине р. Чарын имеются также две террасы. Верхняя врезана в раннечетвертичную равнину на 8—12 м, а нижняя вложена в верхнюю на 10—15 м. Обе террасы цокольные — аллювий мощностью 10—15 м лежит на палеозойских вулканитах. Высота террас над руслом реки около 180 м. На широтном отрезке р. Чилик верхняя терраса достигает высоты 220—315 м, а нижняя — 110—150 м. На меридиональном отрезке р. Чилик при пересечении отдельных тектонических блоков, характеризующихся различным тектоническим режимом, формируется несколько локальных террас.

Высокие террасы по южному борту долины р. Чу сложены суглинками с примесью галечника (от 5 до 15%). Мощность их 75 м (В. Н. Охотников, 1967 г.). Верхние террасы долины р. Шамси на небольшом участке ее горного устья увязываются с моренами второго среднечетвертичного оледенения.

В Южном Прибалхашье среднечетвертичные отложения в отличие от нижнечетвертичных характеризуются более грубозернистым материалом и представлены крупно- и среднезернистыми песками с прослоями гравийников и галечников. Изредка в верхней части разреза наблюдаются прослой алевритов и глин. Мощность данных осадков по долине р. Или достигает 80—100 м.

Аллювиально-озерными отложениями в центральных частях Илийской и Южно-Прибалхашской впадин сложены обширные равнины. В Илийской впадине равнина частично затоплена водами Капчагайского водохранилища. По данным бурения, мощность аллювиально-озерных отложений достигает 160—200 м. Представлены они алевритами, суглинками и песками.

Эоловые отложения обрамляют с юга и юго-востока плато Карой, где развиты по нижнечетвертичным аллювиальным отложениям и представлены бугристыми песками высотой до 5—10 м. Эоловые пески отмечаются также по левобережью р. Или, северо-западнее горы Бас-Боролдай и южнее гор

Калкан. Ныне участок песков района горы Бас-Боролдай также затоплен Капчагайским водохранилищем. Наиболее широко золотые отложения распространены на северо-западе района и занимают огромные площади по обеим сторонам р. Или. Здесь аллювиальные и аллювиально-озерные среднечетвертичные пески перевеяны и образуют грядовые и бугристые формы рельефа высотой 1—5 м, редко более.

Верхнечетвертичные отложения подразделяются на гляциальные, аллювиальные, пролювиальные, озерные и золотые.

По северному склону Заилийского Алатау верхнечетвертичное оледенение заняло область от бассейна р. Узын-Каргалы на западе до р. Тургенъ на востоке. Несколько мелких морен имеется по северному склону хр. Карач в бассейне р. Киикбай. Конечные морены расположены в верховьях рек и их боковых притоках на высотах от 2200 до 3100 м. Они задернованы и нередко поросли лесом, встречаются ледниковые озера. Поверхность морен холмисто-увалистая, загромождена глыбами и пропилена современными руслами рек. Мощность гляциальных отложений колеблется от 30 до 50 м по периферии области оледенения и до 150—250 м в центральной части. По южному склону Заилийского Алатау морены, спускающиеся к долине р. Чилик, прослеживаются до высот 2700—3200 м. Мощность ледниковых отложений меняется от 20—30 м на востоке до 150—200 м в верховьях р. Чилик.

На хр. Кунгей-Алатау оледенение охватило долины рек и частично водораздельные пространства, а на северном склоне хребта, к западу от р. Тюлькисай, по долинам ледники спускались к р. Чилик. Конечные морены расположены на высотах от 10—20 до 50—70 м. В бассейне р. Чон-Кемин ледниковые отложения развиты в верхних частях речных долин на склонах Заилийского и Кунгей-Алатау. По данным Ю. В. Жукова, верхнечетвертичные морены спускаются в среднем до высоты 2800 м. Мощность морен колеблется от 50 до 100 м, а отдельных валов конечных морен — до 120 м.

В Джунгарском Алатау ледниковые образования представлены валами конечных морен, сложенными обломочным материалом с глинисто-песчаным заполнителем. Залегают морены в трогах, вложенных в среднечетвертичные трогги на глубину до 140—200 м.

Аллювиальные отложения развиты по долинам наиболее крупных рек и их притоков. Они формируют первую или вторую надпойменную террасу. На отдельных участках они могут иметь две-три локальные террасовые площадки, как это отмечено по р. Чилик к югу от гор Торайгыр. Высота террас непостоянная и зависит от конкретных тектонических условий. Например, в верховьях р. Чилик высота террасы достигает 60 м. Такой же высоты достигают террасы и по ее притокам

Курметы и Талды. В нижней части широтного отрезка долины р. Чилик, а также в Жаланашской и Сюгатинской впадинах высота террасы равна 25—30 м. Аллювиальные отложения представлены здесь валунно-галечниками с линзами песка. Покровные суглинки развиты не везде и имеют мощность 1—2 м. Встречаются горизонты погребенных почв, свидетельствующие о перерывах в формировании суглинков.

В западной части Илийской впадины (Копинская долина) верхнечетвертичные отложения наблюдаются по долинам рек Таргап, Жиренайгыр, Аксенгир и Узын-Каргалы (правые притоки р. Копа), где слагают две надпойменные террасы. Представлены они суглинками, глинами, песками и галечниками, мощность которых колеблется от 3 до 25 м. Они вложены в среднечетвертичные отложения или осадки более древнего возраста.

В сторону предгорных равнин террасы переходят в пролювиальные конусы выноса. Вновь четко выраженные речные долины с комплексом аллювиальных отложений появляются по периферии шлейфа конусов выноса. Здесь зачастую поверхности террас сливаются с аллювиальными равнинами, сложенными разнозернистыми песками с прослоями и линзами гравийно-галечников. Суглинки, венчающие разрез аллювиальных отложений, сходны с описанными покровными суглинками предгорной зоны, но содержание грубой фракции уменьшается. Высота верхнечетвертичных террас описываемого участка колеблется от 4—6 до 18 м.

В осевой части Илийской впадины в верхнечетвертичное время уже существовала р. Или. Терраса этого возраста до образования Капчагайского водохранилища прослеживалась вдоль р. Или от госграницы с Китаем на востоке до ур. Капчагай на западе. Она врезалась в аллювиально-озерную равнину среднечетвертичного возраста на 2—4 м, а современное русло р. Или, в свою очередь, было врезано в нее на 6—7 м. Представлены аллювиальные осадки супесями, песками с линзами и пропластками гравия, реже галечника. У гор Калкан кроме аккумулятивной террасы наблюдается эрозионная высотой 3—4 м, свидетельствующая о поднятии этой части долины в верхнечетвертичное время и в голоцене.

В Илийской впадине к аллювиальным отложениям отнесен конус выноса р. Чилик. Он выполнен хорошо окатанным валунно-галечником и перекрыт маломощным покровом мусорных суглинков. Здесь установлены три эрозионных уступа высотой 25, 11 и 8 м. Высота их к периферии конуса постепенно уменьшается, и они сливаются в единую поверхность. Верхнечетвертичные террасы по р. Или сложены серыми разнозернистыми песками, гравийно-галечниками с примесью щебня, алевритов. Крупнообломочные породы сосредоточены в низах разреза, верхи его состоят исключительно из тонко-

и мелкозернистых песков, алевритов, прослоев илов. Уменьшение зернистости наблюдается и вниз по течению р. Или. В этом же направлении увеличивается мощность верхнечетвертичных отложений от 5—10 до 50—70 м.

Широко распространены верхнечетвертичные отложения в долине, образованной реками Каратал и Коксу (Тентек). Здесь они слагают надпойменную террасу в пределах Талды-Курганской впадины. В скважине, расположенной к югу от с. Карабулак, мощность верхнечетвертичного аллювия составляет 39,5 м, из них 2,5 м приходится на покровные суглинки. Ниже по течению мощность возрастает до 60—70 м. При этом состав разреза гравийно-галечниковый по всей мощности. У пос. Кировский мощность четвертичных галечников и валунно-галечников равна 208 м. Расчленить их по возрасту нельзя, хотя можно полагать, что на долю верхнечетвертичных отложений приходится не более 70 м, так как ниже по течению мощность их колеблется в пределах 45—67 м.

Большие площади занимают верхнечетвертичные отложения в долине р. Чу, где они слагают третью и четвертую надпойменные террасы. Ширина террас варьирует от нескольких сот метров у горного устья реки до 20—25 км у западной границы описываемой площади. Высота третьей террасы от 5 до 14 м, а четвертой от 12 до 24 м. Ближе к горам на поверхность террас налегают конусы выноса. Общая мощность отложений, по В. Н. Охотникову, 210—220 м.

По долинам рек Чон-Кемин и Кечи-Кемин верхнечетвертичные аллювиальные отложения слагают второй ярус надпойменных террас (Ю. В. Жуков, 1966 г.). В нижней части развиты валунно-галечники, иногда с прослоями и линзами песчано-гравийного материала и глин, в верхней — суглинки. Мощность суглинков уменьшается вверх по течению от 1,5—1,8 м до полного исчезновения. Так же меняется и мощность всей аллювиальной толщи: от 55—58 м в Новороссийской впадине до единиц метров в верховьях реки. В виде небольших площадок верхнечетвертичные террасы наблюдаются по долинам почти всех относительно крупных водотоков района.

В Иссык-Кульской котловине к верхнечетвертичным отнесены конусы выноса р. Чон-Аксу и находящихся восточнее рек, сложенные хорошо окатанными галечниками, переслаивающимися с прослоями песков. Здесь речные отложения смешиваются с озерными осадками этого же возраста. Еще восточнее, по долине р. Тюп, верхнечетвертичный аллювий образует вторую надпойменную террасу. На отдельных участках долины наблюдаются по две-три локальные террасовые площадки. Аллювиальные отложения сменяются верхнечетвертичными слоистыми озерными тонкозернистыми песками, суглеями и глинами.

Проллювиальные отложения выделены вдоль северного

склона Заилийского Алатау по периферии предгорной ступени. Отдельные реки формируют конусы выноса шириной до 15—20 км. Сложены они хорошо окатанными валунно-галечниками с линзами и горизонтами песков и суглинков. Обычно разрез венчается покровными суглинками с линзами песков и галечников. Мощность их меняется от 1—2 до 5—10 м. Общая мощность описываемых отложений колеблется от нескольких десятков до 80—140 м.

Современные отложения представлены гляциальными, аллювиальными, делювиально-пролювиальными, золовыми и озерными генетическими типами.

Современное оледенение охватывает осевую часть хребтов Заилийского, Джунгарского и Кунгей-Алатау. В настоящее время ледники находятся на стадии отступления, что отразилось на формировании двух стадийных морен, отстоящих друг от друга иногда на несколько сот метров. Область максимального оледенения в Северном Тянь-Шане приурочена к району водораздела рек Чон-Кемин и Чилик, а также к глыбе Талгарского пика — наиболее поднятой части хребта. Морены расположены на высотах от 2800 до 3500 м и имеют мощность от 10—20 до 50—80 м.

В бассейнах рек Чилик и Чон-Кемин (по южным склонам Заилийского Алатау и по северным склонам Кунгей-Алатау) морены современного оледенения размещаются на высотах от 3050 до 3600 м. Мощность их достигает 60—180 м. На северном склоне хр. Терской-Алатау в современную эпоху площадь оледенения также сокращается, что подтверждается двумя моренами, располагающимися на высотах 3300—3800 м. Мощность их 10—50 м.

Аллювиальные отложения в горах формируют русла речных долин и часто первую надпойменную террасу. Мощность современного аллювия, по данным бурения, достигает 30—50 м. В предгорных впадинах она сокращается до 5—7 м. В горах и предгорьях — это валунно-галечники и галечники. На равнинах они постепенно сменяются песками и алевритами.

В Южном Прибалхашье современный аллювий р. Или представлен почти чистыми песками, алевритами и прослоями глин, которые слагают низкую и высокую поймы высотой 0,5—1,5 и 1,5—2 м соответственно.

По долине р. Чу к современным отнесены помимо поймы две нижние террасы, сложенные галечниками, песками и суглинками (В. Н. Охотников, 1967 г.). Ниже г. Токмак, на поверхности второй террасы, развиты торфяники мощностью до 1,5 м.

В долинах правых притоков р. Чу (Чон-Кемин и Кечи-Кемин) современным аллювием сложены пойма и правая надпойменная терраса (хорошо окатанные галечники с при-

месью песчано-гравийного материала; покров суглинков здесь отсутствует).

Эоловые отложения распространены по р. Или и в Южном Прибалхашье. Они представлены песками, которые формируют либо частично закрепленные, либо перевеваемые барханы и барханные цепи. Высота этих форм рельефа достигает 20—40 м, протяженность — 2—10 км. В отдельных случаях (например, «поющие пески», расположенные у южного подножия гор Улькен-Калкан) барханы имеют высоту до 100—120 м.

В современную эпоху продолжается накопление пролювиальных, пролювиально-делювиальных и делювиальных отложений, которые в большинстве своем почти неотделимы от подобных образований верхнечетвертичного возраста. Многочисленные, порой очень крупные обвалы и осыпи возникают вследствие проявления продолжающихся и ныне тектонических движений. Развита они в горных областях. Нередко крупные обвальные массы перекрывают русла горных рек, образуя запрудные озера.

Интрузивные комплексы

Интрузивные образования, разнообразные по составу и возрасту, широко развиты в описываемом районе. Они занимают огромные площади в Заилийском, Джунгарском, Кунгей-, Терской-Алатау и Чу-Илийских горах. Геофизическими методами и частично бурением выявлены интрузивы основного и умеренно кислого состава во впадинах, где они перекрыты мощным чехлом мезозой-кайнозойских отложений.

Протерозойский интрузивный комплекс распространен среди стратифицированных толщ докембрия и отмечается в виде ксенолитов, останцов среди палеозойских интрузивов в областях каледонской консолидации. Состав их разнообразен — от гранитов до основных и ультраосновных пород. Выделение отдельных комплексов затруднительно, так как время образования вмещающих толщ условно и какие-либо данные о взаимоотношениях между различными по составу интрузивами отсутствуют. Поэтому среди интрузивных пород докембрия среднепротерозойские и нерасчлененные протерозойские комплексы выделены условно.

Среднепротерозойские интрузии. Схема интрузивного магматизма для Чу-Илийских гор включает два комплекса: основных и ультраосновных, а также гранитоидных интрузий. Такая последовательность в формировании интрузивных пород докембрия сохраняется и для других районов.

Первый среднепротерозойский комплекс основных и ультраосновных интрузий Чу-Илийских гор представлен телами

эклогитов и небольшими пластовыми и малыми будинированными залежами существенно апогаббровых амфиболитов мощностью от первых до нескольких сот метров, которые встречаются исключительно в пределах площади распространения пород анрахайской свиты. По простиранию они прослеживаются на 1—2 км, а севернее пос. Ащису слагают мощные протяженные межпластовые залежи. Контакты интрузий совпадают с направлением слоистости и кристаллизационной сланцеватости вмещающих их гнейсов. В приконтактных частях интрузий изредка наблюдаются небольшие ксенолиты гнейсов. Габбро-амфиболиты прорываются лейкократовыми гнейсовидными гранитами и гнейсо-гранитами, содержащими в зоне контакта многочисленные обломки основных пород.

Пояс эклогитовых тел прослеживается более чем на 20 км при средней ширине 300 м. Среди пород эклогитовой ассоциации резко преобладают гранитовые амфиболиты, реже встречаются горнблендиты и эклогиты, причем последние наблюдаются только в виде будин. Размер отдельных тел до нескольких десятков метров в поперечнике. Очень часто мелкие тела расположены вытянутыми на сотни метров цепочками.

Описываемые интрузии располагаются группами в виде скоплений и обособленных полей, которые могут образовываться лишь при диапировом внедрении в гнейсы и сланцы очень вязкой эклогитовой магмы и последующем будинаже крупных тел (А. Ф. Ковалевский, 1975 г.).

Второй среднепротерозойский комплекс гранитоидных интрузий Чу-Илийских гор пространственно тесно связан с анрахайской свитой. Размещение пород комплекса контролируется разломами — зонами, легко проницаемыми для магматических расплавов. Комплекс представлен линейно-вытянутым трещинным Узунбулакским массивом, а также многочисленными межпластовыми залежами гнейсо-гранитов. Гранитоиды прорывают более раннюю габбро-амфиболит-эклогитовую ассоциацию пород и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями лланвирина (копалинской свитой). Формирование интрузий происходило в две фазы: раннюю — гранодиоритовых, плагиогранитовых интрузий и позднюю — гранитных интрузий.

Породы ранней фазы слагают юго-восточную часть Узунбулакского массива, прослеживающегося в северо-западном направлении от ручья Жайдак до гор Анрахай. Для гранитоидов этой фазы характерно широкое развитие гибридных образований, возникших за счет ассимиляции пестрых по составу вмещающих пород. Так, на контакте с гнейсами и мигматитами анрахайской свиты развиваются гранодиориты и граниты, а вблизи амфиболитов и более древних габброидов — диориты и кварцевые диориты. При удалении от ин-

трузивного контакта роль гибридных пород уменьшается. Вмещающие породы подверглись мигматизации, ороговикованию и амфиболитизации. Внутренние части массива сложены плагиогранитами — типичными и наиболее распространенными породами первой фазы.

Породы второй фазы образуют северо-восточную часть Узунбулакского массива, а также большое количество межпластовых залежей в метаморфитах анрахайской свиты. В упомянутом массиве они прорывают гранитоиды ранней фазы и на северо-востоке трансгрессивно перекрываются терригенными отложениями лланвиерна. Здесь в толще докембрия широко распространены пластовые тела гнейсовидных гранитов мощностью от нескольких метров до нескольких километров, которые постепенно выклиниваются или срезаются тектоническими нарушениями. Дайковая фация представлена единичными дайками гранит-порфиров. Дайки обладают согласным северо-западным простиранием. Мощность их не превышает 2—3 м. По своему составу они являются полными аналогами материнских гранитов.

Определяя возраст первого и второго протерозойского комплексов интрузий Чу-Илийских гор, следует отметить, что метаморфический комплекс юго-востока Чу-Илийских гор и гор Анрахай вместе с пара- и ортопородами (в том числе эклогитами) относится к единой ассоциации с изохроной 1800 ± 50 млн. лет, полученной по изотопам свинца из метаморфических пород, что соответствует их среднепротерозойскому возрасту [Ефимов и др., 1976].

В Северном Тянь-Шане ультраосновные и основные породы протерозоя пространственно связаны с выходами актюзской и кеминской свит. Установлены они в водораздельной части Кастекского хребта и в верховьях рек Узын-Каргалы, Чемолган и Кечи-Кемин. Все интрузивы подверглись интенсивному динамометаморфизму — приобрели гнейсовую и сланцевую текстуру. Тела серпентинитов располагаются в основном среди гнейсов актюзской свиты цепочкой мелких выходов вдоль водораздельной части Кастекского хребта. Серпентиниты образовались по перидотитам и пироксенитам. Часто они изменены и переходят в тальковые и тальково-хлоритовые сланцы. С ними связаны и мелкие тела лиственитов.

В верховьях р. Аляк С. Я. Шуваловым и А. О. Дюсековым в 1974 г. среди гнейсов актюзской свиты выделены (впервые для района) мелкие изометричной формы тела эклогитов. Интрузии метагаббро и метагаббро-диабазов залегают исключительно среди сланцев нижней части кеминской свиты в виде согласных залежей. Эта пространственная связь их с амфиболовыми сланцами, образовавшимися, как полагают Ю. В. Жуков и др., в результате метаморфизма основных эффузивов, определяет парагенетическую и временную связь

габбровых тел с вулканогенными отложениями кеминской свиты.

Протерозойские интрузии нерасчлененные выделены на юге района в осевых наиболее высокогорных частях Заилийского и Кунгей-Алатау. Значительные площади они занимают в западной части Кастекского хребта и в Кеминском хребте, в междуречье Кечи-Кемин — Чон-Кемин. Сложены они преимущественно породами гранитоидного ряда. Здесь выделено несколько сравнительно крупных интрузивных массивов. Формирование их происходило неодновременно. Более ранними являются гранитоиды Бакалинского и Алабайтальского массивов. Позже внедрились гранодиориты, диориты Бериктасского, Тасакеминского, Южно-Талгарского и Кумбельского массивов, расположенные по правобережью рек Чу и Чон-Кемин. В западной половине хр. Кунгей-Алатау они слагают два массива: первый, Доланатинский — по правобережью реки Чон-Аксу и второй, без названия — у западного окончания хребта. Для протерозойских интрузий характерна гнейсовидность, резко выраженная в более древних массивах и менее отчетливая в молодых. Все они локализируются в осевых частях антиклиналей и пространственно связаны с выходами докембрийских толщ. По-видимому, к этому же комплексу следует относить небольшую Карабулакскую интрузию, расположенную на южном склоне Кастекского хребта, восточнее с. Михайловка. В составе пород этой интрузии В. В. Овчинников выделил средне- и крупнозернистые полосчатые габбро, габбро-диориты и габбро-монциты, монциты и сиениты.

В хр. Кунгей-Алатау, в районе перевала Торайгыр, гранитоиды тесно связаны с метаморфическими породами докембрия, причем чередование гранитов с гнейсами настолько частое, что выделить гнейсы невозможно. В западной части хр. Кунгей-Алатау преобладают адамеллиты, а на северном склоне — гранодиориты. На крайнем юго-востоке региона, на северном склоне массива Хан-Тенгри, выделен Сарыкойнауский массив гранитоидов, аналогичный по составу интрузиям Заилийского и Кунгей-Алатау.

В Джунгарском Алатау к протерозойским интрузиям отнесены крупный Басканский и небольшой массив разгнейсованных гранитов вблизи горного устья р. Теректы у северо-западной оконечности гор Мынчукур. Здесь среди разгнейсованных гранитов выделены грубо-крупнозернистые биотитовые, существенно калиевые мусковитизированные разновидности. Эти гранитоиды, обособляемые в басканский комплекс, тесно ассоциируют с сууктюбинской и сарычабынской свитами верхнего протерозоя. И. А. Ефимов по соотношению изотопов свинца в цирконах, отобранных из мигматитов и вмещающих кварцитов, проводит изохрону 1300 млн. лет.

Основанием для определения возраста описанных интрузий служит их пространственная связь с выходами протерозойских толщ, наличие их ксенолитов в теле габброидов кембрия, присутствие гальки подобных разгнейсованных гранитоидов в конгломератах верхнего кембрия и ордовика в восточной части Заилийского Алатау.

Определения абсолютного возраста проб, отобранных В. И. Киселевым из гранитоидов Доланатинского массива (бассейн р. Чон-Аксу), по амфиболу и биотиту дают следующие цифры: две пробы — 755 млн. лет, одна проба — 765 млн. лет, одна проба — 778 млн. лет (определения ИГФМ АН УССР, г. Киев).

В 1974 г. И. А. Ефимовым и С. Я. Шуваловым из протерозойских габброидов в западной части Кастекского хребта отобраны две пробы. По данным изотопного состава свинца ($Pb\ 207/206$), выделенного в одной пробе из монацита, а в другой из циркона с дубляжем из пирита, возраст габброидов определяется в 700—750 млн. лет.

Кембрийский интрузивный комплекс (сарытауский) выделен в Северном Тянь-Шане. Это мелкие массивы ультрабазитов и габброидов, обнажающихся в Заилийском Алатау и очень редко в Кунгей-Алатау. Большинство из них расположено в труднодоступных участках высокогорья (более 3000 м над ур. м.), поэтому специальное их исследование не проводилось.

К настоящему времени во всем Заилийском районе известно немногим более 20 массивов ультраосновных и основных пород общей площадью около 80 км². Почти все интрузии приурочены к участкам развития докембрийских и кембрийских эффузивно-осадочных образований, которые разобщены крупными массивами гранитоидов. Породы образуют небольшие согласные с вмещающими их толщами тела, размеры которых не более 1—2 км². Только отдельные массивы габбро имеют площади 12—15 км² (Сарытауский, Торматозский и массив верховьев р. Проходной).

Ультраосновные породы представлены сильно измененными разностями — серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, реже пироксенами в пластообразных и линзовидных телах, согласных с направлением древних структур. На отдельных участках по серпентинитам развиваются тальковые, тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и тальк-хлоритовые породы. Среди габброидов выделяются нормальные и оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и габбро-диориты. Все габбро подвергнуты интенсивным процессам амфиболизации, сосюритизации и хлоритизации.

Возраст интрузий сарытауского комплекса определяется как верхнекембрийский на основании взаимоотношений с вмещающими породами, но может оказаться и нижнеордовик-

ским. Кроме того, в хр. Кетмень к востоку от данной площади обломки ультраосновных и основных пород обнаружены в гальке базальных конгломератов фаунистически документированного среднего ордовика.

Ордовикский интрузивный комплекс. Раннеордовикские интрузии. В Чу-Илийских горах с Копинской зоной разломов связано проявление магматизма, начинавшегося внедрением ультрамафитовых интрузий. Они развиты незначительно и представлены мелкими жилоподобными телами или же небольшими линзообразными интрузиями длиной до 1 км при ширине до 100—150 м. За пределами описываемой площади встречаются более крупные интрузии, внедрившиеся также вдоль разломов. Они обладают сложным полифациальным строением и обнаруживают парагенетическую связь с габброидами, плагногранитами и, по-видимому, со спилит-диабазовой толщей ачисуйской свиты.

Габброиды и плагнограниты прорывают верхнекембрийские терригенные отложения джамбулской свиты, а галька их наблюдается в базальных конгломератах лланвирна (копалинская свита). Такие взаимоотношения позволяют считать их раннеордовикскими. Среди ультрамафитов преобладают серпентиниты, серпентинизированные разности перидотитов и в меньшей мере пироксенитов, насыщенные жильными телами карбонатных лиственитов.

Габбро-плагногранитные интрузии Чу-Илийских гор выделяются в сарытумский комплекс и развиты к северу от зоны Копинских разломов, в так называемой Сарытумской структурно-фациальной подзоне. Пространственное их размещение определяется Сиректасской зоной разломов. Интрузиям комплекса свойственна пространственная (и парагенетическая) связь с вулканитами основного состава жалгызской свиты. Здесь ультрамафиты не образуют самостоятельных массивов, а находятся совместно с габброидами. Преобладающая и почти единственная разновидность основных пород — нормальное габбро и его разнообразные производные. Породы типа норитов здесь отсутствуют. Реже с габбро встречаются габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Все разновидности пород тесно связаны друг с другом и имеют между собой постепенные переходы. Более поздней фазой комплекса являются малораспространенные плагнограниты.

Как указывалось, интрузии представлены небольшими жилоподобными и линзовидными телами ультрабазитов, а также крупным Сарыбастауским массивом габброидов. Массив вытянут в северо-западном направлении. Вмещающими его породами на северо-западе являются метаморфические породы анрахайской свиты, а на северо-востоке — образования жалгызской свиты. На юге и севере массив прорывается

средне-позднедевонскими гранитоидами, а на юго-востоке — вулканитами дегерезской свиты. В краевых частях массива наблюдаются слоистые габбро-перидотитовые и габбро-пироксеновые разности, сменяющиеся в глубь массива полосчатыми и такситовыми габбро. Ориентировка первичной полосчатости пород совпадает с ориентировкой массива. Нередко габброиды инъецированы плагиогранитами и диоритовыми прожилками, придающими породам облик птигматитов. Плагиогранитам поздней фазы свойственна огнейсованность с преобразованием их в ортогнейсы. Сланцеватость их ориентирована согласно с простираем массива и в целом контролируется и определяется простираем Сиректасской зоны разломов. При переходе от габброидов к плагиогранитам окраска пород постепенно изменяется от черно-зеленой до розово-серой, уменьшается количество темноцветных (главным образом, пироксенов) при одновременном увеличении содержания кварца и биотита, т. е. происходит как бы постепенный переход габброидов в плагиограниты. Характерной особенностью гибридных пород является сохранение полосчатых такситовых структур габброидов.

Раннеордовикские интрузии выделены в хр. Киргизский Алатау. Здесь, в горах южнее с. Быстровка, обнажается несколько разобщенных выходов сиенит-диоритов и тоналитов. Сиенит-диориты прорывают отложения кембрия — ордовика, кеминской свиты протерозоя, протерозойские гранитоиды и сами прорваны ордовикскими и девонскими гранитами. Возраст их определяется условно как ранний ордовик. В. Н. Охотников считает их аналогами гранитоидов Бериктасского массива, описанного ранее в составе интрузий нерасчлененного протерозоя.

Позднеордовикские интрузии весьма широко распространены в Заилийском и Кунгей-Алатау. Они занимают здесь огромные площади. В горах Кендыктас позднеордовикские гранитоиды развиты также широко, но в основном в северо-западной части гор. В Джунгарском Алатау к ним относится коксайский комплекс гранитоидов.

Позднеордовикские интрузии Кендыктаса известны под названием курдайско-чатыркульского комплекса. Формировался он в четыре фазы: 1) габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты; 2) гранодиориты, сиенит-диориты, реже диориты и кварцевые диориты; 3) крупнозернистые, часто порфировидные биотит-роговообманковые, лейкократовые и алякитовые граниты; 4) средне-мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, иногда гранодиориты.

В юго-восточной части гор интрузии первой фазы не проявлены. Вторая фаза, известная под названием курдайского комплекса, здесь развита незначительно и образует небольшие выходы в районе пос. Ешкили-Курдай. Среди пород этой

фазы преобладают гранодиориты и сиенит-диориты, отмечаются диориты, постепенно переходящие друг в друга. Это характерные крупнозернистые породы с выделениями калишпата (3—5 см) и местами роговой обманки. Вкрапленники и минералы основной массы имеют слабовыраженную северо-западную ориентировку.

К третьей фазе отнесены крупнозернистые, часто порфировидные биотитовые, биотит-роговообманковые, лейкократовые и аляскитовые граниты (ранее они обособлялись в чатыркульский комплекс). Между отдельными разностями наблюдаются постепенные переходы. Иногда в зонах эндоконтактов граниты переходят в плагиограниты, а вблизи с ксенолитами амфиболизированных эффузивов ргайтинской свиты — в кварцевые диориты (первые метры). Граниты отчетливо рвут курдайские гранодиориты.

Четвертая фаза включает средне- и мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, иногда слабопорфировидные гранодиориты. Последние наблюдаются в зонах экзоконтактов, где редко отмечаются также плагиограниты и лейкократовые кварцевые диориты. Граниты отчетливо прорывают породы второй фазы. Наиболее молодые образования позднеордовикского комплекса представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, аплитовидными гранитами до аплит-пегматитов, преимущественно дайкообразными телами (до нескольких километров длиной).

Интрузиями курдай-чатыркульских гранитоидов рвутся все отложения до верхнего ордовика. Верхняя возрастная граница определяется перекрывающими их среднедевонскими толщами. Радиологический возраст курдайско-чатыркульских гранитов определялся неоднократно. Последние детальные исследования [Иванов, Старов, 1974] проводились калий-аргоновым методом с учетом выделенных фаз: вторая фаза — диориты, сиенит-диориты — от 466 ± 22 до 485 ± 34 (среднее 472 ± 15) млн. лет, гранодиориты — от 462 ± 22 до 521 ± 35 (среднее 469 ± 15) млн. лет; третья фаза — граниты — от 443 ± 17 до 484 ± 18 (среднее 467 ± 16) млн. лет; четвертая фаза — граниты — от 458 ± 22 до 488 ± 34 (среднее 469 ± 12) млн. лет.

В Заилийском Алатау позднеордовикские гранитоиды известны под названием заилийского комплекса и занимают здесь огромные площади. Формирование комплекса происходило в три интрузивные фазы, основной из которых является средняя — гранитоидная, на долю которой приходится до 95% площади выходов интрузий. Для этого комплекса характерно широкое развитие процессов гранитизации, метасоматоза и гидротермальных изменений, наложенных на первичные ассоциации пород и в значительной мере повлиявших на состав и облик пород. Разнообразие гранитоидов, обуслов-

ленное этими вторичными изменениями, способствовало выделению некоторыми исследователями нескольких, даже значительно разорванных во времени гранитоидных комплексов.

Первая фаза представлена интрузиями габбро-диабазов, габбро-диоритов и гранодиоритов, встречающихся в виде ксенолитов в крупных массивах гранитоидов второй фазы. В отличие от кембрийских габброидов они характеризуются мелкозернистым сложением, светлой окраской и преимущественным распространением пород ряда диорит — гранодиорит.

Площади, занимаемые интрузиями первой фазы, невелики (до 15 км²). Самый крупный массив — Верхнетургенский (около 15 км²) — прорывает порфириды среднего — верхнего кембрия и перекрыт конгломератами нижнего — среднего девона. Он сложен серыми и розово-серыми мелко- и среднезернистыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами (преобладают) и диоритами. Породы альбитизированы и калишпатизированы. Аналогичные породы слагают мелкие выходы в верховьях рек Талгар, Иссык, Чилик, Чон-Кемин.

Гранитоиды второй фазы заилийского комплекса формируют громадный батолит, разбитый интенсивно проявленной разрывной тектоникой на ряд массивов площадью до сот квадратных километров. Наиболее крупные из них — Каскеленский, Алма-Атинский, Верхнечиликский, Жинишке-Сарыбулакский, Аманжолский [Геология СССР, 1971].

Заилийский батолит занимает почти всю водораздельную часть и южные склоны одноименного хребта. Его контакты с вмещающими породами обычно тектонические, наблюдаются ксенолиты докембрийских пород, в основном кеминской свиты протерозоя. Активные контакты с кембрийскими габбро и нижнепалеозойскими толщами известны в Кастекском хребте, в центральной части Заилийского Алатау и на его восточном погружении (в горах Торайгыр, Улькен-Богуты и в ряде других мест). Массивы Заилийского батолита сложены преимущественно амагмитами и гранитами. Они связаны постепенными переходами, с одной стороны, с гранодиоритами, с другой — с аляскитовыми, субщелочными и щелочными гранитами и граносиенитами. Исходные породы, видимо, по составу отвечали гранодиоритам и диоритам, а более кислые разновидности возникли при последующих процессах гранитизации.

В Заилийском Алатау выявлен ряд мелких часто вытянутых широтно тел аляскитовых и субщелочных гранитов. Их контакты с позднеордовикскими гранитоидами второй фазы проводятся условно, так как породы постепенно сменяют друг друга. Это свидетельствует о том, что рассмотренные граниты возникли в результате натрового метасоматоза позднеордовикских гранитоидов второй фазы, претерпевших до этого гранитизацию.

Третья фаза заилийского комплекса представлена мелко-

зернистыми биотитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и редко диоритами. По составу и микроструктуре они весьма похожи на гранитоиды главной фазы. Основное отличие заключается в мелкозернистом строении, местами переходящем в среднезернистое.

Дайковая фация заилийского комплекса довольно разнообразна по составу, но распределена очень неравномерно. В глубоко эродированных частях массивов дайки встречаются крайне редко и лишь вблизи контактов с вмещающими породами количество их заметно увеличивается. Среди дайковых пород отмечены габбро-диориты, диабазовые и диоритовые порфиры, микродиориты, гранодиорит-, гранит-, граносиенит- и сиенит-порфиры, керсантиты, спессартиты, минетты, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Контактные воздействия интрузий главной фазы на древние комплексы пород очень сильные. Небольшие ксенолиты настолько изменены, что определить состав исходной породы практически невозможно. Вследствие ассимиляции вмещающих интрузию комплексов образовались гибридные породы (диориты до гранитоидов), в которых иногда видна реликтовая гнейсовая структура.

Контактные воздействия на нижнепалеозойские отложения приводят в основном к образованию роговиков и ороговикованных пород. Ширина полосы ороговикования зависит от крутизны контактов и колеблется от 200—300 м до 1 км. Местами в зоне контактов гранитоидов с вмещающими породами наблюдается полоса мигматизированных пород. Ширина ее достигает нескольких десятков метров.

Кунгейский батолит, как и Заилийский, занимает громадную площадь и прослеживается от западного до восточного фланга хр. Кунгей-Алатау. Серией разломов он расчленен на ряд массивов, среди которых наиболее крупными являются Северо- и Южно-Кунгейский, Бозалаташский. К северу от водораздела интрузиями прорваны метаморфические толщи докембрия и терригенно-эффузивные отложения нижнего палеозоя. В восточном окончании хребта позднеордовикские гранитоиды перекрываются нижнекаменноугольными отложениями. Небольшие остатки докембрийской кровли, сохранившиеся в центральной части батолита, полностью перекристаллизованы, но сохранили реликтовую гнейсовидность. Интрузивные массивы сложены преимущественно серыми и светло-серыми средне-крупнозернистыми гранодиоритами и адамеллитами, розовыми до красных аляскитовыми гранитами, а в приконтактных зонах — кварцевыми диоритами. В Киргизии позднеордовикские гранитоиды выделены в четырехфазный сусамырский комплекс, а лейкократовые и субщелочные граниты, аляскиты — в джаланашский комплекс силура.

К позднему ордовику интрузии Кунгейского батолита относят не все исследователи. В данном случае возраст определен на основании следующих фактов:

1. В Северном Тянь-Шане описываемые интрузии прорывают отложения докембрия и нижнего палеозоя везде, где разрез нижнего палеозоя сменяется отложениями среднего — верхнего ордовика (низы карадокского яруса). Выше следуют локально распространенные вулканогенно-осадочные отложения девона и карбона. Средне-верхнеордовикская толща прорвана гранитами второй фазы данного комплекса, а девонкаменноугольные отложения залегают на глубоко эродированной поверхности этих гранитов.

2. В хр. Сарытау на гранодиориты первой фазы и граниты второй налегает фаунистически охарактеризованный верхний карадок (дуланкаринский горизонт). В базальных конгломератах этой толщи наблюдается обилие обломков гранодиоритов, гранитов и аляскитовых гранитов зайлийского комплекса (Н. М. Чабдаров, 1959 г.; П. А. Сушков, 1963 г.). Еще восточнее, у южного подножия гор Улькен-Богуты, гранитоиды главной фазы интродировали отложения среднего — верхнего кембрия и среднего ордовика. Вмещающие породы превращены здесь в сливные и пятнистые биотитовые и биотит-роговообманковые роговики. Ширина полосы ороговикования достигает 1,5—2 км.

3. Развитые вблизи массива гранитов отложения дуланкаринского горизонта изменениям не подверглись (контакты гранитов с карадокскими отложениями на этом участке прикрыты узкой полосой четвертичных суглинков).

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о том, что внедрение интрузий зайлийского комплекса произошло до накопления отложений дуланкаринского горизонта верхнего ордовика и совпадало по времени с моментом инверсии, когда громадный регион из области погружения и накопления преобразовался в область поднятия и размыва. Отложения верхнего карадока и нижнего силура (хр. Сарытау, Сюгатинская долина, горы Басулытау и Каратау) формировались уже в условиях небольших остаточных мульд и, естественно, не могли испытывать контактное воздействие описанных интрузий. По характеру же регионального метаморфизма и степени дислоцированности верхнекарадокские отложения резко отличаются от подстилающих нижнепалеозойских образований и четко обособляются в новый структурный подэтаж. По этим признакам они близки к структурам герцинид.

Первые определения абсолютного возраста гранитоидов зайлийского комплекса, проведенные Л. Н. Крыловым в 1959 г., показали для серых гранитов и гранодиоритов из бассейна рек Большой и Малой Алматинок возраст 340—365

млн. лет (по валовым пробам). Последующие определения абсолютного возраста гранитоидов заилийского комплекса, проведенные в лаборатории ИГН АН КазССР (А. И. Иванов, 1967, 1970 гг.), неоднозначны. Так, возраст гранитоидов восточной части Кунгейского батолита колеблется от 370 ± 17 до 474 ± 17 млн. лет (по А. Н. Крылову, 335 млн. лет). Для гранитов Жинишке-Сарыбулакского массива, расположенного в хр. Сарытау, характерны цифры 400 ± 28 — 405 ± 20 млн. лет. Возраст гранитов из массивов, находящихся на северном склоне Заилийского Алатау (бассейны рек Каскелен, Аксай, Большая Алматинка, Талгар), изменяется в пределах 351 ± 28 — 396 ± 21 млн. лет, субщелочных гранитов из бассейна рек Каскелен — Аксай — 301 ± 18 — 353 ± 14 млн. лет.

Приведенные цифры показывают, видимо, не время становления интрузий, а этапы проявления постмагматических изменений. Так, для Заилийского Алатау несколько слабее измененные породы восточной части батолита оказались по абсолютному возрасту более древними, нежели сильно переработанные граниты центральной части и тем более интенсивно измененные субщелочные граниты (определения по биотиту, ИГН АН КазССР).

Последние определения абсолютного возраста гранитоидов Заилийского и Кунгейского батолитов по биотиту и частично по биотиту и роговой обманке, проведенные в ИГН АН КазССР, вполне соответствуют геологическому возрасту и составляют 430 ± 14 — 470 ± 25 млн. лет (Ю. А. Жуков, И. Л. Захаров, Б. Ф. Кашкаров, Н. М. Чабдаров, 1967—1968 гг.). На южных склонах хр. Кунгей-Алатау, в районе р. Чон-Аксу, позднеордовикские граниты по биотиту имеют возраст от 440 до 565 млн. лет (анализы ИГФМ АН УССР, г. Киев, по материалам В. А. Грищенко и В. Н. Киселева, 1975—1976 гг.). Цифры, превышающие 500 млн. лет, могли быть получены для проб, взятых в районе ассимилированных докембрийских интрузий.

В Джунгарском Алатау к позднему ордовику отнесены интрузивные массивы коксайского комплекса [Майрин, Шлыгин, 1966]. Здесь преобладают плагиограниты, двуслюдяные и мусковитовые граниты, нередко встречаются порфиновые разности (плагиогранит- и гранодиорит-порфиры). Дайковый комплекс относительно беден. Возможно, с коксайским интрузивным комплексом связаны дайки альбит-порфиров, широко развитые в породах нижнего палеозоя, но неизвестные в поздних образованиях. В состав комплекса включен Коксайский, Малоусекский, Хоргосский, Конгоробинский, Басканский и Мынчукурский массивы [Майрин, Шлыгин, 1966].

Верхняя возрастная граница устанавливается на Коксайском массиве, который перекрыт фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверийского яруса силура, со-

держащими гальку пород гранитоидов комплекса. Абсолютный возраст пород массива, полученный с помощью валового калий-аргонового метода, составляет 460—520 млн. лет (Т. П. Семенова, 1957—1958 гг.). В других районах интрузивами комплекса прорваны образования нижнего палеозоя, а перекрываются они отложениями верхнего лудлоу, франского яруса девона и нижнего карбона.

Девонский интрузивный комплекс. Среднедевонские интрузии развиты ограниченно и выделены лишь в районе Кастекского хребта. Они своеобразны по составу и облику и встречаются только среди толщ девона. В районе Кастекского хребта В. В. Овчинников установил тесную пространственную и генетическую связь между распространенными здесь вулканитами и интрузиями группы граносиенитов и сиенит-диоритов. Наиболее крупным является Кыртабылгинский массив, в составе которого наблюдаются кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит- и гранит-порфиры, граносиениты, сиенит-диориты и диориты. Порфировые разности приурочены к краевым частям массива, а равномернозернистые — к его центру.

Определяя возраст комплекса вулканогенно-интрузивных пород Кастекского района, В. В. Овчинников сопоставлял их с подобными образованиями верхнего палеозоя. По органическим остаткам в толще вулканитов этой ассоциации пород установлен их девонский возраст. По-видимому, внедрение интрузий происходило вслед за вулканитами кастекской свиты среднего девона, но до накопления отложений верхнего девона.

Средне-позднедевонские интрузии выделены в Чу-Илийских горах и отнесены к жельтаускому комплексу. Становление интрузий относится к заключительному этапу девонского магматизма. Они слагают довольно крупные массивы гранитоидов. Формирование комплекса, по А. Ф. Ковалевскому (1972—1977 гг.), происходило в четыре интрузивные фазы. Первая фаза — крупнозернистые порфировидные гранодиориты с переходами до диоритов. К этой же фазе относят мелкие интрузии диоритов, связанные постепенными переходами с гранодиоритами и габбро-диоритами. Вторая фаза — биотитовые граниты и гранодиориты; третья — лейкократовые средне-крупнозернистые граниты; четвертая — мелкозернистые лейкократовые граниты. Характерной чертой гранитов жельтауского комплекса является эпимагматическая альбитизация, проявленная в эндоконтакте мелких интрузий.

Жильная фация представлена дайками. С первой и второй фазами связана сининтрузивная серия даек гранодиорит- и гранит-порфиров, пегматоидных гранитов и пегматитов. К поздним фазам комплекса приурочены внедрившиеся по наложенной системе трещин дайки второго этапа (в порядке

последовательности внедрения): лейкократовые аплитовидные гранит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиры, кварцевые жилы.

Интрузии жельтауского комплекса прорывают вулканогенные толщи среднего — верхнего девона и являются более молодыми по сравнению с вулканическими фациями. Верхняя возрастная граница комплекса определяется непосредственным налеганием на его гранитоиды отложений фаменского яруса верхнего девона.

Каменноугольный интрузивный комплекс. Раннекаменноугольные интрузии распространены в Джунгарском Алатау. Первый комплекс — теректинский — габброиды и диориты, слагающие массивы площадью до 20—30 км². Многие тела габбро и диоритов заключены среди гранитов и, по существу, представляют собой бескорневые останцы. В строении массивов участвуют две серии пород — габброидная и диоритовая, отвечающие самостоятельным интрузивным фазам. В составе первой наблюдаются габбро — лейкогаббро, анортозиты. Характерно развитие расслоенных текстур и позднемагматической амфиболизации габброидов. Вторая серия представлена породами, состав которых меняется от габбро-диоритов до кварцевых диоритов и тоналитов. Эти породы обладают всеми признаками гибридных образований. Вблизи габбровых тел встречаются дайки габбро-диабазов и габбро-порфиритов. Интрузии комплекса прорывают породы турне — нижнего визе и перекрыты отложениями верхнего визе — серпуховского яруса, т. е. формирование их происходило в саурскую фазу.

Второй комплекс — усекский — включает интрузии гранитного состава. К этому комплексу отнесен Сарынакойский массив гранитоидов двухфазного строения. Первая фаза — мелкозернистые кварцевые диориты и гранодиориты — образует чаще всего ксенолиты и ксеноблоки среди пород главной фазы. Вторая (главная) фаза — мелкозернистые плагиоклазовые граниты, микропегматитовые граниты и гранофиры. Плагиоклазовые граниты тяготеют к внутренним, а гранофиры — к периферическим частям массива. Распространена постмагматическая альбитизация.

Интрузиям усекского комплекса свойственна ассоциация их с андезит-липаритовым комплексом турне — нижнего визе в единых вулканотектонических структурах. Эффузивная кровля в этих структурах интенсивно изменена, вплоть до перекристаллизации кислых разностей в порфировые породы интрузивного облика и исчезновения четких контактов. Сарынакойский интрузивный массив контактов с толщей турне — нижнего визе не имеет. Здесь граниты трансгрессивно перекрываются отложениями фаунистически охарактеризованного позднего визе — серпуховского яруса. Таким образом, возраст

гранитоидов усекского комплекса устанавливается как средневизейский. По радиологическим данным, возраст гранитов 332—354 млн. лет.

Ранне-среднекаменноугольные интрузии. Габбро, диориты и гранитоиды данного возраста, как и раннекаменноугольные, выделяются только в Джунгарии под названием центральноджунгарского (алтынэмельского) комплекса. Эти гранитоиды слагают мелкие штоки, а также крупные удлиненные и неправильной формы массивы. В южной полосе описываемой территории обнажается западная часть Алтынэмельского массива. В центральной части выделяется крупный Кызылжарский массив. Комплекс многофазный.

Первая фаза, наиболее распространенная, — гранодиориты, переходящие в кварцевые диориты, амаеллиты, граниты. В некоторых массивах первая фаза представлена нормальными гранитами, крупнозернистыми, слабопорфировидными, которые в эндоконтактной зоне переходят в гранодиориты. В эндоконтактной зоне обычно развиты более основные разновидности вплоть до диоритов, а в центральной части массива — крупнозернистые порфировидные граниты. Вторая фаза представлена гранитами, богатыми щелочами. Для гранитов более поздних фаз характерно некоторое падение роли щелочей.

Интрузиями центральноджунгарского комплекса прорываются отложения кембрия, ордовика, девона и нижнего карбона. С вулканогенными образованиями верхнего палеозоя интрузии контактов не имеют. Определения абсолютного возраста описанных интрузий дают разноречивые цифры. Отмечается тенденция омоложения радиологического возраста пород с юга на север, который в целом имеет пределы 265—323 млн. лет. Большинство значений близко к 300 млн. лет. На основании этих данных возраст комплекса принят ранне-среднекаменноугольным.

Среднекаменноугольные интрузии в Чу-Илийских горах представлены в основном небольшими штокообразными телами, имеющими в плане округлую форму. Максимальные размеры массивов не превышают в поперечнике 10—12 км. Они сложены преимущественно гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Встречаются и разновидности с пониженным количеством калишпата. В мелких телах, а также в эндоконтактной части более крупных тел породы имеют мелкозернистую и порфировидную структуру. Несмотря на сравнительно малые размеры выходов интрузий, вмещающие породы интенсивно ороговикованы, а в отдельных случаях грейзенизированы. Ширина полосы контактового воздействия колеблется от 200 до 750 м. В описываемой части Чу-Илийских гор выделены три небольших массива гранитоидов — Каройский, Карасайский и Кушокинский. Интрузии

прорывают весь комплекс палеозойских образований до нижнего карбона включительно. Возраст их как среднекаменноугольный определяется по аналогии с подобными интрузиями смежных районов.

В Кендыктасе среднекаменноугольные интрузии известны как узунсу-карасуйский комплекс, представленный мелкими разнообразными по форме телами. Карасуйский массив, например, имеет активный контакт с вулканитами кетменской свиты и с терригенными отложениями нижнего палеозоя. В нем преимущественно развиты среднезернистые гранодиориты, связанные постепенными переходами с подчиненными им граносиенитами. В эндоконтактной зоне встречаются мелкозернистые разновидности пород, близкие по составу к диоритам. Узунсу-карасуйский комплекс гранитоидов прорывает отложения кетменской свиты, охарактеризованной флорой, и вулканиты шункарской свиты среднего визе — серпуховского яруса. Абсолютный возраст (калий-аргоновый метод по биотиту) колеблется от 292 до 370 млн. лет.

Среднекаменноугольный этап магматизма в Заилийском Алатау завершился внедрением гранитоидов, которые образуют иногда относительно крупные массивы, а чаще неправильной формы тела. Формирование их происходило в две сближенные интрузивные фазы. Первая, гранодиоритовая, представлена редкими штокообразными телами на северном склоне Заилийского Алатау. Интрузии сложены серыми и светло-серыми гранодиоритами, в приконтактной зоне переходящими в кварцевые диориты и диориты. Породы характеризуются мелко- и среднезернистым строением, иногда порфирированностью. Граниты второй фазы распространены значительно шире и слагают довольно крупные массивы — Актасский и Карачский. Контакты гранитов с вмещающими породами нижнего карбона довольно пологие, а в большинстве случаев тектонические. Эффузивы слегка окварцованы и слабо ороговикованы. Дайковый комплекс беден: известны дайки лейкократовых аплитовидных гранитов, аплитов, гранит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов, кварцевые и кварц-биотитовые жилы. Мощность даек варьирует от 0,2 до 8 м, а длина достигает нескольких сот метров.

Описанные гранитоиды прорывают нижнекаменноугольные толщи и сами пронизаны интрузиями позднепермского возраста. В хр. Кетмень на плато Ушхасан граниты перекрываются вулканогенной толщей среднего — верхнего карбона (Б. Ф. Кашкаров, 1966 г.). Абсолютный возраст гранитов Актасского массива определен в 291 ± 15 — 312 ± 15 млн. лет.

Пермские интрузивные комплексы. Первый позднепермский комплекс интрузий (лепсинский) представлен крупными массивами Северной Джунгарии: Мулалинским, Арасанским, Покатиловским, Лепсинским, Централь-

Джунгарским и др. Массивы имеют овально-изометричную форму и резко дискордантны по отношению к вмещающим толщам девона. Интрузии многофазные. Первая фаза — гранодиориты с переходами в диориты и граниты, вторая, главная — биотитовые граниты, слагающие основные площади массивов, третья, дополнительных интрузий — мелкозернистые лейкократовые граниты и аплиты, близкие к аляскитовым разностям. Граниты главной фазы отличаются повышенным содержанием кремнезема и щелочей. Они прорывают толщи нижнего и среднего девона, а с более молодыми отложениями контактов не имеют. Определения абсолютного возраста по биотиту калий-аргоновым методом показали: по Ушкольскому массиву — $(294-303) \pm 10$ млн. лет (вторая фаза) и 297 ± 10 млн. лет (третья фаза); по Мулалинскому — $(276-286) \pm 12$ млн. лет (первая фаза) и 254 ± 10 млн. лет (третья фаза).

Второй позднепермский комплекс распространен довольно широко, хотя и не образует крупных интрузивных массивов. По существу, он завершает верхнепалеозойский магматизм. Состав пород комплекса очень разнообразный: габбро, габбро-диориты, диориты, сиенит-диориты, кварцевые сиениты, граносиениты и аляскитовые граниты, гранодиориты, микрограниты и их порфиоровые разности. Изменения состава, скорее всего, обусловлены процессами дифференциации и гибридации. Отдельные исследователи (В. М. Сорокоумов, 1968 г.; В. Г. Севастьянов, 1964 г.; К. А. Азбель, 1975 г.; А. Ф. Ковалевский, 1977 г.) пестроту состава объясняют сложным многофазным внедрением интрузий. На юге района перечисленные породы выделяются в позднекетменский, а в Джунгарии — в южноджунгарский комплексы.

В Чу-Илийских горах к позднепермским интрузиям отнесены разнообразные породы, встречающиеся в виде многочисленных дайковых тел или мелких штоков среди верхнепалеозойских вулканитов. Жолбарский массив гранитоидов, например, имеет площадь около 60 км^2 . Он прорывает гранитоиды ордовика и верхнепермские вулканиты. Сложен лейкократовыми средне-, реже крупнозернистыми гранитами, связанными переходами с аляскитовыми и биотитовыми гранитами, а также микрогранитами.

В горах Кендыктас, Кастекском хребте и Заилийском Алатау аналогичными породами сложено множество небольших массивов позднепермских интрузий так называемого позднекетменского комплекса.

Несколько обособленное положение среди них занимает пластообразное тело габбро-диабазов, расположенное на северном склоне гор Бала-Богуты. По разобщенным выходам оно прослежено на 15 км при мощности от 100 м до $1,5 \text{ км}$ и вытянуто в северо-восточном направлении, согласно с залега-

нием вмещающих верхнепермских вулканитов и развитой здесь системе разрывов. Линия контакта падает в ту же сторону, что и вмещающие породы, но более круто (около 70°). Габбро-диабазы покрывают отложения верхней перми, верхняя возрастная граница неясна. Контактное воздействие интрузии на вмещающие породы невелико и выражается в осветлении эффузивов вблизи контакта. Габбро-диабазы имеют характерную табачно-зеленую окраску и мелкозернистое строение. При выветривании они дают хорошо выраженную шаровую отдельность. Подобные породы больше нигде не встречены. Возможно, к их возрастным аналогам можно отнести массив оливиновых габбро, обнажающийся в северо-западной части гор Катутау (северо-восточнее гор Улькен-Калкан). Здесь они, как указывает С. Е. Майрин, прорываются гранит-порфирами южноджунгарского комплекса. В остальных случаях установление принадлежности тех или иных выходов интрузивных пород к южноджунгарскому или позднекетменскому комплексу в Илийском мегасинклинии затруднений не вызывает.

Весьма интересным также является шток, расположенный в северной части гор Бала-Богуты. Он имеет форму правильного круга и резко выступает в рельефе. Площадь его около $0,5 \text{ км}^2$. Строение штока четко выраженное зональное. В контакте с вмещающими эффузивами прослеживается кайма мелкозернистых темно-серых оливиновых габбро мощностью 20—25 м. К центру массива габбро постепенно переходит через диориты и среднесиенитые гранодиориты в розово-красные сиениты и граносиениты.

Дайки позднекетменского комплекса интрузий представлены аплитами, гранит- и граносиенит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

В Джунгарии к позднепермским отнесены интрузии пестрого состава среди пермских вулканитов Илийского мегасинклиния. Они объединяются в южноджунгарский комплекс, представленный мелкими массивами и телами гипабиссального облика, породы в которых часто трудно отличимы от аналогичных пород субвулканической фации. По представлениям исследователей Южной Джунгарии, формирование комплекса происходило в три интрузивные фазы. Первая фаза — нориты, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, вторая — гранодиориты и третья — граниты, щелочные граниты, граносиениты, сиениты. Среди дайковых пород Джунгарии наиболее распространены разности среднего и основного состава. Встречаются также кварцевые, кварц-кальцитовые и кварц-флюоритовые жилы.

Контактные воздействия позднепермских интрузий на вмещающие толщи в основном довольно однотипные, так как в большинстве случаев они размещаются в сходных вулкано-

генных образованиях, обычно ороговикованных, окварцованных, пиритизированных и осветленных. Ширина полосы измененных пород 50—300 м.

Возраст рассмотренных комплексов устанавливается по активному контакту их с отложениями верхнего палеозоя до верхней перми включительно. Расположение интрузий в полях развития верхнепалеозойских отложений, своеобразный состав и внешний облик позволяют достаточно определенно относить их к одному комплексу: в Заилийском районе — к позднекетменскому, а в Джунгарии — к южноджунгарскому. Некоторое сомнение вызывает возраст части массивов, выделенных как позднепермские, но приуроченных к выходам нижнекаменноугольных или более древних отложений. Условность в данном случае вызвана определениями абсолютного возраста гранитоидов (А. И. Иванов, 1967, 1970 гг.): Ушкунурского массива — 313 ± 17 млн. лет, Бельбулакского — 294 ± 11 млн. лет, Кшитургенского — 333 ± 18 — 338 ± 26 млн. лет. По данным А. Г. Дубовского, на южном склоне гор Дегерес галька гранитоидов южноджунгарского комплекса обнаружена в базальных слоях малайсаринской свиты нижнего триаса.

Позднепалеозойские интрузии нерасчлененные представлены Среднеталгарским массивом гранитов и мелкими телами на водоразделах рек Малая Алматинка — Левый Талгар и Иссык — Тургенъ. Граниты локализируются в зоне сочленения каледонских структур с герцинскими и приурочены к системе крупных разломов. Верхняя возрастная граница их остается открытой, так как отложения моложе нижнего карбона в районе их распространения неизвестны, а позднепермские интрузии непосредственных контактов с данными гранитами не имеют. Своим составом они резко отличаются от пород позднекетменского комплекса. Поэтому возраст их определяется как позднепалеозойский.

В дайковом комплексе по составу выделено пять типов даек: 1) габбро-диориты, 2) диоритовые порфириды и фельзит-порфиры, 3) аплитовидные и пегматитовые жилы, 4) лабрадоровые и авгитовые порфириды и 5) кварцевые жилы (типы перечислены в порядке последовательности формирования).

Комплекс субвулканических интрузий связан с формированием мощных вулканогенных толщ в девоне, карбоне, перми и триасе. Особенно широко они развиты в верхнем палеозое, среди девонских и нижнекаменноугольных вулканитов встречаются реже, что, возможно, объясняется большей степенью денудации. Субвулканические интрузии разделены на средне-, верхнепалеозойские и раннетриасовые. В каждом комплексе выделены породы среднего и основного состава, а также кислые разновидности.

Среднепалеозойский комплекс включает де-

вонские и нижнекаменноугольные субвулканические интрузии. Среди них наблюдаются субвулканические тела кварцевых порфиров, фельзит-, гранит- и сиенит-порфиров, образующих вертикальные штоки, дайки, реже лакколитоподобные тела. В Кастекском хребте и в низовьях р. Чон-Кемин с девонским вулканизмом связаны небольшие интрузии гранитоидов субвулканического облика (Ю. В. Жуков, 1962 г.).

Продукты нижнекаменноугольного магматизма представлены лавами различного состава от базальтов до липаритовых порфиров. Субвулканические тела, служившие подводными каналами трещинных излияний, прослеживаются иногда на 3—4 км при ширине от единиц до 600 м. Если они состоят из порфиритов, то имеют обычно сложную форму с серией жилообразных ответвлений, а из кислых пород — округлую или неправильную, вытянутую согласно с основной системой разломов. Размеры вулканических аппаратов центрального типа редко превышают в поперечнике 0,7—1,0 км.

Позднепалеозойский комплекс субвулканических интрузий широко развит в областях проявления вулканизма среднего карбона — перми. К нему относятся многочисленные различные по размерам и морфологии тела площадью от первых десятков до сотни квадратных километров. Среди них встречаются липаритовые, дацитовые, липарит-дацитовые, кварцевые порфиры, фельзит-, гранит-, граносиенит-порфиры, андезитовые, диоритовые, андезит-базальтовые, базальтовые и диабазовые порфириты. Для пород характерны флюидалные и порфировидные текстуры. По форме залегания тел различаются некки, экстрозивные купола, штоки, силлы, лакколитообразные сложные постройки с подводными каналами.

Раннетриасовые субвулканические интрузии липаритового и андезит-базальтового состава тесно ассоциируют с вулканиками малайсаринской свиты нижнего триаса. Представлены они мелкими штоками, лакколитообразными телами, экстрозивными куполами и некками. Часто их форма определяется системой ограничивающих разрывов северо-западного и северо-восточного направлений. Размеры их выходов от единиц до нескольких десятков квадратных километров.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектоническое районирование

В рассматриваемом регионе находятся такие крупные хребты, как Джунгарский Алатау, Кетмень, Заилийский Алатау, Кендыктас и Чу-Илийские горы, разделенные и обрамленные соизмеримыми по величине межгорными и предгорными впадинами (Алма-Атинская, Панфиловская, Северо-Джунгарская, Южно-Прибалхашская и др.).

По времени консолидации эту территорию можно разделить на две неравные части (рис. 2). Юго-западнее Южно-Джунгарского разлома сосредоточены крупные геологические структуры, относящиеся к Казахстанско-Тянь-Шаньскому массиву каледонской консолидации. Они стабилизированы тектоническими фазами конца ордовика (таконская) и конца силура. К северо-востоку от упомянутого линейамента расположена Джунгаро-Балхашская геосинклинальная система, консолидированная во второй половине карбона [Шлыгин, 1971].

В результате каледонского и герцинского тектогенеза возникли сложно построенные складчатые пояса: Чу-Илийский, Кендыктасский, Заилийский, Терсейский, Джунгарский, внутри которых выделяются антиклинории и синклинории, обычно разделенные разломами различной протяженности и глубины проникновения в земную кору (см. рис. 2). Между Джунгаро-Балхашской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатыми системами предполагается существование относительно устойчивого блока медленного погружения — Атасу-Джунгарского [Афоничев, 1966], который в Западном Прибалхашье именуется Балхашским срединным массивом [Звонцов, 1973]. Далее кратко охарактеризуем основные структурные элементы упомянутых складчатых областей [Геология СССР, 1971].

В эпигерцинском фундаменте Джунгаро-Балхашской складчатой системы выделены Тастауский (Северо-Джунгарский) и Бороталинский синклинории, Центрально- и Южно-Джунгарский антиклинории [Афоничев, Шлыгин, 1966].

Складчатая структура Тастауского синклинория формировалась на месте глубокого прогиба длительного развития не-одновременно. В Саркандской подзоне появление складчатых структур было обусловлено верхнедевонскими — нижнекарбонными движениями, тогда как в Тастауской основные структурные элементы образованы главной складчатостью, протекавшей в начале среднего девона.

Центрально-Джунгарский антиклинорий возник на месте геосинклинального прогиба (заложенного в верхнем лудлоу) в результате проявления позднедевонской — раннекаменноугольной складчатости. В истоках р. Баскан он распадается на две ветви. Южная прослеживается в горах Мынчукур (Мынчукурская антиклиналь), а северная — в горах Жельды-Карагай и Коктас (Жельды-Карагайская антиклиналь). Между ними выделяется Салкинбельская синклиналь. В осевых частях антиклиналей обнажены нижнепалеозойские или позднесилурийские (Копальская антиклиналь) отложения.

Бороталинский синклинорий сформировался на месте одноименного краевого прогиба внешней зоны Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы в эпоху среднекаменноугольной складчатости. Сложен он породами среднего структурного этажа: отдельные несогласия внутри разреза среднего палеозоя делят этаж на два подэтажа.

Южно-Джунгарский антиклинорий представляет собой часть массива, консолидированного в каледонскую эпоху складчатости и в дальнейшем в течение длительного времени испытывавшего орогенный режим. Нижний структурный этаж сложен толщами палеозоя и досилурийскими гранитоидами, средний — породами верхнего лудлоу — нижнего девона, которые создают наложенные синклинальные складки на каледонском цоколе. В антиклинории известны лишь нижнекарбонные осадочно-вулканогенные образования — нижний подэтаж орогенного этажа.

В Южной Джунгарии (Атасу-Джунгарский блок) наиболее крупным структурным элементом является Сарыозекский брахисинклинорий. Он сформировался на территории, где в нижнем карбоне и верхнем палеозое отлагались континентальные вулканогенные образования, причем их накопление компенсировалось медленным прогибанием. В этих же условиях формировался Илийский синклинорий. Здесь выделяются средний этаж каледонского геосинклинального комплекса, представленный силурийскими породами, и верхний (орогенный) структурный этаж, расчлененный на подэтажи, разделенные несогласием.

В Северо-Тянь-Шаньском поясе движения в докембрийскую, каледонскую и герцинскую эпохи также создали несколько крупных структурных элементов субширотной или восточно-северо-восточной ориентировки (см. рис. 2).

К хр. Кунгей-Алатау приурочен Кунгейский антиклинорий, сложенный в осевой части толщами докембрия, кембрия и каледонскими интрузиями, а на крыльях — породами ордовика и карбона. Это краевая часть Иссык-Кульской глыбы, входящей в состав обширного Муюнкум-Наратского каледонского срединного массива [Кнауф, 1960, 1966]. Массив сложен метаморфическими породами докембрия, прорванными допалеозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами. На его древнем основании с несогласием и следами глубокого размыва залегает полого дислоцированный покров преимущественно терригенных отложений ордовика общей мощностью от первых сот до тысячи метров. Другим членом этого покрова являются терригенно-карбонатные отложения средневизейского — серпуховского возраста мощностью около 1,5 км, трансгрессивно лежащие как на древнем основании, так и на покровных толщах ордовика.

Расположенный севернее Чилик-Кеминский синклинорий отделен от Кунгейского антиклинория Северо-Кунгейским разломом, представленным серией разрывов субширотного простирания, который можно рассматривать как краевой разлом, ограничивающий структуры срединного массива с севера. Расчленение краевого разлома на отдельные звенья связано с появлением сдвигов северо-западного простирания. К северу от названного краевого разлома домезозойская структура Чилик-Кеминского синклинория существенно отличается от той, что наблюдается в срединном массиве. Здесь появляется почти двухкилометровая серия терригенных отложений кембрия, на которых со следами размыва лежат эффузивно-осадочные толщи ордовика мощностью около 1,5 км. С несогласием на дислоцированных отложениях нижнего палеозоя залегают мощные толщи (2—3,7 км) турнейского и серпуховского ярусов, представленные преимущественно эффузивами смешанного состава и в меньшей мере терригенно-карбонатными осадками. Осадочно-эффузивные образования нижнего карбона выполняют эпикаледонские депрессии.

Заилийский антиклинорий является наиболее крупным структурным элементом одноименного хребта в Северном Тянь-Шане. Он прослеживается по редким выходам докембрия, а в осевой части пронизан крупными каледонскими интрузиями гранитоидов. На его крыльях развиты нижний палеозой, нижний карбон и верхний палеозой. Заилийский антиклинорий продолжается в структурах Кетменского хребта, в виде выходов кембрия и ордовика, которые узкой полосой протягиваются в его осевой части, разделяя Северо- и Южно-Кетменский синклинорий.

Южно-Кетменский синклинорий несколько отличается от Северного составом визейских и намюрских толщ. На севере они выражены вулканогенными фациями, а на юге — осадоч-

ными. Очевидно, что система разломов, оконтуривающая ордовик в осевой части Кетменского хребта (Центрально-Кетменская), относится к группе разломов длительного развития.

Структуры хр. Терсей-Алатау обрамляют с юга Иссык-Кульскую впадину. Его осевые части сложены докембрием и каледонскими интрузиями, а крылья — преимущественно нижним палеозоем и карбоном.

Кендыктасский антиклинорий, приуроченный к северо-западной части одноименного хребта, развивался в позднем докембрии и раннем палеозое. Оси структур имеют общее северо-западное простирание. На каледонском денудированном складчатом основании, которое прорвано гранитоидами, размещаются наложенные позднекаледонские (девонские) и герцинские структуры.

Кастекский синклинорий расположен в юго-восточной части одноименного хребта. Его слагает мощная эффузивно-осадочная толща нижнего карбона с красноцветным терригенным комплексом в основании. Так как здесь более молодые отложения палеозоя не известны и не установлен окончательный возраст верхов нижекарбоновой толщи, время завершающих складчатых дислокаций точно не определено. Возможно, они происходили между нижним и средним карбоном.

В юго-восточной части Чу-Илийских гор наиболее крупными структурными единицами являются Бурунтауский, Восточно-Жельтауский антиклинории и Жалаир-Найманский синклинорий (см. рис. 2).

Основание Бурунтауского антиклинория сложено толщами докембрия, а северо-восточное крыло — породами позднего докембрия и кембрия, собранными в узкие линейные складки. Структуры юго-западного крыла смыкаются со складками Жалаир-Найманского синклинория. Антиклинорий прорван многочисленными девонскими интрузиями, структурное положение которых недостаточно изучено.

Восточно-Жельтауский (Анрахайский) антиклинорий трасируется выходами докембрия на крайнем северо-западе и юго-востоке. В центральной части докембрий перекрыт ордовиком и девоном. Кембрий в осевой зоне антиклинория отсутствует, а мощность среднекаледонского этажа сокращена. На крыльях ордовикские породы местами имеют различный возраст. Орогенные девонские вулканиты, на отдельных участках перекрывая антиклинорий, тяготеют к зонам разрывов.

Жалаир-Найманский синклинорий — складчатое сооружение, сформировавшееся на месте одноименного геосинклинального прогиба. На юго-западе его обрамляют ветви Жалаир-Найманской зоны разломов. Юго-западное крыло сложено преимущественно кембрием и ордовиком. Центральная, наиболее прогнутая часть синклинория представлена вулканита-

ми девона и девонскими гранитными массивами. Для нее характерны единый план дислокаций ордовика, силура и девона и их субсогласное залегание. Герцинский этаж на юге синклинория образует ряд карбоновых мульд, резко несогласно налегающих на размытую поверхность каледонских структур.

Структурные комплексы

Особенности тектонического развития описываемой территории позволяют выделить здесь ряд структурных этажей, отличающихся степенью метаморфизма пород и характером складчатых дислокаций [Геология СССР, 1971].

Добайкальский этаж в Чу-Илийских горах представлен условно ниже-среднепротерозойскими метаморфическими породами, приуроченными к ядру Восточно-Жельтауского антиклинория. Внутреннее строение их трудно поддается расшифровке. В целом они чрезвычайно сложно смяты и рассечены многочисленными разломами.

В Кендыктасе добайкальский этаж выделяется также условно в виде останцов среди каледонских интрузий. Ортогнейсовые и амфиболитовые толщи раннего докембрия простираются здесь на северо-запад под крутыми углами падения. В крупных блоках амфиболовых, хлоритовых и других останцов наблюдаются дополнительная складчатость с амплитудами от 1 до 30 м и нередко мелкая плейчатость, которые в гнейсах и гнейс-амфиболитовых толщах не встречаются.

В Северном Тянь-Шане добайкальский (нижне-среднепротерозойский) этаж сложен высокометаморфизованными, нередко мигматитизированными кристаллическими сланцами актюзской серии и амфиболитами кеминской серии. Породы серии смяты в узкую широтную антиклинальную складку, крылья которой падают под углами 50—70° на север и осложнены мелкими складками, структурами течения, будинажа. Породы кеминской серии облекают Актюзский блок, отделяясь разрывами. Субмеридионально простирающиеся толщи смяты в небольшие линейные складки с падением крыльев под углами 50—70°, также осложненные мелкими складками. В ксенолитах породы кеминской серии смяты очень интенсивно.

Байкальский этаж. В Чу-Илийском поясе он сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами рифея (?), пространственно тяготеющими к выступам добайкальского этажа. Углы падения 50—85°, характерен будинаж, особенно в верхней части толщ.

В Кендыктасе — это слабо метаморфизованные вулканиты, обнаженные в ядрах антиклиналей или в отдельных блоках. Их залегание осложнено мелкими складками преимущественно с пологими (до 20—40°) углами падения в замковой части и с крутыми (60—80°) на крыльях.

В осевой части Кунгейского антиклинория этаж представлен известняками и углистыми сланцами (ашуайрыкская свита), падающими моноклинально под углами $60-70^\circ$ на север. Они прослеживаются узкой прерывистой полосой по северным склонам хр. Кунгей-Алатау, определяя северную границу Иссык-Кульского срединного массива. В хр. Терсей-Алатау байкальский этаж обнажен в тектонических блоках и образует линейные широтно-вытянутые структуры. Поздний докембрий (джолколотская свита) весьма интенсивно дислоцирован и смят в изоклинальные, часто опрокинутые складки с преобладающим падением в южных румбах.

Раннекаледонский этаж. В Жалаир-Найманском синклинории для складок кембрия характерны дисгармония, сочетание складок нескольких порядков и различная морфология — от открытых пологих до предельно сжатых килевидных, изоклинальных. Широко развиты кливаж и тектоническое разлинзование. Пологоволнистый характер структур первого порядка и почти горизонтальное положение их зеркала складчатости сочетаются с напряженными складками высоких порядков.

В Кендыктасе этаж сложен вулканогенно-осадочными свитами верхнего кембрия. Они обычно смяты в линейные складки северо-западного простирания с углами падения $60-80^\circ$, редко $30-40^\circ$. Протяженность складок измеряется километрами. Наблюдается опрокидывание пород к юго-западу. Следует отметить, что интенсивная складчатость высоких порядков при почти горизонтальном зеркале складчатости обусловливает широкое площадное развитие свит, несмотря на их небольшую мощность.

В казахстанской части Северо-Восточного Тянь-Шаня низы кембрия (капкатасская свита нижнего — среднего кембрия) практически не обнажены. Их небольшие выходы известны в Терсей-Алатау, где они зажаты в тектонических блоках и смяты в линейные широтно-вытянутые складки. Отложения среднего — верхнего кембрия распространены более широко. В Чилик-Кеминском синклинории они прорваны каледонскими гранитоидами и имеют падение на крыльях до $50-70^\circ$ к оси структуры. Вдоль оси Заилийского антиклинория средний — верхний кембрий прослеживается в виде отдельных, иногда довольно крупных выходов (хребты Далаашик, Торайгыр, горы Улькен-Богуты), где четко выявляется тип дислокации пород. В горах Улькен-Богуты он слагает крылья синклинали, ядро которой представлено среднеордовикскими отложениями. И те и другие дислоцированы в одном плане, образуя изоклинальные, нередко опрокинутые дополнительные складки. Их шарниры ориентированы в западно-северо-западном направлении. В северо-западной части хр. Торайгыр кембрийские отложения смяты в крупную антиклиналь, осложненную

разломами и разновозрастными интрузиями. В наиболее сохранившемся северо-западном крыле кембрий круто (50—70°) моноклинально наклонен на северо-запад. На других участках прослеживаются обрывки линейных складок с углами падения 60—70° и субширотно ориентированными шарнирами. Породы раннекаледонского этажа, сохранившиеся в виде останцов в позднеордовикских гранитоидах или в небольших тектонических блоках, дислоцированы весьма интенсивно.

В Джунгарском Алатау нижний каледонский комплекс сложен условно кембрийскими и ордовикскими породами. На площадях их развития особенно типичны мелкие складки с вертикальными шарнирами, S-образные складки, флексуры и плейчатость.

Среднекаледонский этаж. Складкам этого этажа в Чу-Илийском поясе свойственно изменение морфологии и напряженности. На участках, прилегающих к Восточно-Жельтаускому антиклинорию, складки изометричные, иногда близки к брахиформным с углами падения 30—40°; вдоль Жалаир-Найманского разлома складки линейные, удлиненные, челночные, с углами падения на крыльях до 55—65°.

В юго-восточной части Кендыктаса ордовикские породы образуют серию симметричных складок широтного и северо-западного простираения с углами падения на крыльях 40—60°. В пластичных породах нередко развиты складки более высоких порядков с углами падения до 60—70°, нередко опрокинутые к юго-западу. Ближе к осевой части Кендыктаса в породах интенсивно проявляется динамометаморфизм.

В Заилийском и Кунгей-Алатау среднекаледонский этаж состоит из двух подэтажей. Нижний включает породы аренига, лланвирна, лландейло, нижней половины карадока. Верхний охватывает образования второй половины карадока и силура. Выходы нижнего подэтажа известны в Кунгейском, Бурханском, Кетменском антиклинориях и в Чилик-Кеминском синклинории. В Кунгейском антиклинории крайние восточные выходы, сложенные карбонатно-терригенными породами среднего и верхнего ордовика, дислоцированы достаточно интенсивно. Породы смяты в складки челночного типа, оси которых близки к широтным. Углы падения на крыльях 50—70°. Вдоль Северо-Кунгейского надвига наблюдается опрокидывание слоев на север. В Чилик-Кеминском синклинории отложения лландейло и карадока смяты в брахиформные складки (40—55°) и только вблизи разломов углы падения при общем широтном простираении увеличиваются до 60—75°. В целом же ордовик дислоцирован здесь слабее, чем в восточном окончании Кунгейского антиклинория, и всюду претерпел незначительные зеленокаменные изменения. Нижний подэтаж в восточной части региона представлен главным об-

разом вулканитами верхней половины среднего ордовика и низов карадока. В Кетменском антиклинории они слагают крутые складки ($60-70^\circ$), зажатые в узкие блоки между разрывами. В Бурханском антиклинории хр. Терской-Алатау наблюдаются узкие линейные широтные складки с углами падения крыльев $50-60^\circ$ и более, а также опрокинутые изоклинальные складки.

Верхний подэтаж (верхний карадок и силур) распространен ограниченно в Заилийском антиклинории и западной части Кетменского. Толщи карадока и силура здесь налегают на разновозрастные древние комплексы резко несогласно. Они в большинстве случаев дислоцированы в брахискладки с углами падения крыльев $30-40^\circ$, которые лишь местами вблизи разломов возрастают до $60-70^\circ$. Структуры данного подэтажа напоминают герцинские, однако последние налегают на ордовик и силур с крупным региональным несогласием.

В Джунгарском Алатау среднекаледонский этаж дислоцирован интенсивно. Одна из характерных особенностей — вертикальные изгибы крутопадающей толщи (S-образные складки). Их шарниры круто наклонены, иногда вертикальные или даже опрокинуты.

Позднекаледонский этаж характеризует орогенный этап развития областей каледонской складчатости (см. рис. 2). В Чу-Илийских горах он подразделяется на два подэтажа. Нижний представлен грубыми вулканогенно-терригенными отложениями (в унаследованных прогибах) или вулканитами (тяготеют к разломам). Вулканиты формируют пологие брахиструктуры с углами падения $10-40^\circ$. Терригенные отложения образуют брахисинклинали, вытянутые в северо-западном направлении, реже — изометричные складки с углами падения $30-40^\circ$. Второй подэтаж сложен базальтовыми, реже кислыми вулканитами и терригенными красноцветами, смятыми в небольшие наложенные изометричные, иногда несколько удлиненные синклинали, простирающиеся на северо-запад.

В Кендыктасе позднекаледонский этаж развит ограниченно и слагает простые складки с углами падения $20-50^\circ$.

В Заилийском антиклинории и на северных подножиях хр. Терской-Алатау (Баянкольский синклиний) мелкие выходы девона распространены вдоль крупных разломов. Они смяты в брахискладки с углами падения на крыльях $30-35^\circ$. Простирается несколько удлиненных осей складок субширотное, подчиненное главному направлению северных хребтов Тянь-Шаня.

Герцинский этаж в Чу-Илийском поясе включает породы фамена, карбона и развит слабо. Толщи смяты в брахиформные складки (брахисинклинали), тяготеющие к участкам прогибания вдоль разломов и ориентированные в северо-за-

падном направлении. Углы падения крыльев 15—40°, часто они оборваны сбросами.

В Северном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау герцинские структуры подразделяются на два этажа: ранний и поздний.

Раннегерцинский этаж в Кендыктасе (красноцветы верхнего девона — нижнего карбона) смяты в крупную антиклинальную складку северо-западного простирания вдоль северо-восточного склона хребта. С юго-запада крыло ее обрезано разломом, а на северо-востоке перекрыто кайнозойскими осадками. Углы падения пород 30—60°. В районе ст. Чокпар наблюдается несколько мелких брахискладок.

В южном крыле Илийского синклиория раннегерцинский этаж прослежен непрерывной полосой вдоль северных склонов Заилийского Алатау. При общей тенденции к погружению на север, т. е. в сторону оси синклиория, отложения нижнего карбона смяты в крупные пологие складки второго порядка. Углы падения в этих структурах 20—35° и несколько увеличиваются вблизи зон разломов, которые хотя и осложняют складчатость, но не оказывают существенного влияния на общий структурный план. Размах крыльев структур второго порядка — 30—40 км, нередко они осложнены более мелкими складками.

В Южно-Кетменском, Чилик-Кеминском и Баянкольском синклиориях интенсивность дислокаций раннегерцинского этажа возрастает снизу вверх — от турне к намюру, что зависит главным образом от состава толщ, участвующих в строении структурных форм.

В Южной Джунгарии раннегерцинский орогенный этаж смяты в пологие брахискладки и прорван гранитоидными интрузиями. Хотя породы нижнего карбона дислоцированы значительно слабее, чем каледонский этаж, углы падения их местами достигают 60—90° (преимущественно вдоль разломов).

В Джунгаро-Балхашской области герцинской консолидации раннегерцинский этаж представлен геосинклинальным комплексом девона и карбона, причем в зонах поднятий он отчетливо делится на ниже-среднедевонский и верхнедевонский — нижекарбонный подэтажи. Девонские отложения на крыльях Центрально-Джунгарского антиклиория смяты в линейные субширотные складки с углами падения 45—70°. На своде Мынчукурской антиклинали наблюдаются брахиформные складки с углами падения 15—25°. В Бороталинском синклиории линейные складки сжаты, иногда запрокинуты. Углы падения пород 50—70°, но местами, особенно вблизи разломов, становятся вертикальными.

Позднегерцинский этаж. В Кендыктасе к нему отнесен эффузивно-осадочный комплекс нижнего карбона в юго-восточной части хребта. Породы слагают пологие брахискладки с

углами падения, не превышающими 20—30°. Структуры нередко ограничены разломами.

В Илийском синклинии интенсивная вулканическая деятельность продолжалась в течение верхнего палеозоя и завершилась внедрением габброидов и гранитоидов. На северном склоне Заилийского Алатау позднегерцинский этаж, составляющий южное крыло Илийского синклиния, подчиняется общей структуре его и имеет наклон на север. Углы падения превышают 10—15°, резко увеличиваясь (до 40—50°) лишь вдоль северной кромки выходов, в месте погружения под чехол кайнозоя, и фиксируя флексурный изгиб в палеозойском цоколе.

В Южной Джунгарии верхнепалеозойский Сарыозекский синклиний осложнен симметричными брахискладками и разрывами, придавшими им блоковое строение. Углы падения изменяются в широких пределах.

В Бороталинском синклинии позднегерцинский орогенный этаж представлен слабодислоцированными наземными осадочно-вулканогенными отложениями верхнего палеозоя, налегающими с несогласием на карбонатные толщи намюра — башкирского яруса.

Альпийские структуры. В начале мезозоя тектоническая активность в регионе стала затухать. Начался длительный по времени этап пенепленизации созданных в позднем палеозое горных сооружений.

Киммерийская складчатость в регионе проявлена слабо. На востоке она выразилась в образовании изолированных пологих прогибов. Известны небольшие выходы угленосных юрских отложений на плато Ушхасан, а также верхнетриасовых и ниже-среднеюрских у северо-восточного подножия хр. Кетмень. Они вскрыты скважинами в восточной части Джаркентской впадины.

В Южно-Прибалхашской впадине (низовья р. Или) в узких грабенах скважинами вскрыты юрские песчано-глинистые угленосные отложения с гравелитами в нижней части разреза. Мощность их растет с юга на север от первых десятков до первых сот метров. Дислоцированы они очень слабо — углы падения колеблются от 3—5 до 12°. Состав осадков указывает на то, что формировались они в условиях выровненного рельефа с озерами и болотами. Таким образом, отложения юры и иногда верхнего триаса составляют спорадически распространенный нижний этаж (чехол эпигерцинской платформы) альпийского структурного комплекса.

Средний этаж альпийского комплекса также распространен повсеместно. Выходы верхнемеловых и палеогеновых отложений на дневную поверхность отмечены в прибортовых частях Панфиловской и Северо-Джунгарской впадин, вдоль подножий гор Калкан и на плато Карой. Более широко, по-

видимому, они развиты во впадинах под кайнозойскими отложениями, о чем свидетельствуют данные бурения [Геология СССР, 1971]. Дислоцированы они слабо, и только в зонах тектонического контакта с палеозойскими блоками наблюдаются крутые углы падения в приразломных складках и флексурах.

Верхний альпийский этаж представлен неогеновыми и четвертичными отложениями. Анализ их распространения свидетельствует о том, что палеозойский фундамент в эпоху неотектонической активизации испытал дифференцированные движения различной интенсивности и амплитуды. В результате эпигерцинская денудационная поверхность (пенеплен) была деформирована, расколота и разнесена на различные высотные уровни. Реликты ее сохранились в отдельных горных районах Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, что позволяет судить о размахе и характере альпийской складчатости. По-видимому, более крупные участки первичного пенеплена сохранились в предгорных и межгорных впадинах (см. рис. 2) под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений.

Петрофизическая характеристика структурных комплексов

Очаги землетрясений в Юго-Восточном Казахстане сосредоточены главным образом в верхней части земной коры (до глубины 15—20 км). Рассмотрим кратко основные закономерности изменения петрофизических характеристик описанных выше геологических образований по вертикали и латерали, что необходимо для расчленения их на слои различных рангов, а также для выделения субвертикальных поверхностей, по которым могли происходить относительные перемещения блоков земной коры.

Чуйская впадина. Здесь выделяются три структурных этажа, горные породы которых различаются по петрофизическим параметрам: плотности (σ), магнитной восприимчивости (χ), скорости продольных волн (V_p), граничной скорости (V_r), удельному электрическому сопротивлению (ρ). Нижний этаж (кристаллическое основание) представлен протерозойскими и, возможно, нижнепалеозойскими образованиями, средний — отложениями девона, карбона и перми. Верхний (альпийский) этаж сложен мезозойскими и кайнозойскими толщами. Изменение петрофизических параметров отражено в табл. 1, из которой следует, что наименьшие их значения характерны для альпийского этажа.

В целом Чуйскую впадину можно рассматривать как блок (тело) немагнитных пород с $\sigma = 2,35$ г/см³, в котором границы ряда петрофизических слоев совпадают со стратиграфическими подразделениями.

Таблица 1. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Чуйской впадины

Система	Отдел, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\chi} \cdot 10^{-5}$ СГС	V_p , км/с	V_T , км/с	ρ , Ом·м
Протерозойская	—	2,83	20	5,5—6,5	6,2—6,5	До 10 ³
Девонская	Нижний	2,60	4	2,7—4,4	—	—
	Верхний	2,30	—	3,6—4,8	5,8—6,0	10—190
Каменноугольная	Турнейский	2,50—2,81	1—17	3,7—4,1	5,8—6,0	66—200
	Визе-на-мюрский	2,57—2,84	0—9	3,8—5,4	5,8—6,0	5—300
	Средний-верхний	2,63—2,67	0—10	3,3—6,0	—	25—110
		Нижний	2,60	0—130	2,7—4,7	4,4—5,2
Пермская	Верхний	2,53	10—20	2,6—4,1	5,0—5,6	30—140
	—	2,20	4—10	1,2—4,7	—	10—30
Меловая	—	2,10	3—8	1,3—2,6	—	5
Палеогеновая	—	1,8—2,4	4	—	—	30—65
Неогеновая	—	1,9—2,0	4—6	0,3—1,3	—	1—5
Четвертичная	—					

Примечание. Индекс параметра с чертой сверху соответствует средне-взвешенному по мощности значению.

Большекаратауский антиклинорий. Как показали исследования, Большекаратауский антиклинорий сложен породами с довольно высокой плотностью (табл. 2). В его строении участвуют добайкальский, байкальский, каледонский, герцинский и альпийский структурные этажи [Геология СССР, 1971].

Добайкальский этаж представлен глубокометаморфизованными образованиями бессазской серии, в основном лишенными магнитоактивных (ферромагнитных) минералов [$\chi = (3—30) \cdot 10^{-6}$ СГС]. Этот этаж по отношению к байкальскому обладает дефектом масс ($\Delta\sigma = 0,08—0,1$ г/см³). Породы байкальского этажа, включающего урстатинскую, бақырлинскую и кайнарскую серии верхнего протерозоя, довольно однородны по плотности, но резко неоднородны по магнитной восприимчивости. Объясняется это тем, что в составе урстатинской и кайнарской серий (раннебайкальский подэтаж) преобладают эффузивы основного и среднего состава, которые имеют повышенные σ и χ , а в составе позднебайкальского подэтажа развиты очень слабомагнитные, но высокоплотные карбонатные отложения. Плотность их близка к плотности эффузивов.

Таблица 2. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Большекаратауского антиклинория

Система	Серия, свита, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\kappa} \cdot 10^{-6}$ СГС	V_p , км/с	ρ , Ом·м
Протерозойская	Бессазская	2,68	2—2300	5,2—6,3	6100—13000
	Урстатинская	2,76	0—2200	4,9—5,6	1800—2300
	Бакырлинская	2,75	0—11	5,0—5,4	1800—15000
	Кайнарская	2,73	1—700	5,1—5,5	1400—3900
Рифейская	Рангская	2,66	10	—	—
	Косшокинская	2,70	2—490	4,6—5,7	1200—5900
	Курайлинская	2,75	3—60	4,4—6,1	260—8900
	Байконурская	2,72	19—190	5,6	5100—8250
Кембрийская	Курумсацкая	2,63	0—16	4,7—5,7	260—16000
	Кокбулакская	2,68	0—20	5,6	—
Ордовикская	Камальская	2,63	2—6500	4,7—5,0	2700—4300
	Суындыкская	2,72	14—29	4,4—5,4	1380—8300
	Бешарыкская	2,72	5—35	4,5—5,3	2100—8300
	Канагуйская	2,70	4—30	—	1200—8300
Девонская	Тюлькубашская	2,60	3—15	3,7—4,7	300—2600
	Фаменский	2,69	0—2	4,9—5,8	1400—10000
Каменноугольная	Турнейский	2,67	0—20	4,3—6,6	160—3600
	Визейский	2,65	3—8	4,9—5,1	1300—5700
	Намюрский	2,63—2,68	0—13	4,8—5,4	200—3000
	Башкирский	2,65	3—44	3,7—5,5	130—160
Юрская	—	2,02—2,4	0—20	—	—
Меловая	—	2,40—2,57	0—15	—	—
Кайнозойская	—	1,8—2,12	10—2800	—	10—100

что в общем сглаживает различия отдельных свит по σ . Исключение составляют породы рангской свиты, для которых σ не превышает 2,65—2,67 г/см³.

Для пород докембрийского фундамента характерны $\sigma = 2,71$ г/см³ и близкая к нулю κ . Преобладающими значениями V_p являются 5,5—5,7 и 6,0—6,3 км/с. Фундамент высокоомный ($\rho = 1200—15\ 000$ Ом·м). Интрузивные породы докембрия четко дифференцированы по петрофизическим параметрам [Курскев, 1977].

Каледонскому этажу, включающему породы кембрийской и ордовикской систем [Геология СССР, 1971], свойственны близкая к нулю κ , резко выраженная плотностная неоднородность. Магнитная восприимчивость повышена лишь у глинисто-серицит-гематитовых сланцев ($\bar{\kappa} = 490 \cdot 10^{-6}$ СГС) и железистых кварцитов ($\bar{\kappa} = 15\ 300 \cdot 10^{-6}$ СГС) косшокинской свиты, содержание гематита и магнетита в которых достигает 15—30%. У интрузивных пород κ также повышена. Относи-

тельно низкими значениями σ и κ обладают породы камальской свиты ордовика.

Герцинский этаж образован очень слабомагнитными верхнедевонскими и каменноугольными отложениями. Внутри этажа относительно повышена плотность пород фамена и турне (2,67—2,69 г/см³). Плотность пород тюлькубашской свиты и визейского яруса не более 2,65 г/см³. Скорость V_p в образцах пород герцинского этажа заметно ниже, чем каледонского. Относительно высока у них и σ .

Отложения мезозоя и кайнозоя (альпийский этаж) могут быть объединены в три петрофизических слоя: триас-юрские отложения с $\sigma = 2,4-2,5$ г/см³, κ близка к нулю; меловые с $\sigma = 2,1$ г/см³, но с повышенной κ [до (2000—3000) · 10⁻⁶ СГС]; кайнозойские с $\sigma = 1,8-1,9$ г/см³, κ близка к нулю. Средне-взвешенная плотность пород этажа близка к 2,3 г/см³.

Малокаратауский антиклинорий. В его строении участвуют докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования [Геология СССР, 1971]. Породы раннебайкальского этажа (кокджотская серия) слабомагнитны (табл. 3), но обладают повышенной плотностью. Скорость V_p в них довольно однородна (5,2—5,5 км/с). Раннебайкальский этаж перекрывается очень слабомагнитным и слабодифференцированным по плотности, высокоомным позднебайкальским (позднерифейский — вендский) этажом, плотность пород ко-

Таблица 3. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Малокаратауского антиклинория

Система	Серия, свита, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\kappa} \cdot 10^{-6}$ СГС	V_p , км/с	ρ , Ом·м
Рифейская	Кокджотская	2,73	0—90	5,2—5,5	1200—2400
Вендская	Большекаротская	2,70	10—24	5,0—5,2	1200—6800
		2,70	3—23	—	—
		2,65	14	—	—
		2,65	0—40	5,7	5400—16000
		2,66	4—43	—	—
Кембрийская	Чулактауская	2,80	0—3400	—	—
	Шабактинская	2,76	0	—	—
Девонская	Тюлькубашская	2,58	5	2,7—4,4	—
	Фаменский	2,71	0	5,2—5,9	—
Каменноугольная	Турнейский	2,65	0—9	3,8—5,4	500—3000
	Визейский	2,63	0—5	4,5—5,2	—
	Башкирский	2,67	2—39	3,6—5,7	116—7200
Пермская	Каракырская	2,60	3—19	3,4—5,5	170—200
	Соркольская	2,52	5—550	2,3—3,9	30—1000
	Тузольская				

торого колеблется от 2,65 до 2,70 г/см³. Средняя плотность пород ($\bar{\sigma} = 2,69$ г/см³) этажа несущественно отличается от таковой нижнего этажа.

Каледонский этаж сложен очень слабомагнитными, высокоплотными и высокоомными карбонатными породами кембрия — ордовика. В известняках повышена и скорость V_p . Этаж не разделен петрофизическими границами и выступает как единое тело. Раннегерцинский этаж, включающий терригенные карбонатные отложения девона, неоднороден по физическим свойствам. Плотность, как и скорость V_p , низка у терригенных отложений тюлькубашской свиты и повышена у известняков фамена. Породы этого подэтажа также очень слабомагнитны ($\bar{\sigma} = 2,65$ г/см³).

Позднегерцинский подэтаж сложен неоднородными по физическим свойствам осадочными породами среднего — верхнего палеозоя. Плотность относительно повышена у отложений турнейского и башкирского ярусов, но низка у образований визейского яруса и тузкольской свиты. Породы подэтажа очень слабомагнитны. Скорость V_p в карбонатных породах высокая, а в терригенных относительно низкая. Средняя плотность отложений позднегерцинского этажа невысокая ($\bar{\sigma} = 2,63$ г/см³).

Среднесырдарьинская депрессия выполнена средне-верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями [Кунин, 1968], которые в основном обладают очень низкой магнитной восприимчивостью $\kappa = (0-50) \cdot 10^{-6}$ СГС. Однако на этом фоне наблюдаются некоторые породы с повышенной κ : $400 \cdot 10^{-6}$ СГС — конгломераты четвертичной системы и $(120-150) \cdot 10^{-6}$ СГС — юрские угли.

Плотность и скорость V_p в породах варьируют в широких пределах. Регистрируются хорошо выдержанные преломляющие и отражающие горизонты. Как правило, преломляющие границы приурочены к подошве зоны малых скоростей ($V_r = 1600-1900$ м/с), к верхнемеловым породам ($V_r = 2500-2900$ м/с), к поверхности домезозойских образований ($V_r = 5-6,6$ км/с). Граничные скорости в некоторых стратиграфических комплексах колеблются от 1,8 до 2,1—2,3 км/с для различных горизонтов кайнозойских отложений, от 2,3—2,5 до 3,0—3,3 км/с для кровли юрских образований и от 4,0 до 6,5 км/с для поверхности палеозойского фундамента.

Электросопротивление мезозой-кайнозойских отложений изменяется от 4 до 16 Ом·м, редко достигая 50—250 Ом·м. Для пород фундамента ρ повышается до 10^2-10^3 Ом·м.

Средневзвешенная плотность пород по их возрастам распределена так (г/см³): 2,50—2,71 для D_{2-3} ; 2,71—2,80 для D_3 ; 2,43—2,71 для C_1-C_2 ; 2,20—2,50 для MZ ; 1,6—2,10 для KZ .

Чу-Балхашское поднятие. В геологическом строении Чу-Балхашского поднятия, в пределах которого выделяются Чуйский, Жельтауский и Бурунтавский антиклинории, Жалаир-Найманский и Сарытумский синклинии, участвуют докембрийские и палеозойские вулканогенные, осадочные и интрузивные образования [Геология СССР, 1971]. По петрофизическим характеристикам комплексы пород, слагающие структурные этажи, различны (табл. 4).

Добайкальский этаж представлен довольно плотными и слабомагнитными среднепротерозойскими метаморфическими образованиями каракамысской серии. Относительно повышена κ лишь у некоторых гнейсов [до $(500-1500) \cdot 10^{-6}$ СГС], хлорит-амфиболовых и амфиболовых сланцев [до $(1500-2600) \cdot 10^{-6}$ СГС]. Различия в магнитной восприимчивости для высокоомных вулканогенно-осадочных образований верхнего протерозоя (рифей) выражены меньше (тасжарганская и орумбайская свиты).

В каледонидах (кембрий, ордовик, силур, девон) наименее плотные породы развиты в акбастауской свите, а наиболее плотные — в ащисуйской (к ней приурочены ультраосновные и основные породы) и сарытумской свитах, принадлежащих раннекаледонскому подэтажу [Геология СССР, 1971]. Породы этого подэтажа высокоомные ($\rho = 5000-15\,000$ Ом·м), неоднородные по скорости V_p (4,8—5,6 км/с). Среднекаледонский этаж, сложенный осадочными породами ордовика и силура, слабо дифференцирован как по плотности, так и по магнитной восприимчивости. Петрофизическое строение позднекаледонского подэтажа неоднородное. Здесь относительно повышенные σ и κ наблюдаются у вулканогенных образований коктаасской, сугандинской и карасайской свит девона. Для терригенных отложений жингильдинской свиты σ не превышает 2,6 г/см³, κ близка к нулю, а $\bar{\sigma}$ для подэтажа равна 2,68 г/см³.

Кендыктасский антиклинорий сложен докембрийскими и палеозойскими породами, подразделяемыми на добайкальский, байкальский, каледонский и герцинский структурные этажи [Геология СССР, 1971]. Гнейсовый комплекс, слагающий основание добайкальского этажа, обладает эффектом масс по отношению к сменяющему его выше сланцевому. Магнитная восприимчивость сланцев и гнейсов, участвующих в строении обоих комплексов, обычно не превышает $100 \cdot 10^{-6}$ СГС. Она высока у зеленых сланцев, порфиритоидов и железистых кварцитов. Для добайкальского этажа характерна также высокая плотность (2,77—2,80 г/см³), которая равна средневзвешенной плотности байкальского этажа в этом районе. Близки у них и пределы колебания κ .

Каледонский этаж, объединяющий отложения кембрия,

Таблица 4. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Чу-Балхашского поднятия

Система	Свита	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\kappa} \cdot 10^{-5}$ СГС	Система	Свита	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\kappa} \cdot 10^{-6}$ СГС
<i>Жалаир-Найманский синклиорий</i>				<i>Бурунтавско-Жельтауский антиклинорий</i>			
Венд — кембрий	Ащисуйская	2,85	50—100	Протерозойская	Каракамьская	2,73	0—2600
					Тасжарганская	2,66	0—10
Кембрийская	Алмалинская	2,70	—	Венд — кембрий	Дарбазинская	2,69	—
	Бурултасская	2,58	0—10		Шопшокинская	2,68	—
	Джамбулская	2,67	0—12				
Ордовикская	Кушекинская	2,62	0—17	Кембрийская	Жалгызская	2,69	—
	Караканская	2,71	20—50		Бурултасская	2,68	—
	Савидская	2,80	0—1300				
	Куяндинская	2,75	0—1300				
Силурийская	Саламатская	2,68	0—10	<i>Чуйский антиклинорий</i>			
	Койчинская	2,68	10—30	Протерозойская	Каракамьская	2,73	0—2600
			Тасжарганская		2,69	0—5	
Девонская	Коктасская	2,71	13—2200	Венд — кембрий	Акбастауская	2,60	0—10
	Карасайская	2,70	6—450		Кембрийская	Бурултасская	2,68
	Чолакская	2,70	0—180				
	Жингильдинская	2,58	0—24	<i>Каракамьская глыба</i>			
				Протерозойская	Каракамьская	2,73	0—2600
			Орумбайская		2,65	0—90	
			Кембрийская	Джамбулская	2,67	0—12	

ордовика и нижнего — среднего девона [Геология СССР, 1971], менее плотен и магнитоактивен по сравнению с древними породами. Переход от байкальского этажа к раннекаледонскому подэтажу отмечается перепадом плотности. Среди образований ордовика σ и κ относительно низки у пород нижнего отдела и повышены у эффузивно-осадочных пород кескентасской свиты.

Образования позднекаледонского подэтажа (суттыбайская и сугандинская свиты) однородны по плотности, которая равна $2,74 \text{ г/см}^3$. Однако они резко неоднородны по магнитной восприимчивости. Величина κ колеблется от $10 \cdot 10^{-6}$ до $1800 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Герцинский этаж делится на два подэтажа. Нижний подэтаж сложен красноцветными толщами верхнего девона, обладающими высокой плотностью ($2,60 \text{ г/см}^3$) и близкой к нулю магнитной восприимчивостью. Присутствие пород этого подэтажа обуславливает значительный дефект массы, так как залегающий выше мощный эффузивно-осадочный комплекс нижнего карбона (верхний подэтаж) имеет $\bar{\sigma} = 2,73 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость пород также высокая (до 1300×10^{-6} СГС).

Заилийский и Кунгейский антиклинории, Чон-Кеминский синклинорий. В геологическом строении Заилийского и Кунгейского антиклинориев, а также расположенного между ними Чон-Кеминского синклинория участвуют докембрийские и палеозойские вулканогенные, осадочные и интрузивные породы.

Докембрийские образования в этих структурах слабомагнитны (табл. 5), за исключением зеленых сланцев [до $(1300 - 1900) \cdot 10^{-6}$ СГС]. По плотности породы четко различаются между собой: $2,83 - 2,96 \text{ г/см}^3$ — амфиболиты и эпидот-хлоритовые сланцы; $2,60 - 2,65 \text{ г/см}^3$ — спилитовидные сланцы, гранито-гнейсы и т. д. В целом плотность пород добайкальского структурного этажа здесь довольно высокая ($\bar{\sigma} = 2,76 \text{ г/см}^3$).

Байкальский этаж отличается от добайкальского петрофизическими параметрами слагающих пород. Этот этаж, особенно его позднедокембрийский подэтаж, насыщен магнитоактивными породами (порфиритоиды, амфиболиты и т. д.). Плотностная неоднородность, наблюдаемая для нижнего этажа, во второй половине байкальского этажа нарушается. Для терсейской серии, например, плотность повышается до $2,8 - 2,85 \text{ г/см}^3$.

Каледонский этаж (кембрий, ордовик, силур и девон) подразделен на три структурных подэтажа [Геология СССР, 1971]: ранний, средний и поздний. Породы раннекаледонского подэтажа резко неоднородны по магнитной восприимчивости. Она составляет $(1000 - 2000) \times 10^{-6}$ СГС у эффузивов

жайсанской свиты, близка к нулю у песчано-сланцевых пород карбонатной и терригенной фаций. Средняя плотность пород подэтажа $2,73 \text{ г/см}^3$. Среднекаледонский подэтаж неоднороден как по составу слагающих его пород, так и по их физическим свойствам. Его нижняя часть (нижний ордовик) слабомагнитна и имеет дефект массы.

Таблица 5. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Заилийского и Кунгейского антиклинориев, Чон-Кеминского синклинория

Система	Серия, свита, отдел, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\bar{\kappa} \cdot 10^{-6}$ СГС
Протерозойская	Актюзская	2,74	200
	Кеминская	2,78	400
	Терскойская	2,85	—
Кембрийская	Капкатаская	2,70	20
	Жайсанская	2,71	140
Ордовикская	Нижний	2,68	180
	Средний	2,72	110
	Верхний	2,68	10
Силурийская	Нижний	2,69	60
	Верхний	2,67	0—10
Девонская	Альметекская	2,72	1050
	Сугандинская	2,77	770
	Кастекская	2,66	30
	Торсуйская	2,65	25
Каменноугольная	Кетменская	2,62—2,70	20—40
	Нижневизейский	2,65	64
	Средне-верхневизейский	2,66	5
	Сатинская	2,73	1200
	Тиекская	2,66	40
	Тюпская	2,63	10
	Чааркудукская	2,62	10
	Конуроленская	2,57	20
Пермская	Нижний	2,64	450
	Верхний	2,64	0—2400

В средней части находятся более плотные и магнитные породы. Отложения, обособленные в верхний подэтаж (карадок и силур), довольно однородны по физическим свойствам. Средневзвешенная плотность подэтажа в целом равна $2,69 \text{ г/см}^3$. Для позднекаледонского подэтажа $\bar{\sigma}$ значительно выше. Континентальные вулканогенные отложения девона, слагающие этот подэтаж, насыщены ферромагнитными минералами, что привело к повышению $\bar{\kappa}$ [до $(1500—2000) \cdot 10^{-6}$ СГС].

Раннегерцинский подэтаж включает резко неоднородные по физическим свойствам вулканические образования нижнего карбона [$\mu = (0-2000) \cdot 10^{-6}$ СГС; $\sigma = 2,60-2,80$ г/см³]. Более плотные и магнитоактивные массы сосредоточены в средней части подэтажа (сатинская свита). Плотность пород позднегерцинского подэтажа (верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования) в среднем не более 2,65 г/см³, хотя μ повышается до $(2000-2500) \cdot 10^{-6}$ СГС. В целом герцинский этаж менее плотен ($\sigma = 2,63$ г/см³), но более магнитоактивен по сравнению с каледонским.

Альпийский этаж представлен породами с $\bar{\sigma} = 1,9-2,2$ г/см³ и μ близкой к нулю.

Таблица 6. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Макбельского антиклинория и Киргизского синклинория

Система	Серия, свита, отдел	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\mu \cdot 10^{-5}$ СГС
Протерозойская	Макбельская	2,74	0—2600
	Нельдинская	2,80	0—800
	Каиндинская	2,75	1—30
	Ортатауская	2,73	10
	Кенкольская	2,72	20
	Терсейская	2,79	30
Кембрийская	Караарчинская	2,75	Менее 100
	Ушкошойская		
	Котуджанская Туюкская	2,72	• •
Ордовикская	Кепташская	2,70	До 1000—1500
	Тектурмаская	2,67—2,72	—
	Алмалинская	2,67—2,72	—
	Карасайская	2,67—2,72	—
Девонская	Барнаульская	2,78	—
	Баркальская	2,72—2,90	—
	Шунгурская	2,68—2,90	—
	Каракольская	2,69	—
	Талдыбулакская	2,63—2,90	—
	Талдысуйская	2,63	—
Каменноугольная	Нижний	2,64	Менее 100

Макбельский антиклинорий и Киргизский синклинорий сложены докембрийскими и палеозойскими породами [Геология СССР, 1971]. Древнейшими образованиями в этих структурах являются метаморфические толщи киргизской серии (кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, эклогиты, кварциты), разделенной на макбельскую, нельдинскую и каиндинскую свиты [Зайцев, Филатова, 1972]. Петрофизи-

ческие исследования показали, что эти породы в основном слабомагнитны ($\bar{\chi} < 100 \cdot 10^{-6}$ СГС), а плотность их высока (табл. 6). Для серии в целом она равна $2,76 \text{ г/см}^3$. Залегающие выше породы ортатауской, кенкольской и терскейской серий в основном слабомагнитные. Плотность их тоже высока ($2,74—2,79 \text{ г/см}^3$). Таким образом, добайкальский и байкальский структурные этажи Макбельского антиклинория представлены высокоплотными, но слабомагнитными породами.

Осадочные и вулканогенные образования кембрия, по данным В. Я. Медведева и П. П. Степанова [1960], довольно однородны по плотности ($2,72—2,75 \text{ г/см}^3$). Для пород девона σ колеблется в широких пределах (см. табл. 6).

Таласская и Чаткало-Нарынская зоны. Самыми древними образованиями в Таласской зоне являются отложения верхнего протерозоя, выделенные в каракульджинскую и узунахматскую свиты [Геология СССР, 1971]. Как показали исследования, проведенные В. Я. Медведевым и П. П. Степановым [1960], И. М. Мелькановицким [1963] и др., плотность филлитов, сланцев, песчаников и известняков названных свит в среднем равна $2,70 \text{ г/см}^3$, и их не превышает $20 \cdot 10^{-6}$ СГС. Близкой к $2,70 \text{ г/см}^3$ плотностью характеризуются вулканогенные и осадочные породы кембрия, ордовика и девона (табл. 7). Лишь для известняков карбона она повышается до $2,75 \text{ г/см}^3$.

Таблица 7. Плотность пород Таласской и Чаткало-Нарынской зон

Система	Свита	$\bar{\sigma}, \text{ г/см}^3$	Система	Свита	$\bar{\sigma}, \text{ г/см}^3$
<i>Таласская зона</i>			<i>Чаткало-Нарынская зона</i>		
Протерозойская	Каракульджинская	2,69	Кембрийская	Шорашуйская	2,70
	Узунахматская	2,70	Кембрийско-ордовикская	Сандалашская	2,71
	Каракоинская	2,71		Ордовикская	Аютурская
	Кызылбельская	2,69	Девонская	—	2,68
	Курганская	2,69	Каменноугольная	—	2,75
Кембрийская	Бешташская	2,71			
Ордовикская	Джайсанская	2,73			

Джунгарский Алатау (Северо-Джунгарский, Бороталинский и Илийский синклинории, Центрально- и Южно-Джунгарский антиклинории). Наиболее древние породы региона, входящие в состав сарычабынской свиты, слабомагнитны.

Плотность пород неоднородна: высока у амфиболитов (3,06 г/см³), относительно низка у сланцев и гнейсов (2,65—2,70 г/см³). Для свиты $\bar{\sigma} = 2,68$ г/см³.

По величине χ породы палеозоя разделены на немагнитные (осадочные отложения, граниты, габбро и др.), слабо- и сильномагнитные (вулканиты, интрузивные породы).

Таблица 8. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Северо-Джунгарского, Бороталинского, Илийского синклиналиев, Центрально- и Южно-Джунгарского антиклинариев

Система	Свита, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\chi \cdot 10^{-5}$ СГС	Система	Свита, ярус	$\bar{\sigma}$, г/см ³	$\chi \cdot 10^{-5}$ СГС		
Кембрийская	Сарычабынская	2,68	3—640	Каменноугольная	Башкирский	2,66	15—1050		
	Ордовикская	Сууктубинская	2,71		0—20	Батпакский		2,62	
Текелийская		2,68	0—240		Джаманбулакская	2,61			
Жиландинская		2,68	0—10		Дегереская	2,75			
Силурийская		Лландоверийский	2,74		0—10	Матайская		2,70	
	Лудловский	2,70	0—10		Бескайнская	2,69			
		Девонская	Салкинбельская		2,69	0—20		Конуроленская	2,62
Эйфельский	2,64		0—10		Пермская	Кызылкайнская		2,63	
Живетский	2,62		0—20			Красногоровская		2,61	13—3400
Франский	2,64		0—20			Чулакская		2,62	
	Каменноугольная		Турнейский	2,66		3—2300	Чанканайская	2,55	
Кетменская		2,72	3—2300	Пермская и триасовая		Карашокинская	2,53	0—2800	
		Визе-на-мюрский	2,55		10—400	Малайсаринская	2,41		

Наибольшая магнитная неоднородность наблюдается у пород каменноугольной и пермской систем. Перепады χ для вулканитов здесь достигают $(3000—4000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Относительно плотные породы сосредоточены в разрезах нижнего палеозоя, где преобладающее большинство пород имеет σ около $2,70 \pm 0,02$ г/см³ (табл. 8). Такой характер распределения плотности, а также магнитной восприимчивости позволяет в состав промежуточного (второго снизу) структурного этажа включить породы ордовика, силура и нижнего дево-

на. Заметно выражена плотностная неоднородность у пород среднего и верхнего палеозоя. При этом наименее плотные породы сосредоточены в разрезах среднего и верхнего девона, среднего карбона и перми.

Наиболее крупные структуры Джунгарского Алатау (Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинии, Центральная- и Южно-Джунгарский антиклинории, Илийский и Тастауский синклинии) довольно четко различаются по σ и κ . Так, Центральная-Джунгарский антиклинорий сложен очень слабомагнитными образованиями с $\bar{\sigma} = 2,69$ г/см³, Северо-Джунгарский синклиний — слабомагнитными породами, плотность которых невысока (2,66 г/см³). В отличие от этих структур в Илийском синклинии развиты сильномагнитные, но с относительно низкой σ (2,60—2,65 г/см³) вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные образования среднего — верхнего палеозоя.

Балхашская впадина сложена палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами [Геология СССР, 1971]. Средняя плотность образований мезозой-кайнозойского чехла здесь колеблется от 1,8 до 2,4 г/см³, а κ их близка к нулю (табл. 9). Породы фундамента резко дифференцированы как по σ , так и по κ . Величина κ для эффузивных пород достигает (1000—1700) · 10⁻⁶ СГС. Более повышенные ее значения характерны для вулканогенных пород. Как и в Джунгарском Алатау, эффузивы основного и среднего состава во впадине обладают невысокой плотностью (2,6—2,7 г/см³). Осадочные породы верхнего палеозоя характеризуются обычной для районов Казахстана плотностью (2,64—2,71 г/см³). В целом фундамент Балхашской впадины сложен породами с повы-

Таблица 9. Петрофизическая характеристика стратиграфических комплексов Балхашской впадины

Система	σ , г/см ³	$\kappa \cdot 10^{-6}$ СГС	V_p , км/с	ρ , Ом·м
Ордовикская	2,68	15	4,8—5,6	500—1000
Девонская	2,64—2,47	18—450	—	100—10000
Каменноугольная	2,58—2,60	170—1100	4,8—5,6	500—1000
	2,69—2,70	150—1200	—	—
	2,59—2,70	240—900	—	—
Пермская	2,59—2,61	230—900	—	—
	2,36—2,65	10—1700	—	—
	2,47	50	—	—
Кайнозойская	1,8—2,40	100	2,6—4,2	2—70, иногда до 400

шенной κ , но относительно невысокой σ . В отложениях четвертичной системы значения скорости V_p невысоки (0,8—1,7 км/с). Лишь в галечниках она повышается до 2,8 км/с. В неогеновых и палеогеновых отложениях V_p увеличивается до 3,2 и 4,2 км/с соответственно. В палеозойском фундаменте скорость достигает 4,8—5,6 км/с.

В геоэлектрическом разрезе Балхашской впадины устанавливается несколько горизонтов. Верхняя часть разреза, представленная мезозойскими и кайнозойскими отложениями, имеет невысокое сопротивление (1—30 Ом·м). Палеозойские породы являются высокоомными.

Илийская впадина. В ее строении участвуют главным образом мезозойские и кайнозойские осадочные породы [Геология СССР, 1971]. Средневзвешенная плотность их равна 2,40 г/см³. Избыточная плотность на границе палеозойского фундамента не менее 0,2 г/см³. Магнитная восприимчивость осадочных пород не превышает первых десятков единиц СГС (в отдельных скважинах вскрыты глины с κ более $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС). Высока κ у эффузивов, слагающих фундамент. По скоростным характеристикам осадочные породы достаточно расчленены: для четвертичных отложений $V_p = 1,6—2,2$ км/с, для неогеновых и палеогеновых — 3,8—4,1 км/с, для песчано-глинистых и угленосных образований триаса — юры — 2,3—3,1 км/с. В палеозойском фундаменте значения скорости V_p составляют около 5,0—5,4 км/с.

В геоэлектрическом разрезе Илийской впадины выделено четыре горизонта. Первый включает относительно высокоомные (κ изменяется от 50—70 до 200—300 Ом·м, иногда до 10 000 Ом·м) четвертичные отложения. В средней части разрезов находятся неогеновые и палеогеновые глинистые образования ($\kappa = 10—50$ Ом·м). Более низкоомные ($\kappa = 4—6$ Ом·м) угленосные отложения триаса — юры (третий горизонт). Нижний (четвертый) соответствует высокоомным ($\kappa = 100—1000$ Ом·м и более) палеозойским образованиям фундамента.

Таким образом, с позиции петрофизики геологические разрезы верхней части земной коры — это чередующиеся слои различных рангов с определенными физическими параметрами. Границами перепада физических свойств служат поверхности раздела между формациями, структурными этажами и т. д. Частая смена физических границ по вертикали свидетельствует не только о частом изменении состава пород, но и о том, что верхняя часть коры представлена хрупкими породами, способными разрушаться при воздействии на них давлением. Кроме того, она показывает, что границы перепада физических свойств могут быть поверхностями скольжения, перемещения геологических тел, блоков. Следовательно, в ряде случаев такие поверхности могут выступать в качестве «генераторов» очагов землетрясений.

Существует много вариантов палеотектонических реконструкций палеозойского Юго-Восточного Казахстана [Кассин, 1947; Борукаев, 1962; Борукаев, Ляпичев, 1964; Борсук, 1963; Вознесенский, 1965; Андреев и др., 1966; Щерба, 1970; Беспалов, 1971; Звонцов, 1973; Зайцев, 1978]. При всем многообразии трактовок деталей геологической истории палеозойского Казахстана можно отметить сходство взглядов исследователей по таким вопросам, как существование в допалеозое развитой коры континентального типа, трассирование подвижных палеозойских геосинклинальных зон и положение относительно устойчивых блоков типа срединных массивов.

Анализ геолого-геофизических материалов по Казахстану показывает, что геологическое развитие допалеозойского фундамента в значительной мере предопределено существованием в основании палеозойских складчатых комплексов более древних блоков с корой континентального и океанического типов [Курскеев, 1977]. К началу палеозоя здесь возникли системы структур с платформенным и геосинклинальным геотектоническими режимами.

Структуры с платформенным типом развития представляли собой относительно жесткие блоки (части раздробленной древней платформы), а с геосинклинальным — сравнительно узкие протяженные зоны, развивавшиеся, видимо, на коре океанического или переходного типа. Геосинклинальные зоны характеризовались большой мобильностью, о чем свидетельствуют изменения формаций по вертикали и латерали, многочисленные разломы различной глубины заложения, метаморфизм пород, напряженная складчатость, разновозрастные магматические комплексы. Подвижность этих зон, несмотря на различное время консолидации [Зайцев, 1978; Шлыгин и др., 1980], сохранялась в течение всего палеозоя.

В результате изучения палеозойского этапа геологического развития [Афоничев, 1967; Беспалов, 1971; Геология СССР, 1971] выделены крупнейшие геологические элементы в верхней части земной коры рассматриваемого региона (рис. 3).

Приведем краткую характеристику этапов развития геосинклинальных подвижных зон рассматриваемого региона, отметив, прежде всего, что наименьшей детализации поддаются добайкальский и байкальский этапы. Это обусловлено и фрагментарностью изученных разрезов древних толщ, и неоднозначностью стратиграфического подразделения.

Чу-Илийская подвижная зона. Протерозойское основание обнажается в отдельных тектонических блоках и представлено в одних случаях глубоко метаморфизованными порода-

ми — гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов (каракамысская свита нижнего — среднего протерозоя), в других — порфироидами, кварц-полевошпатовыми и кремнистыми сланцами с прослоями аркозовых песчаников (орумбайская свита условно рифейского возраста). Состав и степень метаморфизма этих толщ позволяют относить их к

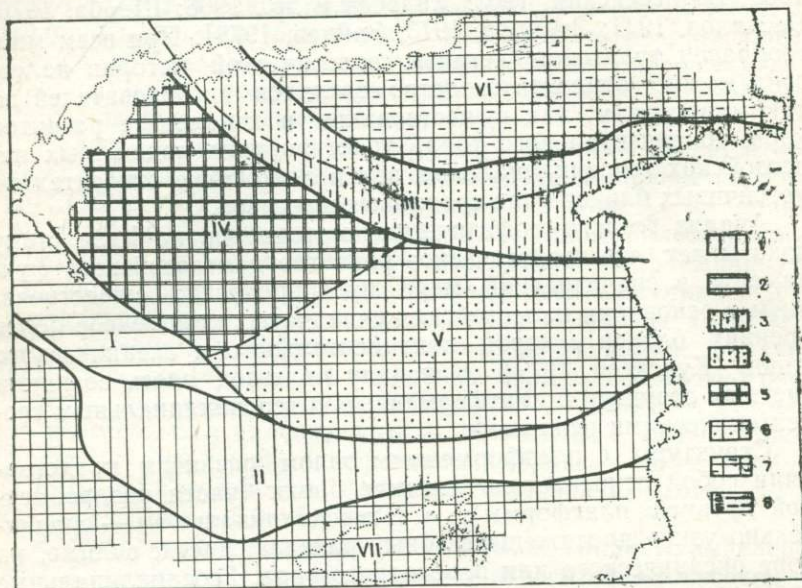


Рис. 3. Основные геотектонические элементы палеозойского этапа развития

Подвижные зоны различных эпох консолидации [по Е. Д. Шлыгину и др., 1980]: 1 — ордовикской; 2 — силурийской; 3 — ордовикской и повторной девонской; 4 — ордовикской и повторной среднекаменноугольной. Относительно устойчивые блоки: 5 — среднепалеозойской активизации; 6 — верхнепалеозойской активизации; 7 — преимущественного погружения; 8 — границы геотектонических элементов (разломы): а — разделяющие геоструктурные зоны, б — внутри них. Римскими цифрами обозначены подвижные зоны: I — Чу-Илийская, II — Кендыктас-Заилийская, III — Центрально-Джунгарская (Балхашская) — и относительно устойчивые блоки: IV — Балхашский, V — Южно-Джунгарский, VI — Северо-Джунгарский, VII — Иссык-Кульский (Муюнкум-Наратский)

породам основания. Мощность коры континентального типа могла достигать 20—30 км [Щерба и др., 1972]. Интенсивно катаклазированные и разгнейсованные граниты добайкальского этапа известны на юго-восточном фланге Чу-Илийского пояса.

Начало добайкальского этапа характеризуется прогибанием земной коры в условиях растяжения и образованием спилит-диабазовой формации в ограниченном глубинными разломами глубоководном желобе. В среднюю стадию диф-

ференцированные движения по разломам способствовали возникновению прогибов, поднятий и достаточно четкому обособлению устойчивых блоков (Балхашского, по В. С. Звонцову [1973]; Атасу-Джунгарского, по Н. А. Афоничеву [1966]). Магматиты этой стадии представлены габбро, диоритами и гранодиоритами. В позднюю стадию (венд) развитие Чу-Илийского пояса было обусловлено дальнейшим поднятием Чуйского и Балхашского (Атасу-Джунгарского) массивов, вследствие чего орогенез байкальского этапа проявился достаточно полно и интенсивно (мелководная терригенно-карбонатная и терригенная формации). К концу этапа установился платформенный режим.

Каледонский этап начался в нижнем кембрии интенсивным погружением территории между Балхашским и Чуйским разломами в результате активизации движений вдоль системы глубинных разломов этой зоны. Спилит-кератофировая и андезит-базальтовая формации ранней стадии залегают среди терригенных и карбонатных образований. Геосинклиальная стадия завершилась формированием ордовикского ультрабазитового комплекса. Средней стадии свойственны накопление флишевых и флишеидных формаций, а также сложная складчатость и малоамплитудные вертикальные перемещения по разломам неглубокого заложения. Эта стадия завершилась внедрением нижнесилурийских габброидов сарытумского комплекса [Щерба и др., 1968]. Орогенная стадия началась в конце силура — начале девона. Интенсивные поднятия и блоковые перемещения обусловили образование сложного рельефа и активную магматическую деятельность. В результате нового обновления разломов Жалаир-Найманской системы сформировался одноименный грабен (синклинорий). Орогенная стадия развития Чу-Илийского пояса характеризуется вулканизмом (андезит-липаритовая, липарит-дацитовая, липарит-гранитовая формации), охватившим не только подвижную зону, но и смежные территории. Мощная интрузивная деятельность (три комплекса интрузивных пород гранитоидного ряда — кызылжартаасский гранодиоритовый, желтауский и каибский многофазные гранитовые) способствовала консолидации земной коры этого региона.

Кендыктас-Заилийская подвижная зона. Выделение добайкальского и байкальского этапов ограничено трудностями возрастного расчленения древних толщ и неоднозначностью решения этой проблемы различными исследователями [Геология СССР, 1971]. Формации докембрия, по-видимому, включают раннезвгеосинклиальные комплексы, объединенные в актюзскую (гнейсы, амфиболиты, сланцы, мраморы, мигматиты), кеминскую (сланцы, амфиболиты, метадиабазы, мигматиты, гнейсы, мраморы) и терскейскую (вулканы среднего состава с прослоями мраморов, известняки, песчаники и

кислые эффузивы) серии. В конгломератах верхнего протерозоя встречается галька гнейсо-гранитов, что указывает на весьма древний начальный метаморфизм и существование коры континентального типа.

В раннюю стадию каледонского этапа происходило погружение региона в полосу, ограниченной ориентировочно с севера Алма-Атинским и Кендыктасским, а с юга — Чилик-Кеминским и Северо-Кунгейским глубинными разломами. При этом формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи кембрия и внедрялись габброиды и ультрабазиты. Дифференцированные тектонические движения средней стадии обусловили накопление вулканогенно-осадочных формаций ордовика и силура (базальт-андезитовая с преобладанием терригенных осадков — песчаников, алевролитов, сланцев, известняков). К этой стадии относятся внедрение гранитоидов и значительная консолидация земной коры данного региона. Формации поздней стадии (девон) сохранились лишь в отдельных опущенных блоках. Это преимущественно континентальные кластогенные породы — молассы и андезит-липаритовые вулканы. Интрузивный гранитоидный магматизм девона не доказан. К. Т. Куликовский аляскитовые, субщелочные и щелочные граниты в верховьях р. Талгар считает девонскими, а Н. М. Чабдаров — метасоматически измененными разновидностями гранитоидов второй фазы позднеордовикского (алма-атинского) комплекса [Геология СССР, 1971].

Для герцинского этапа характерна смена стадий с укороченным временем развития. Начался он с отложения грубообломочных красноцветов нижнего карбона в условиях контрастных дифференцированных движений, охвативших территорию, смежную с Южно-Джунгарским относительно устойчивым блоком. Осадконакопление и вулканизм карбона контролировались разломами северо-восточного направления. Тектонические движения среднего карбона завершились внедрением гранитоидных интрузий. В перми вулканогенно-осадочные толщи формировались в связи с активизацией Южно-Джунгарского блока преимущественно в его пределах (Илийский синклиналий) и в краевой части Заилийского подвижного пояса. Извержения как центрального, так и трещинного типа тяготели к крупным разломам северо-восточного простирания. Вулканизм продолжался до раннего триаса и вместе с его окончанием прекратился седиментогенез этого этапа.

Центрально-Джунгарская (Балхашская) подвижная зона. Трактовки истории геологического развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы различны. Н. А. Афоничев [1966] выделяет в ней «внутреннюю» и «внешнюю» структурно-формационные зоны, считая, что для первой характерно сквозное развитие с полным набором геосинклинальных формаций. Вся зона, с которой отождествляется вы-

деленный нами Центрально-Джунгарский (Балхашский) подвижный пояс, по его мнению, заложена на краевых частях Атасу-Джунгарского блока (срединного массива) и отделена от него и от «внутренней» зоны межзональными глубинными разломами (Саркандским, Арасанским, Мынчукурским, Южно-Джунгарским), которые были зонами максимальной проницаемости земной коры и с раннего палеозоя влияли на осадконакопление и магматизм региона.

По мнению Е. А. Алекторовой [1980], в позднем рифее и раннем палеозое Джунгарский Алатау и прилегающие к нему территории представляли собой часть обширного Балхашского срединного массива, а в эпоху среднего палеозоя на месте «внутренней» зоны Н. А. Афоничева существовал миогеосинклинальный прогиб на срединном массиве. С поздним палеозоем Е. А. Алекторова связывает формирование глобального Балхашского мегасвода, юго-восточным крылом которого была «внутренняя» зона Н. А. Афоничева. Ограничениями крупных структур в мегасводе являются глубинные разломы и, в частности, разломы Центрально-Джунгарского подвижного пояса, который, таким образом, при любой трактовке выделяется как зона дифференцированных движений блоков в течение всего палеозоя. Иллюстрацией тому служит история эволюции Центрально-Джунгарской, Бороталинской и Текелийской структурно-формационных зон, детально описанная в работе Н. А. Афоничева [1966].

Как видно из краткого обзора тектонического развития палеозойских подвижных поясов, разрывные дислокации — одна из существенных форм тектоники рассматриваемого региона, обусловившей блоковую структуру фундамента и современный орографический план. Наиболее характерны разломы субширотного, восточно-северо-восточного (тяньшаньского) и северо-западного (каратауского) направлений. Перемещения блоков по этим системам разломов определили кулисообразное строение хребтов, а также изломы линий сочленения гор и впадин. Наиболее крупные разломы контролировали развитие геологических структур в течение длительного времени. Они неоднократно подновлялись, некоторые заполнялись магматическим материалом (см. рис. 2, 3).

Тектоническое развитие земной коры в новейший этап

После раннего триаса на рассматриваемой территории в условиях относительного тектонического покоя происходила пенепленизация поверхности и только местами возникали локальные прогибы, выполненные триас-юрскими угленосными отложениями (Алакольская, Южно-Прибалхашская, Панфиловская впадины). Мел-палеогеновый этап отличался очень

слабодифференцированными движениями. К этому времени относится заложение будущих поднятий и впадин, но резко выраженные горные районы еще не появились [Тимуш, 1965].

Неотектонический этап охватывает неоген-четвертичное время и характеризуется активизацией тектонических движений, особенно в орогенных зонах, и их значительной дифференциацией. С миоцена по зонам региональных разломов, заложенных в палеозое, возобновились вертикальные движения и начался раскол эпигерцинской поверхности выравнивания на блоки. При этом расширились области аккумуляции и наметились поднятия в области современных хребтов.

Алма-Атинская впадина на западе достигла района современной Копинской депрессии. В юго-восточной части региона были заложены Каркаринская и Текесская впадины, соединившиеся на западе с Иссык-Кульской, а также Жаланашская. К ней примыкали узкие тектонические депрессии, приуроченные к долинам рек Чилик и Жинишке. В бортовых и слабо погруженных частях впадин отлагались делювиально-пролювиальные красноцветные щебенистые и песчаные глины, глинистые пески, щебни. В осевых частях впадин они замещались озерными, иногда соленосными фациями.

В Южно-Прибалхашской впадине в предмиоценовое время поверхность эпипалеозойской платформы представляла собой почти равнину с относительными превышениями 5—50 м. Ориентация основных орографических элементов определялась северо-западным направлением таких разломов, как Южно-Джунгарский, Мынчукурский [Тимуш, Меньшиков, 1970]. Очертания бассейнов аккумуляции в первой половине миоцена (аральское время) контролировались упомянутыми разломами, в районе которых на продолжении гор Ушкара существовала область поднятий (Каратальский вал), разделявшая Южно-Прибалхашскую и Северо-Джунгарскую впадины. Наибольшие мощности осадков (15—30 м) здесь связаны с локальными депрессиями вдоль разломов. Представлены они в основном красными, местами щебенистыми глинами с прослоями песков такого же цвета и гравийных конгломератов.

В юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины, между Таукумским и Кокшеельским разломами, прогибание фундамента было более значительным и мощность отложений первой половины миоцена достигала 100 м.

Во второй половине миоцена тектоническая активность усилилась. В разрезах отложений Заилийского Алатау появилось множество горизонтов галечников и песков, особенно в разрезах гор Шольдаыр. Очевидно, с этой же активизацией связано накопление валунно-галечников предгорной ступени Каркаринской впадины. В Алма-Атинской впадине происходило опускание отдельных участков и расширение бассейнов

вдоль современной предгорной ступени [Тимуш, 1965]. В результате тектонических движений к концу миоцена Алма-Атинская впадина приобрела резко выраженное асимметричное строение. Максимальный прогиб у подножия растущего хр. Заилийский Алатау составил около 2000 м. Северное крыло впадины полого воздымалось, и к плато Карой мощность миоцена сократилась до первых метров. Заилийский Алатау за это время поднялся на 2000 м. Таким образом, амплитуда перемещений здесь была равна 4000 м. В Каркаринской и Текесской впадинах также накопилось до 2000 м осадков, причем области максимального погружения были приурочены к подножию хр. Терскей-Алатау, поднявшегося за это время на 2500—3000 м.

В Южном Прибалхашье во второй половине миоцена Каратальский вал на продолжении гор Ушкара был вовлечен в процесс опускания фундамента впадины. На этом этапе общее расширение бассейна аккумуляции опять контролировалось системой разломов. Мощность отложений павлодарской свиты в опущенных блоках вдоль Сандыктас-Чулакского и Мынчукурского разломов достигла 100—300 м. Примерно такая же мощность этого горизонта в районе пос. Акколь, а к горам Тасмурун она увеличивается и в депрессии между Таукумским и Бакбактинским разломами достигает 400 м.

В плиоцене происходило дальнейшее усиление тектонических движений по ранее активизированным региональным разрывным нарушениям и оживление зон разломов. Отдельные участки межгорных впадин сменили знак движения. В приобортовых частях впадин отложения плиоцена с размывом и несогласием лежат на более древних, вплоть до палеозоя, а в центральных наращивают разрез миоцена. Вдоль хребтов Заилийский, Терскей- и Кунгей-Алатау накапливались валунно-галечники. Для толщ, развитых у горного устья рек Чилик и Асы, областью сноса являлся район хребтов Кунгей-Алатау и Далаашик. Это свидетельствует о том, что современная ориентировка р. Чилик на этом отрезке существовала уже в илийское время, и река антецедентно пропиливала восточные отроги Заилийского Алатау. Восточнее горного устья р. Чилик аллювий сменяется делювиально-пролювиальным материалом, а западнее — аллювием, сносимым с хр. Карач. Валунно-галечники того же состава присутствуют и в западной части Жаланашской впадины до меридионального отрезка р. Чарын. Вдоль северного подножия Заилийского Алатау в плиоцене шло накопление валунно-галечников, чередующихся с горизонтами каменных лёссов.

В Южном Прибалхашье с плиоценом связано дальнейшее погружение фундамента впадины. Для отложений этого этапа характерно чередование сероцветных глин с песками и значительное преобладание песков вверх по разрезу [Тимуш, Мень-

шиков, 1970]. Наибольшая мощность осадков по периферии погружающегося Каратальского вала достигает 200—250 м, а между Таукумским и Бакбактинским разломами — 300—350 м.

В конце плиоцена активность тектонических движений возросла, что выражено в разрезах увеличением содержания грубообломочного материала. Погружение отдельных участков межгорных впадин в плиоцене происходило неодновременно. Районы наибольшего опускания оставались унаследованными с миоцена. Максимальный прогиб установлен в Алма-Атинской впадине, где скважиной № 172 вскрыт разрез плиоцена мощностью 1430 м. В Джаркентской впадине область наибольшего погружения приурочена к ее северному борту, у хр. Кетмень палеозойский фундамент полого воздымался, и мощность плиоцена сократилась до 20—50 м. В центре Жаланашской впадины мощность плиоценовых отложений достигла 500 м, в Каркаринской — 1350 м, а в Текесской превышала 1500 м. Следует отметить, что впадины опускались на фоне общего поднятия региона, соответственно чему отметки днищ впадин возрастали и составили в Жаланашской впадине 500—1000 м, а в Каркаринской — около 1500 м. Продолжался рост обрамляющих межгорные впадины хребтов. Величина поднятия осевой части Заилийского Алатау к этому времени составила 1800 м, хр. Кетмень — 1000 м, а хр. Терскей-Алатау — 2000—2500 м. Рельеф района в конце плиоцена приобрел черты, близкие к современным.

В четвертичное время усиление тектонических движений происходило 4 раза. Развивались и углублялись заложенные в плиоцене речные долины, у подножий хребтов накапливались валунно-галечники, сменяющиеся к центру крупных впадин песчано-глинистыми отложениями. Отдельные тектонические блоки в прибортовых частях впадин изменили направление движения, и вследствие этого сформировались предгорные ступени.

Раннечетвертичное оледенение хребтов Джунгарский, Заилийский, Киргизский и Кунгей-Алатау имело полупокровный характер. Его морены сохранились вдоль северных склонов хребтов в долинах рек Чон-Кемин, Чилик и Асы. У подножий этих хребтов шло накопление аллювиальных и флювиогляциальных валунно-галечных отложений. Вдоль поднятий формировались делювиально-пролювиальные шлейфы. Обломочный материал (судя по составу) доставлялся с близлежащих поднятий и далее транспортировался в центральную часть впадин.

В Южно-Прибалхашской впадине в раннечетвертичное время осадки отлагались в условиях блуждающих потоков и отшнурованных озер. Представлены они очень однообразными тонко- и мелкозернистыми песками, трудно отличимыми от

подстилающих плиоценовых песков. В прибортовой части впадины (у подножия Чу-Илийских гор и плато Карой) накапливались делювиально-пролювиальные образования с примесью эолового материала — лёссовидные пески, переходящие в суглинки, с примесью того или иного количества гравия, гальки и щебня. Мощность их не превышает первые десятки метров, чаще меньше. Они нередко налегают на палеозойские вулканиты. Местами их подстилают конгломерато-брекчии на плотном известковистом цементе.

Не исключено, что в это время в Алма-Атинской впадине существовал озерный бассейн. Участок, расположенный к западу от р. Каскелен и южнее плато Карой, испытал положительные движения. Начавшееся поднятие зафиксировано вложением нижнечетвертичных галечников в долины, выработанные в толщах неогена. Вышележащие лёссовидные суглинки перекрыли как водоразделы, сложные илийской свитой плиоцена, так и осадки речных долин. Отчетливо выражено также воздымание предгорной ступени вдоль северного склона Заилийского и Киргизского Алатау, происходившее в раннечетвертичное время. Здесь отмечается приуроченность валунно-галечного материала к долинам современных рек, а междуречья, занятые отложениями неогена или палеозоя, перекрыты лёссами. Обрывки раннечетвертичной долины сохранились в бассейне р. Каратурук, на северном склоне хр. Карач (Заилийский Алатау). Высота ее днища над руслом современной реки в зоне прилавков растет от 60 до 290 м с юга на север. Лёссы и лёссовидные суглинки раннечетвертичного возраста наиболее развиты у северного подножия Заилийского Алатау. В одних случаях они венчают разрез валунно-галечников, в других налегают на более древние образования. В районе г. Алма-Аты мощность их достигает 100 м. В восточном направлении мощность лёссовидных суглинков уменьшается, и по правобережью р. Чилик, у ее горного устья, раннечетвертичные террасы лишены лёссовидного покрова. Формирование лёссов происходило в период затухания тектонической активности в конце раннечетвертичной эпохи в условиях засушливого климата.

С началом среднечетвертичного времени связано возрождение тектонической деятельности района. Заметное похолодание климата привело к образованию ледников в высокогорных участках хребтов. Оледенение носило долинный характер. Отдельные части межгорных впадин испытали поднятие, и процессы аккумуляции здесь сменились эрозией. Воздымание охватило район плато Карой, гор Кендыктас, продолжали расти поднятия, наметившиеся в раннечетвертичное время (юго-восточная окраина Южно-Прибалхашской впадины вместе с западными отрогами Джунгарии, район к северо-западу от г. Алма-Аты). Стекающие с гор ручьи пропиливали и

расчленили эти поднятия на отдельные останцы (ур. Боролдай). Вдоль подножий хребтов и гор формировались делювиально-пролювиальные и аллювиальные шлейфы конусов выноса. В центральной части Алма-Атинской впадины еще существовал озерный бассейн. Озерно-аллювиальные отложения обнажены также на крайнем юго-востоке района, по левобережью р. Тюп. Накопление их началось в раннечетвертичное время и продолжалось в среднечетвертичную эпоху. Смещение аллювиальных и озерных осадков было обусловлено беспокойным тектоническим режимом. На участках поднятий начались процессы переработки ранее накопившихся отложений. В конце среднечетвертичного времени произошел прорыв Капчагайского поднятия, отделявшего до этого Илийскую долину от бассейна оз. Балхаш. С затуханием тектонической деятельности в конце среднечетвертичного времени на аллювиальных и пролювиальных отложениях западной половины района отлагались покровные суглинки мощностью до 20—30 м.

В начале позднечетвертичного периода вновь активизировались тектонические процессы. В высокогорье развивалось долинное оледенение, по масштабам меньшее, чем среднечетвертичное. В результате деятельности лавин и снежников на северных склонах восточной части невысокого хр. Карач появились цирки и морены. Происходило дальнейшее расчленение зон поднятий, углублялись речные долины и формировались террасы высотой 20—80 м. У подножий гор возникли аллювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы конусов выноса. При вовлечении в поднятие предгорных участков более древние шлейфы были расчленены и сохранились в виде останцов у подножий гор. В позднечетвертичное время уже существовала р. Или. Затухание тектонической активности в конце позднечетвертичного времени отмечено небольшим по мощности покровом суглинков. Позднечетвертичные террасы р. Или и частично среднечетвертичные отложения предгорной равнины ныне находятся под водами Капчагайского водохранилища.

В начале голоцена происходит очередная активизация тектонической жизни района. Площадь оледенения заметно сокращается. В настоящее время продолжается повсеместное отступление ледников. Происходит врезание русел рек в верхнечетвертичные отложения и формирование в них террас. Высота их зависит от конкретных условий и колеблется от 16—20 до 30—60 м (в горных областях). Продолжается дальнейший рост конусов выносов, сформировавшихся в позднечетвертичное время. В Южно-Прибалхашской впадине и центральной части Алма-Атинской идет эоловая переработка ранее отложившихся аллювиальных, озерных и эоловых осадков.

В голоцене сохраняется направленность тектонических

движений, наметившихся ранее. Расчленив комплекс четвертичных осадков по мощности в разрезах впадин из-за литологического их однообразия практически невозможно. Вследствие этого величину опускания впадины приходится оценивать за весь четвертичный период в целом. Здесь область максимального погружения приурочена к подножиям Заилийского Алатау. По данным бурения, она составляет 400—450 м, а в районе г. Алма-Аты — даже 500 м. К северу мощность четвертичных отложений постепенно уменьшается до нескольких десятков метров и менее.

В южной части Чуйской впадины (Предкиргизский прогиб) мощность четвертичных отложений сокращается к северному ее борту (горы Кендыктас). В районе горного устья р. Чилик она равна 300—320 м и к центру Чуйской впадины уменьшается. В центре Жаланашской впадины мощность четвертичных отложений достигает 150—200 м.

В Южно-Прибалхашской впадине мощность четвертичных отложений медленно нарастает к юго-восточной ее части, где варьирует в пределах 100—130 м, и несколько увеличивается в районе песков Муюнкум (до 180—200 м).

Величина поднятий рельефа за четвертичный период определяется по высотам террас, но, к сожалению, они четко прослеживаются только на отдельных участках в зоне предгорий и реже в высоко поднятых блоках. Если эрозия не успевает достичь верховьев долин и речки текут по поверхности древних отложений, то оценить величину поднятия невозможно, как, например, в верховьях горных рек описываемого района. Изменение высот сквозных террас позволяет легко установить растущие и поднимающиеся блоки.

Глубина вреза долины раннечетвертичного возраста по р. Каратурук в неогеновые осадки меняется с севера на юг от 50 до 400 м. Общее поднятие северной части блока предгорной ступени 300—310 м, южной — 490—500 м. За среднечетвертичное время северная часть поднялась на 300 м, южная — на 75 м. В позднечетвертичное время врезание шло неравномерно и колебалось от 10 до 45 м. В голоцене максимальное поднятие (35 м) приходится на южную часть блока, на других участках оно составляет 5—10 м.

Поднятие предгорной ступени за четвертичное время на участке долины р. Тургень составило 500 м. Участок между речья Исык-Аксай, по-видимому, претерпел наибольшее поднятие, достигающее 600—700 м. Отдельные тектонические блоки в пределах гор и хребтов могли перемещаться на большую или меньшую величину. Так, по левому берегу р. Чилик в ее верховьях (против впадения ее правого притока Корумдык) на высотах 3700—4000 м сохранились нижнечетвертичные валунно-галечники. Современное русло реки имеет здесь отметку 2540 м. Таким образом, общее врезание р. Чилик с

начала среднечетвертичного периода до настоящего времени составило 1200—1500 м. За среднечетвертичное время на этом отрезке долины сформировались две террасы высотой 110—150 и 220—310 м. Глубина вреза от поверхности нижнечетвертичных отложений до нижней террасы достигает 1000—1050 м. За позднечетвертичное время долина реки была врезана на 100—140 м, а в голоцене — на 10—15 м. Основной подъем этого района произошел в среднечетвертичное время. В восточном направлении амплитуды вертикальных перемещений уменьшаются до 200—300 м.

Река Чарын, пересекающая различные блоки, представляет богатый материал для характеристики вертикальных движений за четвертичный период. Севернее гор Торайгыр, вблизи восточной границы площади, в раннечетвертичное время сформировалась аллювиальная равнина. Местами на поверхности пенеplена образовались долины глубиной 10—20 м, в которых отложился аллювий мощностью в 5—10 м. На других участках с пенеplена могли быть смыты неогеновые отложения мощностью в 40—50 м. Общее поднятие данного района за раннечетвертичное время составило около 80 м. В среднечетвертичное время в нижнечетвертичные валунники были врезаны две террасы (верхняя на глубину 8—12 м, а нижняя на 18—27 м), которые прослеживаются вдоль левого борта долины р. Чарын. Величина поднятия этого участка за среднечетвертичное время составляет 26—40 м. В позднечетвертичное время началось интенсивное врезание р. Чарын в палеозойское основание и формирование каньона глубиной до 160—180 м. Севернее последних выходов палеозоя в отложениях плиоцена вырабатывается трапецевидная долина, глубина которой уменьшается с юга на север от 150 до 5—10 м. Этот молодой врез характеризует величину и особенность поднятия участка от гор Торайгыр до центральной части Илийской впадины, где уже происходят движения отрицательного знака.

В Жаланашской впадине на северо-восточном отрезке р. Чарын по левому ее борту над каньоном также наблюдается комплекс террас. Здесь величина поднятия за среднечетвертичное время 66 м, а за позднечетвертичное и голоцен — 100—110 м.

Очень интересным является участок долины р. Чарын у западного подножия гор Кулуктау. Здесь регрессивная деятельность рек еще не достигла Кегенской впадины, и поэтому реки Кегень и Каркара текут в спокойных «равнинных» условиях, меандрируя, имея большое количество рукавов. Расположенные ниже по течению левые притоки р. Чарын интенсивно врезаются в ложе русел. Таким образом, простой замер высот террас рек Кегень и Каркара не характеризует истинной величины поднятия данного крупного блока земной коры

и может привести к ошибочному выводу об общем опускании района.

Все изложенное свидетельствует о том, что в этап новейшей активизации (неоген-четвертичное время) регион, разбитый на блоки, претерпевает интенсивные вертикальные дифференцированные перемещения. В четвертичное время напряженность тектонической обстановки достигла максимальных значений.

Подвижные зоны неотектонического этапа развития

Новейший структурный план рассматриваемой территории зависит от древнего, но полной унаследованности ни в формах структур, ни в направленности движений нет (рис. 4). По преобладающему знаку движений и выраженности в рельефе могут быть выделены два типа структур — области орогенных поднятий (горные хребты) и области прогибов (впадины).

Чу-Илийская область новейших поднятий обнаруживает прямую зависимость от общего простирания древней структуры одноименного геосинклинального пояса, приспособившаяся к крупнейшим глубинным разломам — Джалаир-Найманскому, Сарытумскому и Балхашскому. В направлении, поперечном простиранию, она имеет асимметричное строение: участки вдоль разломов приподняты и расчленены, а поверхность эпигерцинского пенеплена слабо наклонена на северо-восток. Обновление древних разломов подтверждается тектоническими контактами неогеновых и четвертичных отложений, фиксирующими смещение денудационной поверхности на величину от десятков до первых сот метров. На юго-востоке Чу-Илийская область поднятий граничит с юго-западным флангом Алма-Атинской впадины по Илийско-Конуроленскому (Алтын-эмельскому) разлому.

Северо-Тянь-Шаньская область новейших поднятий по своему расположению также совпадает в общем с одноименным геосинклинальным подвижным поясом и лишь северо-восточные ее фланги протягиваются в пределы относительно устойчивого палеозойского Южно-Джунгарского блока. Обновленными в данном случае оказываются разломы древнего заложения — Кендыктасский, Алма-Атинский, Кемин-Ушкунурский, Чилик-Кеминский, Северо-Кунгейский и др. Большую роль в блоковой структуре орогена играют разломы северо-западного направления. В смежных блоках этой области эпигерцинский пенеплен имеет падение в южных румбах.

Южно-Джунгарская область новейших поднятий сформировалась в результате активизации одноименного древнего относительно устойчивого блока. Наибольшему обновлению здесь подверглись разломы северо-восточного направления, поперечные по отношению к Южно-Джунгарскому и Балхаш-

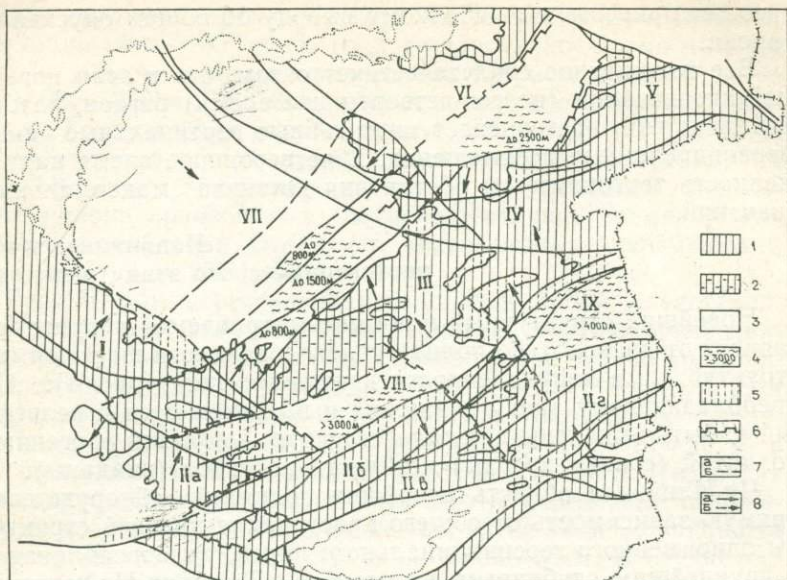


Рис. 4. Основные геотектонические элементы неотектонического этапа развития:

1 — области преобладающих поднятий; 2 — то же, с маломощным чехлом кайнозойских отложений; 3 — области преобладающих прогибов (предгорных, межгорных, внутриворонных); 4 — зоны наибольшей мощности кайнозойских отложений; 5 — зоны дифференцированных движений с преобладающим поднятием с плиоцена; 6 — оси поперечных изгибов и смещений морфоструктур; 7 — разломы: а — в обнаженном палеозойском доколе, б — под чехлом кайнозойских отложений; 8 — направление общего уклона эпигерцинского пенеплена: а — в областях поднятий, б — во впадинах.

Важнейшие области поднятий: I — Чу-Илийская; II — Северо-Тянь-Шаньская (IIа — Кендыктасская, IIб — Заилыйская, IIв — Кунгейская, IIг — Кетменская); III — Южно-Джунгарская; IV — Центрально-Джунгарская; V — Северо-Джунгарская. Важнейшие области преобладающих прогибов: VI — Северо-Джунгарская; VII — Южно-Прибалхашская; VIII — Алма-Атинская; IX — Панфиловская

скому разломам, ограничивающим древние срединные массивы. Кроме того, следует заметить, что в новейшее поднятие вовлечены верхнепалеозойские структуры противоположного знака (Сарыозекский синклиорий). Эпипалеозойский пенеплен в отдельных блоках, разделенных разломами, имеет северо-западное падение, определяя асимметрию современных хребтов Малайсары, Алтынэмель и др.

Центрально-Джунгарская область поднятий по направлению совпадает с одноименным палеозойским подвижным поясом и выражена хребтами субширотного простирания. Главную роль в структуре этого региона играют обновленные глубинные разломы древнего заложения — Арасанский, Мын-

чукурский, Солдатсайский, Южно-Джунгарский. Они не только повлияли на формирование современного орографического плана, но и определили фациальные особенности осадконакопления в Южно-Прибалхашской впадине [Тимуш, 1971; Тимуш, Меньшиков, 1970].

Структуры Северо-Джунгарской области поднятий связаны с субширотными разломами Тастауской структурно-формационной зоны [Афоничев, 1966]. С севера она обрезана глубинным Джунгарским разломом, обновленным в эпоху новейшей активизации, о чем свидетельствуют геологические и сейсмотектонические особенности строения приразломных структур [Войтович, 1969]. Этот регион вместе с Северо-Джунгарской впадиной приурочен к одноименному палеозойскому блоку.

Северо-Джунгарская впадина заполнена мезозойскими (?) и кайнозойскими отложениями, наибольшая мощность которых отмечается в южной ее части, прилегающей к Саркандскому разлому. Строение фундамента ступенчатое из-за смещений по разломам субширотного и северо-восточного направлений. Следует отметить, что наибольшие смещения внутри впадины приурочены к северо-восточным разломам, что и определяет вытянутость области наибольших мощностей чехла в этом направлении. Интересно и то обстоятельство, что на юго-западном продолжении этой зоны, в субширотном участке хр. Ушкара, наблюдаются поперечные изгибы денудационной поверхности, совпадающие с аномалиями гравитационного и магнитного полей такого же направления и свидетельствующие, видимо, о глубинной переработке древнего структурного плана.

Южно-Прибалхашская впадина в целом обладает изометричной в плане формой, но в юго-восточной ее части бурением и геофизическими исследованиями [Шацков и др., 1970] установлены ступенчатые прогибы, ограниченные разломами северо-восточного простирания (Алакольским, Наймансуекским, Бакбактинским, Кокшеельским). Под платформенным чехлом фундамент погружается в юго-восточном направлении сначала постепенно. Ступенчатое изменение глубин до него отмечается в районе Аккольского разлома и далее на юго-восток от него. По данным ГСЗ, относительное смещение палеозойского докола оценивается здесь в 200 м по Наймансуекскому, в 200—500 м по Моинкумскому и другим разломам [Ержанов и др., 1980]. Если же сопоставить современные отметки фундамента с положением денудационной поверхности на примыкающих с юго-востока хребтах, то общее смещение ее может быть оценено в 2000—2500 м. Приведенные данные свидетельствуют о весьма значительных неотектонических движениях в предгорных прогибах юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины, которые вместе со смежными

участками поднятий представляют собой подвижную зону контрастных новейших перемещений фундамента, названную Куртинской. На северо-востоке эта зона выражена в упомянутых выше поперечных перегибах денудационной поверхности гор Ушкара и в аномальных особенностях рельефа [Тимуш, 1971, 1980].

Алма-Атинская впадина простирается параллельно Заилийской зоне поднятий, но приурочена к краевой части Южно-Джунгарского относительно устойчивого палеозойского блока. На юго-западном фланге она дискордантно пересекает Чу-Илийское поднятие, вследствие чего палеозойский фундамент этой части впадины приподнят и даже выступает на поверхность (горы Дегерес). Тенденция к опусканию фундамента на юго-западном продолжении впадины отмечается в хр. Кендыктас по поперечным изгибам денудационной поверхности вдоль Илийско-Конуроленского и Алма-Атинского разломов. Алма-Атинская впадина имеет асимметричное строение. Наибольшее погружение (до 3200 м) фундамента наблюдается в ее юго-восточной части вдоль Алма-Атинского глубинного разлома (скважина 10-Г). Этот разлом вместе с Кемин-Ушконурским ограничивает зону инверсионных контрастных новейших движений, в которой происходили сильные землетрясения (Верненское, Кеминское).

Панфиловская впадина приурочена к Южно-Джунгарскому блоку и, по-видимому, развивается унаследованно с верхнего палеозоя. Ее строение также асимметрично, но наибольшая глубина до фундамента отмечается вдоль северного борта, ограниченного глубинным Илийско-Конуроленским разломом. Ступенчатый характер погружения палеозойского цоколя здесь обусловлен разломами северо-восточного простирания.

Более мелкие Сюгатинская, Жаланашская, Каркаринская депрессии образуют с хребтами структуры шарнирного сочленения, область развития которых дискордантно пересекает современные морфоструктуры. Западная граница проникновения впадин в хребты согласуется со ступенчатым понижением высот Заилийского и Кунгей-Алатау. Аналогичный поперечный изгиб орографических элементов наблюдается на северо-восточном окончании Заилийского Алатау. Севернее он продолжается в виде поднятия фундамента между Алма-Атинской и Панфиловской впадинами, а далее — в виде ступенчатого окончания юго-западного фланга гор Конуролен. Эти поперечные изломы палеозойского цоколя, охватывающие как прогибы, так и поднятия, отражаются в геофизических полях и в строении земной коры, соответствуя областям ее пониженной мощности (см. рис. 5).

Таким образом, новейшая структура имеет блоковый характер. Границы блоков проходят по долгоживущим разло-

мам различной глубины проникновения в земную кору. Полной унаследованности палеозойского структурного плана нет. Новейшие структуры частично совпадают с палеозойскими подвижными зонами, но происходит и существенная переработка древнего структурного плана, выражающаяся в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий, секущих палеозойские подвижные зоны и относительно устойчивые блоки. Об этих несоответствиях структурных планов свидетельствуют и особенности строения земной коры.

В целом верхняя часть земной коры юга и юго-востока Казахстана переработана, преобразована более поздними геодинамическими процессами. Однако степень таких изменений в различных ее частях не одинакова. В зависимости от состава и физико-механических свойств горных пород, слагающих палеозойские структуры, различна и степень субвертикальной трещиноватости. Эти геологические особенности строения коры отразились в сейсмичности. Отсюда ясно, что изучение соотношений трещин (разрывов, разломов) различных порядков между собой весьма важно для понимания механизма формирования очагов землетрясений, восстановления поля напряжений и выделения сейсмогенных зон.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Глубинное геотектоническое районирование имеет большое значение для решения проблем металлогении, петрологии земной коры, а также для разработки теории образования и развития литосферы Земли. Решение этого вопроса применительно к районам Юго-Восточного Казахстана, где время от времени происходят крупные землетрясения, весьма важно и актуально.

Экспериментальные сейсмологические материалы показывают, что землетрясения связаны с современными движениями земной коры [Курскеев, 1979]. Следует, однако, заметить, что современные движения наблюдаются не только в районах горообразования, но и в платформенных областях [Мещеряков, Синягина, 1961]. Поэтому очевидно, что для возникновения землетрясений в земной коре необходимо особое сочетание геологических условий. Для их выявления были обобщены и систематизированы геологические, геофизические, геодезические и сейсмологические материалы, полученные в последние 15—20 лет для Северо-Тянь-Шаньской и Джунгарской горных систем и прилегающих к ним районов. Эта часть Казахстана покрыта наиболее плотной сетью региональных геофизических профилей. Здесь в конце 40-х годов впервые в Советском Союзе Г. А. Гамбурцевым пройдены два кусочно-непрерывных профиля ГСЗ: Иссык-Куль — Или — Балхаш и Иссык-Куль — Тескенсу — Балхаш [Гамбурцев, 1960]. В 60-х годах в связи с необходимостью решения задач региональной геологии отработан профиль ГСЗ Арысь — Балхаш [Пушкарев и др., 1968]. Позднее в целях изучения глубинного строения земной коры Алма-Атинского сейсмоопасного района пройдены три субмеридиональных профиля: Жаланаш — Талды-Курган, Иссыкский и Каскеленский [Куниин, Шацкилов, 1970]. В 70-х годах в связи с комплексными исследованиями Чу-Илийского рудного пояса геофизиками ИГН АН КазССР пройден Кендыктасский профиль ГСЗ [Антоненко, 1979]. Наконец, рассматриваемый

район пересечен в субширотном направлении Туркестанским профилем ГСЗ (М. С. Эренбург, Р. А. Эйдлин и др., 1977 г.).

По профилям Аралтобе — Алма-Ата (совмещенным с профилем ГСЗ Г. А. Гамбурцева Иссык-Куль — Балхаш) и Кызыл-Агаш — Пржевальск (совмещенным с профилем ГСЗ В. И. Шацилова Жаланащ — Талды-Курган) проводились работы методом МВЗ [Курскеев, 1977; Курскеев и др., 1980]. Аналогичные работы выполнены Д. А. Альмуханбетовым и Е. Алипбековым [1979] по профилю Мерке — Аралтобе. Изучаемая территория покрыта грави- и магнитометрическими съемками.

На Алма-Атинском полигоне выполняются комплексные исследования связи вариаций геофизических полей с процессами, протекающими в недрах Земли, в том числе с современными вертикальными движениями и сейсмичностью [Курскеев, 1977; Курскеев и др., 1980].

Все эти исследования позволяют по-новому взглянуть на вопросы сейсмологии и усовершенствовать модель структуры литосферы Земли юга и юго-востока Казахстана, уточнить и развить существующие представления об особенностях глубинного строения, тектонической обстановки в земной коре, выделить в ней важнейшие каркасные элементы, сформировавшиеся в новейший этап ее развития [Курскеев, 1977; Ерманов и др., 1980а, б].

Рассматриваемый сегмент Среднеазиатского орогенного пояса, получивший название «Тянь-Шаньский» [Курскеев, 1982], расположен в области сочленения меридиональных и субмеридиональных структур Урала и Западной Сибири с широтными и субширотными структурами Средней Азии (рис. 5). Для этого сегмента характерно интенсивное проявление неоген-четвертичных движений, вследствие чего земная кора здесь имеет ряд особенностей, отличающих ее от смежных регионов. Наиболее важные из них следующие:

1. При переходе от структур Казахстанской складчатой области к Тянь-Шаньскому сегменту мощность земной коры резко возрастает. Поведение границы Мохоровичича, изменение мощности земной коры к северу и югу от Прибалхашской впадины дают возможность ограничить территории с различной историей геологического развития и формирования современных структур. К югу от Прибалхашской впадины в отличие от других районов Казахстана геотектонические элементы, как известно, сейсмогенны.

2. Наличие высокогорного рельефа на поверхности Земли. Амплитуда перепада абсолютных отметок для высот в равнинной и горной областях достигает 7 км. Амплитуда вертикальных движений в западной части рассматриваемой территории в течение неогена — четвертичного периода (Ферганская впадина и др.) составила 14—16 км [Земная кора..., 1977].

3. Существование «корней» гор и волноводов в низах земной коры.

4. Низкие скоростные и плотностные характеристики пород, слагающих нижнюю часть земной коры и верхнюю часть мантии. Отмечаются избыточные напряжения на границе Мохоровичича (см. табл. 10, 11).

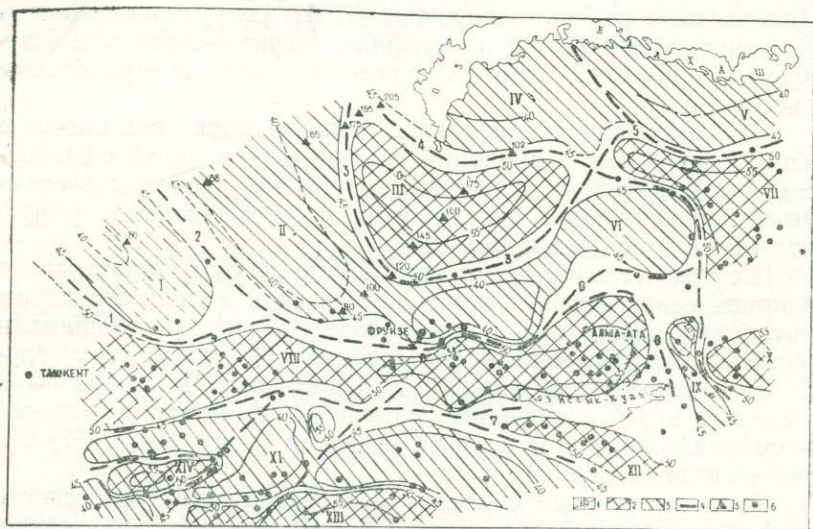


Рис. 5. Современная глубинная структура земной коры юго-востока Казахстана и сопредельных территорий:

1 — изолинии мощности земной коры, км; 2, 3 — мегаблоки с повышенной (2) и пониженной (3) мощностью земной коры; 4 — переходные зоны (глубинные разломы); 5 — пункты магнитовариационных зондирований и глубина до аномально-проводящего слоя; 6 — эпицентры сильных землетрясений.

Мегаблоки: I — Каратауский; II — Моинкумский; III — Чуйский; IV — Балхашский; V — Северо-Джунгарский; VI — Каройский; VII — Центрально-Джунгарский; VIII — Северо-Тянь-Шаньский; IX — Чиликский; X — Кетменский; XI — Центрально-Тянь-Шаньский; XII — Терскойский; XIII — Южно-Тянь-Шаньский; XIV — Кокандский. Переходные зоны: 1 — Арысская; 2 — Таласская; 3 — Куртинская; 4 — Кундузская; 5 — Балхашская; 6 — Илийская; 7 — Иссык-Кульская; 8 — Чиликская

5. Различия в структуре и составе геофизических слоев земной коры, в морфологии и интенсивности гравитационного и магнитного полей.

6. Альпийский магматизм. В местах интенсивного проявления альпийских тектонических движений развиты магмы основного и ультраосновного состава (Северо-Иссык-Кульский разлом и др.).

7. Наличие термальных источников ювенильных вод, кото-

рые распространены в зонах тектонических нарушений горных сооружений (Аяк-Калкан, Курам, Алмаарасан и др.). Термальные воды приурочены к трещинам (в основном изверженных пород) и к зонам возрожденных тектонических разломов, особенно в зоне Южно-Иссык-Кульского разлома.

8. Повышенное содержание радона, гелия и других элементов, высокая активность ионов водорода ($pH=8,2-10$) в термальных водах (например, в источниках Заилийской зоны разломов, в подземных водах курорта Джеты-Огуз, где содержание гелия достигает 5,06% [Земная кора., 1977]) указывают на то, что в этих районах в настоящее время продолжают глубинные процессы.

9. Повышенное тепловое поле. Установлено, что наиболее «горячие» участки в земной коре Средней Азии тяготеют к зонам глубинных разломов, движения по которым происходили в стадию орогенической активизации [Земная кора., 1977, с. 148]. Как показали наблюдения, тепловые поля повышены в зонах Трансиссыккульского, Северо- и Южно-Ферганского и других глубинных разломов.

Геолого-геофизическая характеристика глубинных элементов Тянь-Шаньского сегмента земной коры

В состав Тянь-Шаньского сегмента входят юго-восточные части Джунгаро-Балхашской и Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатых систем (см. рис. 2). На юго-западе он охватывает юго-восточную часть Сырдарьинской впадины, Чаткало-Кураминскую, Каратырскую, Туркестано-Алайскую, Восточно-Алайскую, Бабашатинскую складчатые зоны и Ферганскую впадину*.

В результате обобщения геологических и геофизических материалов глубинная структура земной коры Тянь-Шаньского сегмента представляется в виде слоисто-блоковой среды [Курскеев, 1977, 1981; Курскеев и др., 1980; Ержанов и др. 1980а, б]. Выделяются крупные геофизические неоднородности — мегаблоки и блоки, разграниченные субвертикальными (переходными зонами) и субгоризонтальными границами. По месту выделения им даны условные названия (см. рис. 9). Наибольшую протяженность имеют Центрально- и Северо-Тянь-Шаньский мегаблоки, Иссык-Кульская, Таласская и Илийская зоны. С северо-запада и севера к Северо-Тянь-Шаньскому мегаблоку примыкают Каратауский, Моинкумский и Каройский мегаблоки, а с востока он имеет торцовое сочленение с Чиликским мегаблоком. К северу от Каройского мегаблока располагаются Чуйский, Балхашский, Северо- и Цент-

* Здесь и в дальнейшем названия структур по В. Ф. Беспалову [1975].

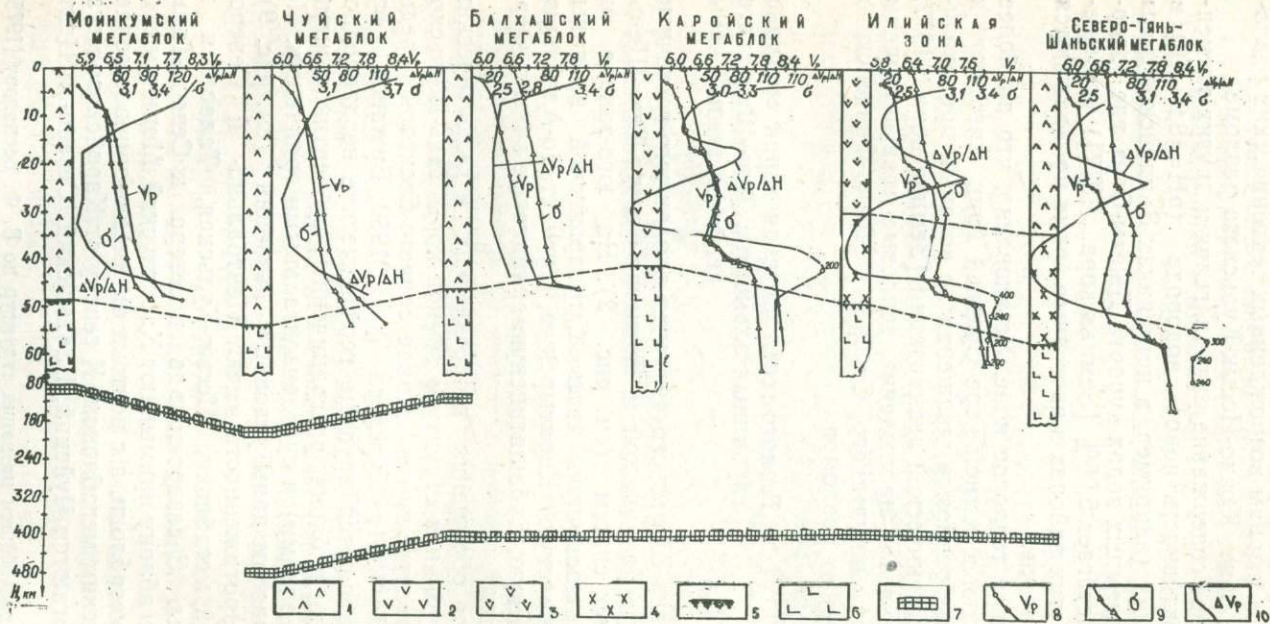


Рис. 6. Геофизическая характеристика важнейших элементов глубинной структуры земной коры юго-востока Казахстана:

1—3 — состав земной коры: базальтовый (1), андезитовый (2), андезит-базальтовый (3); 4 — волновод в земной коре; 5 — положение границы М; 6 — подкорковый слой; 7 — аномально-проводящий слой в верхней мантии; 8 — график изменения скорости V_p , км/с; 9 — график изменения плотности σ , г/см³; 10 — градиент скорости $\Delta V_p/\Delta H$ (10⁻³·с⁻¹)

рально-Джунгарский мегаблока, которые сочленяются по Кундузской, Балхашской, Куртинской, Илийской, Курметинской и другим переходным зонам.

Балхашский мегаблок занимает область, соответствующую в настоящее время юго-восточной части одноименной впадины. Земная кора мегаблока имеет субгоризонтальную слоистость (рис. 6). Ориентация сейсмических границ в разрезе Балхашского мегаблока существенно отличается от таковой в Чуйском мегаблоке. Мощность земной коры в Балхашском мегаблоке 40—42 км [Шапилов, 1976]. В южном направлении она увеличивается. Судя по величинам скорости распространения упругих волн и плотности горных пород (табл. 10), в составе земной коры Балхашского мегаблока преобладают породы андезитового состава.

Таблица 10. Средние значения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, плотности пород (σ) в земной коре Тянь-Шаньского сегмента

Мегаблоки, зоны	Мощность коры, км	\bar{V}_p , км/с	\bar{V}_s , км/с	\bar{V}_p/\bar{V}_s	σ , г/см ³	Давление на границе М, бар
Моинкумский	40	6,7—6,9	—	—	2,944	14400
Чуйский	54	6,78	—	—	2,960	16000
Балхашский	42	6,55	—	—	2,878	12900
Центрально-Джунгарский	55	6,47	3,83	1,69	2,830	15600
Каройский	44	6,55	3,72	1,77	2,870	12600
Илийская	49	6,46	3,72	1,74	2,850	14000
Северо-Тянь-Шаньский	57	6,53	—	—	2,877	16400
Каратауский	40	6,96	—	—	2,990	—

Примечание. Скорости V_p и V_s вычислены без учета влияния верхнего 5-км слоя.

Характер изменения с глубиной скорости V_p и плотности геологических образований показывает, что земная кора мегаблока довольно однородна (см. рис. 6). Заметные скачки в этих параметрах наблюдаются лишь на глубинах 18—20 км (граница Конрада) и 40—42 км (граница Мохоровичича). Плотность «гранитного» слоя не превышает $2,90 \pm 0,05$ г/см³. Для «базальтового» слоя она несколько увеличивается — до $2,90—2,97$ г/см³. Скорости V_p и V_s для «гранитного» слоя равны 6,1—6,2 и 3,4—3,6 км/с, а для «базальтового» слоя они повышаются до 7,0—7,2 и 3,9—4,0 км/с соответственно. Переход от земной коры к подкоровому слою резкий. Скачок плотности на границе Мохоровичича достигает $0,45$ г/см³. Переходная зона от Балхашского мегаблока к Северо-Джунгар-

скому, также названная Балхашской, прослеживается от пос. Уштобе на юго-востоке до г. Балхаш на северо-западе, где ее простираие меняется на северное. В верхней части земной коры Балхашской зоны широко развиты ниже-среднедевонские магматические образования, приуроченные к разломам. Межблоковые разломы (переходные зоны), ограничивающие Балхашский мегаблок, проникают в глубь земной коры и верхней мантии. Простираие каледонских структур, как правило, соответствует общему направлению этих разломов. Общее простираие герцинских структур в Балхашском и Каройском мегаблоках почти ортогонально каледонским. Это хорошо видно как на примере Сарыозекского синклиниория (открытый район), так и по градиентам геофизических полей, наблюдаемых над платформенным чехлом Южно-Прибалхашской впадины [Ержанов и др., 1980а]. Соответствующая перестройка структурного плана и образование зон разломов северо-восточного и субширотного простираия, очевидно, связаны с каменноугольными и пермо-триасовыми тектоническими движениями.

Чуйский мегаблок относится к базальтофицированным тектоническим элементам коры. Средний состав земной коры, судя по геофизическим и петрофизическим материалам, близок к базальтовому. Для мегаблока характерны увеличенная мощность коры (50—55 км), относительно повышенное поле силы тяжести и пониженное магнитное поле. Преобладающая ориентация аномалий в геофизических полях северо-западная. Чередование гравитационных и магнитных аномалий разного знака и их интенсивности свидетельствуют о неоднородном внутреннем строении мегаблока. Боковые его поверхности под разными углами «секут» границы разделов между палеозойскими структурами, подчеркивая свою «наложенность» на них.

Внутреннее строение земной коры Чуйского мегаблока менее однородно по сравнению с таковым Балхашского (см. табл. 10). Прежде всего нужно отметить, что величины скоростей V_p и V_s и плотности для земной коры Чуйского мегаблока заметно выше, чем для Балхашского. Кроме того, при переходе от Балхашского мегаблока к Чуйскому существенно изменяется степень слоистости (однородности) земной коры. В земной коре Чуйского мегаблока отражающие сейсмические границы образуют прогиб: на северо-востоке они наклонены к юго-западу, а на юго-западе — к северо-востоку [Курскеев и др., 1980].

В породах земной коры Чуйского мегаблока градиент изменения скорости V_p возрастает до глубины 15—17 км (см. рис. 6). Далее, в интервале глубин 17—40 км, он не превышает $2 \cdot 10^{-4} \text{с}^{-1}$. Ниже отметки 40 км выделяется слой с повышенными

ми скоростью V_p (до 7,5 км/с) и плотностью (3,05—3,14 г/см³). Мощность этого слоя достигает 10 км, т. е. переход от земной коры к мантии осуществляется через слой Кука [Курскев и др., 1980]. Граница Конрада в земной коре Чуйского мегаблока выражена нечетко. На уровне 10—14 км от земной поверхности градиент изменения скорости V_p с глубиной стабилизируется. Можно полагать, что эта отметка соответствует границе Конрада. В таком случае скорость V_p в «гранитном» слое составляет 6,4—6,6 км/с, а плотность его не ниже 2,80 г/см³. Скорость V_p и плотность для «базальтового» слоя равны 6,8—7,0 км/с и 2,94—3,00 г/см³ соответственно.

Северо-Джунгарский мегаблок на севере ограничен южным берегом оз. Балхаш, западная и южная его границы в общих чертах совпадают с Мулалинским и Саркандским разломами. В целом его контуры, очевидно, соответствуют современному очертанию Северо-Джунгарской (Саркандской) впадины. Мощность земной коры мегаблока не превышает 40—42 км (см. рис. 5). В коре проявлена субгоризонтальная слоистость.

Центрально-Джунгарский мегаблок выделен к югу от Северо-Джунгарского. Мощность земной коры здесь достигает 55 км. Наиболее отчетливо мегаблок проявлен в разрезе, построенном по материалам ГСЗ [Шапилов, 1976]. Максимальный прогиб границы Мохоровичича устанавливается между Мынчукурским (на севере) и Южно-Джунгарским (на юге) глубинными разломами.

В верхней части земной коры к Северо-Джунгарскому мегаблоку приурочены Центрально-Джунгарский и Текелийский антиклинории и находящийся между ними Бороталинский синклинорий. В современном срезе земной коры Центрально-Джунгарского мегаблока широко развиты каменноугольные и пермские гранитоиды. Земная кора его, судя по данным табл. 11, сложена породами среднего состава.

Каройский мегаблок располагается между Чуйским, Центрально-Джунгарским и Северо-Тянь-Шаньским. Мощность земной коры здесь не более 40—45 км. Верхняя ее часть представлена вулканогенными образованиями верхнего карбона и перми. Структура коры в целом и физические свойства пород, слагающих глубинные ее слои, аналогичны таковым в Балхашском мегаблоке. В связи с этим уместно вспомнить о том, что Балхашский мегаблок относится к структурам типа срединного массива [Кассин, 1960]. Есть основания считать, что Каройский мегаблок является южным продолжением Балхашского срединного массива.

Моинкумский мегаблок в общих чертах пространственно совпадает с юго-восточной частью Чуйской впадины, сложенной верхнедевонско-пермскими и мезозой-кайнозойскими тол-

щами, мощность которых достигает 5 км [Шацлов, 1976]. Южный край мегаблока (Чуйская впадина) опущен больше, чем северный (Моинкумский блок). Мощность земной коры в пределах блока 40—45 км. Она сложена высокоплотными образованиями. Высока в них и скорость распространения продольных волн: для пород, залегающих на глубине 6—7 км, она достигает 6,0—6,2 км/с. Эти данные свидетельствуют о том, что кора здесь имеет в среднем базальтовый состав. При переходе от Моинкумского мегаблока к Каратаускому изменяется ориентация субгоризонтальных и субвертикальных границ в коре. В Каратауском мегаблоке субвертикальные границы падают на юго-запад, а в Моинкумском — на северо-восток.

Таблица 11. Скорости продольных (V_p), поперечных (V_s) волн и их Тянь-Шаньского сегмента (с использованием материалов А. Н. Антоненко,

Глубина	Северо-Тянь-Шаньский мегаблок			Илийская зона		
	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s
5	5,70	3,00	1,90	5,90	3,24	1,81
10	6,18	3,55	1,74	6,12	3,41	1,78
15	6,27	3,60	1,74	6,16	3,55	1,73
20	6,36	3,65	1,74	6,25	3,65	1,70
25	6,56	3,86	1,70	6,58	3,92	1,69
30	—	—	—	6,72	3,97	1,69
35	—	—	—	6,88	3,98	1,73
40	—	—	—	7,06	3,99	1,77
45	—	—	—	7,50	4,39	1,71
50	—	—	—	8,08	4,55	1,78

Каратауский мегаблок представлен Большекаратауским, Малокаратауским, Кокджотским, Джабаглинским антиклиналями и Турланским, Боролдайским, Байджансайским синклинориями. В этих структурах широко развиты вулканогенно-осадочные образования докембрия и палеозоя. Мощность земной коры Каратауского мегаблока равна 38—40 км. Скорость V_p возрастает от 5,4 км/с (на глубине около 1 км) до 7,3 км/с (на глубине 21 км). В «гранитном» слое она достигает 6,3—6,9 км/с, плотность — 2,80—2,98 г/см³. Для базальтового слоя V_p и σ повышаются соответственно до 7,2—7,3 км/с и 3,05—3,10 г/см³ соответственно. Эти данные позволяют предполагать, что земная кора Каратауского мегаблока сложена породами базальтового состава [Курскеев, 1977].

Северо-Тянь-Шаньский мегаблок имеет мощность земной коры 55—60 км и прослеживается в широтном направлении через весь юг Казахстана. Длина его превышает 900 км, а

ширина колеблется от 50 до 150 км. К современному срезу этого мегаблока приурочены такие крупные геологические структуры, как Богутинский, Чилик-Кеминский, Кастекский, Шамсинский, Пскемский и Верхнечаткальский синклинории, Заилийский, Кунгейский, Таласский, Кураминский, Чаткальский (Сусамырский) антиклинории, а также многочисленные межгорные впадины. В геологическом строении структур верхней части земной коры участвуют разнообразные горные породы, относящиеся по возрасту к архею — протерозою, протерозою, рифею и палеозою. Судя по данным табл. 11, в земной коре Северо-Тянь-Шаньского мегаблока преобладают породы андезитового и андезит-базальтового состава. В низах коры мегаблока обнаружен слой с пониженной скоростью V_p (вол-

отношение (V_p/V_s) для различных глубинных уровней в земной коре Г. К. Дубровина, О. В. Сергеева, В. И. Шацлова и др.)

Каройский мегаблок			Центрально-Джунгарский мегаблок		
V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s
5,93	3,30	1,80	5,60	3,55	1,58
6,21	3,44	1,80	6,10	3,64	1,67
6,34	3,53	1,80	6,20	3,69	1,68
6,75	3,85	1,76	6,26	3,78	1,66
6,89	3,94	1,75	6,50	3,87	1,68
6,98	3,98	1,75	6,58	3,93	1,67
7,09	4,00	1,77	6,75	3,96	1,70
7,80	4,64	1,68	6,82	4,00	1,70
8,25	4,75	1,74	6,90	4,07	1,69
—	—	—	—	—	—

новод). Здесь скорость V_p на 0,1 км/с ниже, чем в покрывающих его геологических образованиях. На 0,10 г/см³ понижена и плотность. Градиенты изменения скорости V_p с глубиной в земной коре Северо-Тянь-Шаньского мегаблока претерпевают инверсии, подчеркивая внутренние ее неоднородности (см. рис. 6). Северо-Тянь-Шаньский мегаблок расчленен поперечными разломами на блоки. Наиболее уверенно такой поперечный блок (Чиликский) выделен в районе восточного погружения Заилийского и Кунгей-Алатау. Мощность земной коры этого блока не превышает 45 км. На уровне р. Чилик он разделяет Кетменский и Северо-Тянь-Шаньский мегаблоки. Чиликский блок прослеживается от Капчагайского водохранилища на севере до хр. Терской-Алатау на юге.

Данные о физических свойствах пород Кетменского мегаблока отсутствуют. Выделен он лишь по сейсмологическим материалам. Мощность земной коры для него менее 55—58 км.

К Кетменскому мегаблоку приурочены Северо- и Южно-Кетменский синклинии, сложенные вулканогенными образованиями верхнего палеозоя.

В верхней части земной коры *Центрально-Тянь-Шаньского* мегаблока расположены Нарынский мегасинклиний и Ферганская впадина. По характеру изменения мощности земной коры мегаблок разделен на Нарынский, Ферганский и Кокандский блоки. Мощность коры Нарынского блока, ориентированного в широтном направлении, не превышает 39 ± 2 км. Для коры Кокандского блока она возрастает до 50—55 км.

С юга к Центрально-Тянь-Шаньскому мегаблоку примыкает *Южно-Тянь-Шаньский мегаблок*. Мощность коры здесь более 55 км. Северный край мегаблока совпадает с современными границами Туркестано-Алайской складчатой области.

К югу от оз. Иссык-Куль, между Северо- и Центрально-Тянь-Шаньским мегаблоками, находится *Терскейский мегаблок* с мощностью земной коры 50—53 км. В верхней его части широко развиты докембрийские и палеозойские породы, слагающие Терскейский и Иныльчекский антиклинории и Баянкольский синклиний [Геология СССР, 1971].

Блоки и мегаблоки в Тянь-Шаньском сегменте разделены переходными зонами, которые четко отражаются в геофизических полях. В их пределах резко сокращается количество отражающих и преломляющих сейсмических площадок (границ) в земной коре, проявляются вертикальные градиенты мощности земной коры, к которым приурочены аномалии вариаций геофизических полей [Курскеев и др., 1980], отмечаются прогибы до 8—10 км в рельефе поверхности Мохоровичича [Шацилев, 1976]. Эти зоны, очевидно, представляют собой участки земной коры, где в результате новейшего тектогенеза ослаблена прочность пород, где они раздроблены, разрушены.

Геофизические неоднородности верхней мантии

Рассмотренные выше элементы глубинной геологии не затухают на уровне границы Мохоровичича. Это хорошо видно на рис. 7, где показано изменение глубин до аномально-проводящего слоя в верхней мантии [Курскеев, 1977; Альмуханбетов, 1979]. В литосфере описываемой территории такие слои находятся на глубинах 90—100 км (верхний слой) и 250—500 км (нижний слой). Примечательно, что глубина до верхнего аномально-проводящего слоя мантии под мегаблоками с мощностью земной коры 40—45 км (Моинкумский, Балхашский, Таласский мегаблоки) не превышает 90 ± 10 км. В районе Чуйского мегаблока она возрастает до 170—205 км. Глубина до нижнего аномально-проводящего слоя увеличивается в юго-западном и южном направлениях от 250 до 500 км. Аномально-проводящие слои наклонены с северо-вос-

тока на юго-запад и с севера на юг. В этих же направлениях изменяются высотные отметки современных горных сооружений, что, очевидно, свидетельствует о взаимосвязи поверхностных структур с глубинными.

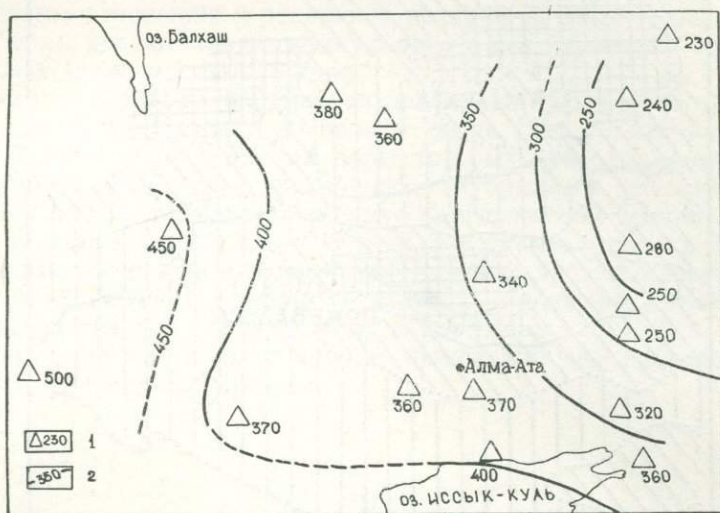


Рис. 7. Схематическое положение верхней кромки высокопроводящего слоя (кровля астеносферы?) в Тянь-Шаньском сегменте по данным МВЗ (материалы ИС АН КазССР, ИГН АН КазССР и Сектора ионосферы АН КазССР):

1 — пункты МВЗ и мощность литосферы, км; 2 — изолинии глубин до высокопроводящего слоя

Неоднородность структуры верхней мантии отчетливо проявляется в скоростях распространения продольных волн [Курскеев, Юдахин, 1981]. На рис. 8, построенном по сейсмическим материалам, отчетливо видно, что мантия имеет блоковое строение. Блоки с высокой скоростью V_p сосредоточены под Иссык-Кульской и Илийской впадинами. Обширная территория верхней мантии, охватывающая горные сооружения Тянь-Шаня, образует область с относительно низкой скоростью V_p в породах. Низкоскоростные зоны выделены в районах сочленения Джунгаро-Балхашской и Қокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатых систем. Разноскоростные области и зоны в мантии почти совпадают с зонами глубинных разломов, фиксируемых в верхней части земной коры (Южно-Джунгарский, Южно-Балхашский, Трансиссыккульский, Северо-Тянь-Шаньский и др.).

Особенности изменения геофизических полей, физических свойств пород и мощностей земной коры позволили вслед за

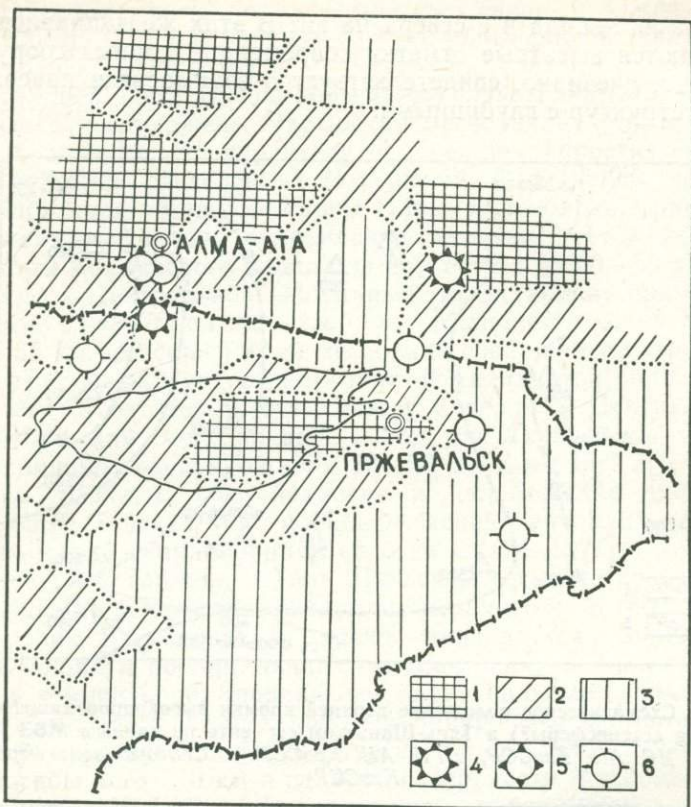


Рис. 8. Схема неоднородностей верхней мантии Восточного Тянь-Шаня по сейсмическим скоростям [Курскеев, Юдахин, 1981].

Области различных скоростей V_p (км/с): 1 — $V_p > 8,15$; 2 — $7,85 < V_p < 8,15$; 3 — $V_p < 7,85$. Эпицентры сильнейших землетрясений: 4 — $M > 8,1$; 5 — $M = 7,1-8,0$; 6 — $M = 6,1-7,0$

Н. Г. Кассиним [1960] считает, что Балхашский мегаблок является останцом древней платформы [Курскеев, 1977]. Эти предположения, вероятно, справедливы для Каройского мегаблока и Иссyk-Кульского массива. В таком случае зоны пониженных скоростей в земной коре и верхней мантии в большинстве случаев должны быть зонами сочленения «жестких» блоков и мегаблоков между собой. Пространственное совпадение геоэлектрических неоднородностей в литосфере с зонами пониженных сейсмических скоростей на территории Тянь-Шаньского сегмента, вероятно, указывает на общность петрофизических, физических и других факторов, которыми определяются свойства пород. Как известно, в повышении электропроводности и понижении скоростей упругих волн в:

породах глубинной части земной коры важную роль играет температура [Курскеев, 1977]. Следовательно, выделенные геоэлектрические и скоростные неоднородности (см. рис. 7, 8) могут рассматриваться и как неоднородности теплового поля. Можно полагать, что взаимодействие таких неоднородностей, их взаимоотношения и различная реакция на эндо- и экзогенные силы играют немаловажную роль в формировании современных движений земной коры.

Таким образом, современная литосфера Земли на юго-востоке Казахстана имеет блоковое строение. Блоки и мегаблоки, поверхностный срез земной коры которых консолидирован в докембрии и палеозое, разобщены глубинными разломами. В результате новейших тектонических движений возник горный рельеф в Тянь-Шане, Джунгарии и других регионах. Граница Мохоровичича в первом приближении является зеркальным отображением дневного рельефа, т. е. прогибы в границе М находятся под горами, а поднятия — под впадинами. Переход от земной коры к мантии происходит через волновод, зону пониженных скоростей.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРСоотношение структур верхней части земной коры
с глубинными

Выяснение связи, взаимообусловленности структур земной коры на различных глубинных уровнях имеет важное значение не только для теории и практики геологии, но и для понимания геодинамических процессов, происходящих в недрах Земли. Сопоставление схемы глубинной структуры земной коры юго-востока Казахстана и прилегающих регионов (см. рис. 1) со схемой размещения основных неотектонических элементов в палеозое (см. рис. 3) показывает, что между ними отсутствует четко проявленная связь. Так, например, Северо-Тянь-Шаньский мегаблок, где мощность земной коры составляет 50—55 км, совпадает только с Заилийской ветвью Кендыктас-Заилийской складчатой зоны, а далее на юго-запад простирается в пределы Муюнкум-Наратского срединного массива. Аналогичное несоответствие наблюдается и в Чу-Илийской складчатой зоне, где область повышенной мощности земной коры также пересекает названную палеозойскую подвижную зону и заходит в пределы Балхашского срединного массива, разделяя его на балхашскую и каройскую части, где мощности земной коры не превышают 45 км. Необходимо отметить, что имеются мегаблоки с пониженной мощностью земной коры (40—45 км), которые пересекают палеозойские складчатые зоны (юго-восточная часть хр. Кендыктас, восточная часть Кунгей-Заилийского в зоне сочленения его с хр. Кетмень).

Нет полного соответствия и в Центрально-Джунгарском мегаблоке. Здесь область повышенной мощности земной коры совпадает с одноименной складчатой зоной только в пределах современных горных сооружений, хотя геофизические материалы свидетельствуют о продолжении этого блока на северо-запад под чехлом кайнозойских отложений Южно-Прибалхашской впадины.

Соотношение структур, сформировавшихся в верхней части земной коры в альпийский этап тектогенеза, с глубинными структурами отчетливо видно при сопоставлении рис. 4 и 5.

Области преобладающих поднятий в новейший этап развития земной коры почти везде образуются над глубинными элементами земной коры с повышенными их мощностями (50—60 км). При этом максимальные отметки в современном рельефе (около 7,4 км, пик Победы) наблюдаются там, где граница Мохоровичича погружается до 60—70 км. В областях развития предгорных прогибов, которые возникли в основном над переходными зонами, и в «жестких» массивах мощность земной коры сокращается.

Для поверхностных и глубинных структур рассматриваемой территории имеются и отклонения от описанных взаимоотношений. «Аномальными» узлами являются районы пересечения хр. Кендыктас и Каройской зоны с пониженной мощностью земной коры, хр. Заилийский, Кунгей-Алатау и Кетмень с Чиликской зоной. Эти зоны пониженной мощности земной коры не только не соответствуют положительным морфоструктурам, но и простираются к ним почти ортогонально. Все эти явления служат примером аномальных взаимоотношений глубинных структур с верхними частями земной коры и свидетельствуют о продолжающихся геодинамических процессах, ведущих к перестройке существующего орографического плана региона.

Таким образом, устанавливается довольно тесная связь современных морфоструктур с современными глубинными структурами. Мегаблоки с повышенными мощностями земной коры (Чуйский, Центрально-Джунгарский, Северо-Тянь-Шаньский) и подвижные зоны неотектонического этапа развития земной коры (Чу-Илийская, Северо-Тянь-Шаньская, Центрально-Джунгарская области новейших поднятий) приурочены к одним и тем же областям. Компоненты сети разломов в верхней части земной коры ориентированы главным образом в тех же направлениях, что и компоненты переходных зон, выделенных на границе Мохоровичича. Следовательно, морфология, устройство земной поверхности определены теми же глубинными процессами, которые привели к формированию современной структуры литосферы Земли, и можно утверждать, что геофизические неоднородности возникли в альпийский этап ее развития, т. е. относятся к современным элементам глубинной тектоники.

Новейшие тектонические движения и рельефообразование

Вопросы новейшей тектоники и рельефообразования могут быть решены путем анализа материалов по обширной площади, включающей хребты Джунгарский, Заилийский, Кунгей-Алатау, Кастекский и Кетмень, межгорные впадины Южно-Прибалхашскую, Илийскую, Текесскую и ряд более мелких.

Образование современного рельефа Тянь-Шаня издавна привлекает внимание исследователей. Существуют две точки зрения на его формирование. По Н. Г. Кассину [1930, 1947, 1960], первопричиной образования рельефа являются глыбовые перемещения по разломам, по С. С. Шульцу [1943, 1948] — новейшие складчатые движения. С. С. Шульц считал, что деформация кайнозойских (палеоген-неогеновых) отложений происходила в соответствии с дислокациями поверхности палеозойского основания. Современные хребты он отождествлял с новейшими антиклиналями, впадины — с синклиналями. Однако крутые падения пластов на участках рельефа с резкими перепадами высот (обычно в зонах сочленения впадин с хребтами), трудно объяснить одними изгибами поверхности палеозойского фундамента. Поэтому С. С. Шульц в таких случаях все же учитывал разрывную тектонику, но как явление второстепенное. Надо подчеркнуть, что положения, выдвинутые С. С. Шульцем, неукоснительно приводят к выводу о том, что разломы, ограничивающие горные гряды, всегда имеют наклон в сторону осевой линии хребтов и относятся к категории взбросов и надвигов.

В основу гипотезы, развиваемой Н. М. Чабдаровым, положены материалы, собранные при среднемасштабных геологических съемках юго-восточной горной части Казахстана в последние два десятилетия (1954—1978 гг.). Исходя из этих материалов, формирование рельефа также можно связать с процессом перестройки морфологии и структуры поверхности древнего мезозойского пенеplена, как известно, принятого и С. С. Шульцем за основу в своих построениях. Однако новые данные заставляют усомниться в правильности выводов С. С. Шульца [Паталаха, Чабдаров, 1974, 1976а, б].

При характеристике поверхностей древнего пенеplена учитывались лишь наиболее достоверные из них. Это достаточно крупные фрагменты, нередко бронированные обрывками красноцветов миоцена с горизонтом белесых известковистых конгломератов и мергелей в основании. Фрагменты древней денудационной поверхности сохраняются на разных гипсометрических уровнях и прослеживаются от подножий хребтов до их водоразделов на высотах от 600 до 4000—5000 м. Обрывки кровли, сложенной красноцветами миоцена, в Заилийском Алатау, например, наблюдались на высотах 4030—4100 м.

Довольно широко распространенные в горах выровненные площадки не могут здесь учитываться. Особо осторожно нужно относиться к участкам, характеризующимся значительными абсолютными и относительными отметками. Интенсивно проявленные процессы эрозии почти не оставляют реликтов пенеplена, и все построения в данном случае опираются на отдельные, весьма сомнительные «остатки поверхностей пенеplена», которые скорее являются обрывками педиментов. Обычно

поверхности педиментов имеют уклон в сторону долин. Поскольку в Тянь-Шане и Джунгарии господствуют разрывы субширотного простирания, наклоны педиментов могут быть на юг или север. Сочетание педиментов с полигенетическими выровненными площадками может привести исследователей к неправильным выводам о наличии складок в поверхности пенеплена с поперечниками в единицы километров и даже менее. Рассмотрим положение пенеплена в системе гор, хребтов и впадин характеризуемого района.

Чу-Илийские горы на западе рассматриваемой площади представляют собой тектонический блок с довольно хорошо сохранившейся поверхностью древнего (мезозойского) пенеплена, отчлененный от Южно-Прибалхашской и Копинской впадин крупными разломами северо-западного простирания. Серией разломов, параллельно оконтуривающих блок, он разбит на еще более мелкие блоки. Поверхности пенеплена в них слегка наклонены на северо-северо-восток, в сторону Южно-Прибалхашской впадины. Обычно юго-западные части блоков имеют крутые и короткие склоны, а северо-восточные — пологие и длинные. По существу, это те же односторонние горсты, что и в горной части района, только с меньшими амплитудами вертикального перемещения (от 40—50 до 100—120 м).

В Южно-Прибалхашской впадине, находящейся севернее, по данным бурения и геофизических исследований, наклон поверхности палеозойского фундамента в северных румбах сохраняется и прослеживается вплоть до р. Или, т. е. до северной границы описываемой площади. Таким образом, на участке от южного подножия Чу-Илийских гор на юге до р. Или на севере поверхность древнего пенеплена имеет устойчивый слабый наклон на север. Ширина этой полосы 150—170 км.

Расположенная южнее Чу-Илийских гор Копинская впадина выполнена неогеновыми и четвертичными отложениями и с запада замыкает Илийскую. Поверхность палеозойского цоколя здесь почти горизонтальная, с небольшим уклоном на юг или на восток. Южная часть впадины практически не разбурена, вследствие чего точная оценка положения поверхности погребенного пенеплена затруднительна.

Горы Кендыктас на севере резким уступом возвышаются над Копинской долиной. На северо-восточном коротком и крутом склоне гор реликты древнего пенеплена не установлены. К югу от водораздела наблюдается полого наклоненная на юг, к долине р. Чу, слабоволнистая поверхность древнего пенеплена, расчлененная кое-где руслами мелких ручьев и временных водотоков. Местами на ней сохранились выходы красноцветов неогена. Наклон пенеплена не превышает 2—3°. Такое же положение занимает пенеплен восточнее, в Кас-

текском хребте. Совпадающая с ним поверхность южного склона слабо наклонена к долинам рек Чон-Кемин и Чу. Северный склон сильно расчленен, и крупных реликтов пенепплена на нем не встречается. Он покрыт различными по размерам каменистыми осыпями.

В Чуйской впадине, прикрытой чехлом кайнозойских отложений, поверхность пенепплена сохраняет южное падение, но осложнена разломами северо-западного и северо-восточного простирания. На участке от подножия гор Кендыктас на севере до так называемой флексурно-разрывной зоны на юге углы падения поверхности палеозойского фундамента остаются пологими, и эта часть впадины выделяется как Чуйская моноклиналль [Опыт..., 1975]. Флексурно-разрывная зона, как нам представляется, состоит из серии параллельных субширотных разрывов, по которым происходит резкое (ступенчатое) погружение палеозойского цоколя. Она определяет северную границу Предкиргизского прогиба, где мощность кайнозойских отложений возрастает до 3000 м и более.

Южная граница восточной части Чуйской впадины проходит по Иссык-Атинскому разлому. Воздымание фундамента здесь идет также ступенчато, по серии сближенных разрывов, сопутствующих основному. На северном склоне Киргизского хребта, вследствие его интенсивной эрозии, реликтов древнего пенепплена, по существу, не сохранилось. На южном пологом склоне хребта они обнаружены во многих местах и имеют четкое падение на юг.

Отметим, что односторонний южный наклон пенепплена прослеживается от северного подножия гор Кендыктас до южного подножия Киргизского хребта, т. е. на расстоянии 110—130 км. Ось структуры, по которой происходит смена направления наклона поверхности древнего пенепплена с северного на южный, проходит примерно по центру Копинской впадины и, по-видимому, за пределами рассматриваемой территории совпадает с зоной Жалаир-Найманского разлома. Эти данные свидетельствуют о том, что здесь, как и в районе, расположенном восточнее, существовало крупное сводовое поднятие шириной не менее 300 км. Поскольку ось его проходит почти по водоразделу бассейна р. Чу и оз. Балхаш, такой свод можно назвать Чу-Балхашским.

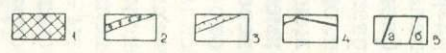
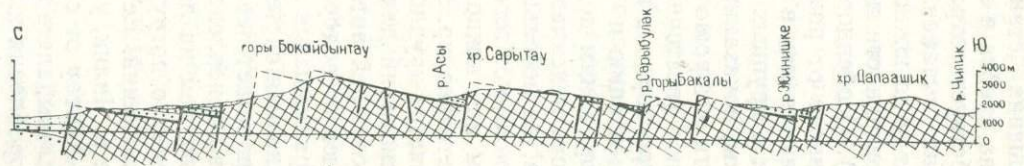
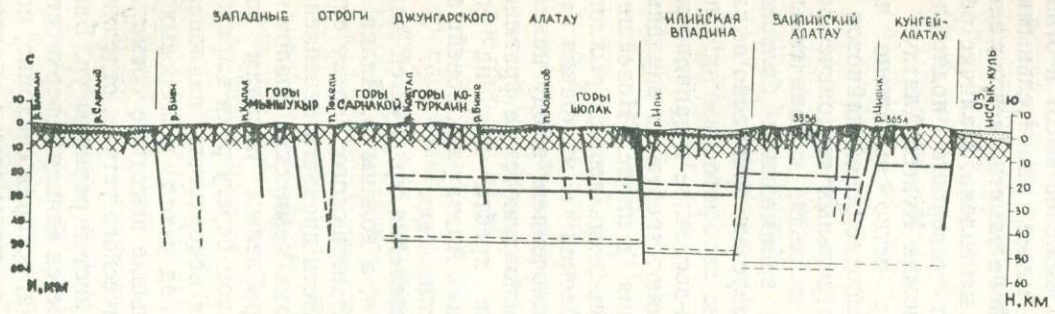
Рассмотрим другую подобную структуру. На востоке Кастекский хребет по Кемин-Ушконурскому разлому причленен к Заилийскому Алатау, который резким уступом воздымается над первым. От упомянутого разлома вплоть до Чилик-Кеминской перемычки на востоке Заилийский Алатау имеет сильно эродированные склоны. Относительные превышения меридионально отходящих от оси хребта отрогов над днищами разделяющих их долин составляют 1000—1500 м. Лишь на южном склоне, в приводораздельной части хребта, сохрани-

лись отдельные фрагменты пенеплена, слабо наклоненного на юг, т. е. на участках, еще не охваченных эрозией.

Очень хорошо поверхности древнего пенеплена прослеживаются восточнее Талгарского массива. Эрозия здесь проявлена слабее, чем в центральной и западной частях хребта, а в восточном направлении идет общее понижение высот и относительные превышения становятся менее значительными. К тому же ширина хребта в этом районе заметно возрастает, что также способствует сохранности пенеплена. Наличие реликтов пенеплена установлено от северного подножия Заилийского Алатау до южного подножия Кунгей-Алатау.

Положение поверхности пенеплена четко выражено на разрезах (рис. 9). Особенности взаимоотношений кайнозоя с палеозоем не зависят от размеров отдельных тектонических блоков и сохраняются как в мелких клиньях, ограниченных разломами, так и в крупных блоках, занимающих большие площади. Разломы, показанные на разрезах, прекрасно выражены на местности и хорошо видны на аэрофотоснимках. Они имеют субширотное (восточно-северо-восточное и западно-северо-западное) простираие и разделяют хребты и впадины, определяя их ориентацию и очертания в плане. Новейшим складчатым деформациям подверглись лишь породы рыхлого чехла. Поверхность пенеплена коробления и изгибания не испытывала. Она, за небольшим исключением, всюду наклонена на юг независимо от того, где располагаются ее фрагменты — на северном или южном склоне хребта или на его флангах. Следовательно, хр. Заилийский Алатау как новейшая структура не является крупной антиклиналью.

Нет также оснований для представления хр. Кунгей-Алатау в качестве новейшей антиклинали, а долины р. Чилик — синклинали. На юг от водораздела Заилийского Алатау следует хорошо сохранившаяся поверхность древнего пенеплена, несколько осложненная системой Чилик-Кеминских разломов. Река Чилик прорезает ее по дробленным породам зон разломов. Реликты пенеплена на правом берегу реки выражены не менее четко, чем на левом. Их поверхность, наклоненная на юг, постепенно погружается под чехол неогеновых и четвертичных отложений. Ее наименьшие высотные отметки находятся южнее р. Чилик, у тектонического уступа, отделяющего хр. Кунгей-Алатау от слабоволнистой равнины ур. Байсорун. Таким образом, здесь наблюдается единая поверхность, без признаков коробления или смятия, которая спокойно, под углами 2—4°, погружается на юг. Перепады высот поверхности от водораздела Заилийского Алатау до южной окраины ур. Байсорун (на расстоянии 14—18 км) 700—1100 м. По данным А. В. Горячева [1959] и нашим наблюдениям, даже на южном сильно расчлененном склоне хр. Кунгей-Алатау южный пологий наклон пенеплена сохраняется.



Геофизические исследования и глубокое бурение, проведенные западнее Богуты-Калканского пережима (в алма-атинской части Илийской долины), показали, что поверхность палеозойского цоколя (пенеплена) полого погружается на юг (Илийская моноклираль). Общая картина погружения осложнена субширотными разломами, которые придают палеозойскому основанию ступенчатое строение, в схеме подобное рельефу воздымающихся гор.

Поверхность пенеплена от южного подножия западных отрогов Джунгарского Алатау на севере до хр. Кунгей-Алатау на юге (расстояние свыше 130 км) независимо от того, испытал ли тот или иной тектонический блок опускание или поднятие, наклонена на юг. Ни о каких новейших антиклиналях либо синклиналях с размахом крыльев, соответствующим ширине хребтов и межгорных впадин, говорить не приходится. Если рассмотреть разрез от Капчагайского водохранилища на северо-северо-восток до Северо-Джунгарской впадины (рис. 10), то можно заметить устойчивый наклон поверхности древнего пенеплена на север, за исключением некоторых мелких блоков, где наклон обратный. Как видно и здесь, в полосе шириной не менее 150 км, охватывающей западные отроги Джунгарского Алатау, нельзя выделить новейшие структуры с размахом крыльев, равным ширине горной гряды или межгорной впадины. Таким образом, по типу неотектонических структур Западная Джунгария является аналогом хребтов Заилыйский и Кунгей-Алатау, а также Алма-Атинской впадины с тем лишь отличием, что поверхность пенеплена имеет обратный наклон.

К подобным выводам можно прийти, рассматривая восточную часть северных хребтов Тянь-Шаня и Джунгарии. Одно-сторонний наклон пенеплена на юг прослеживается здесь более чем на 150 км, от водораздела хр. Кетмень до хр. Сарыджас. На востоке Илийской долины (Джаркентская впадина)

Рис. 9. Морфологические профили (по Н. М. Чабдарову, 1980 г.) через восточную часть Заилыйского Алатау по меридианам с. Каратурук (I) и перевала Аманжол (II):

1 — палеозойские породы; 2 — неогеновые образования; 3 — четвертичные отложения; 4 — поверхность эпигерцинского пенеплена; 5 — разломы: а — крупные, б — мелкие

Рис. 10. Геолого-геофизический разрез через западную часть Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода (по Н. М. Чабдарову, 1980 г.):

1 — кайнозойские отложения; 2 — палеозойский комплекс пород; 3 — поверхность эпигерцинского пенеплена; 4 — разломы: а — крупные глубинные, б — мелкие, в — предполагаемые; 5, 6 — границы Конрада (5) и Мохоровичича (6) по данным ГСЗ: а — по данному профилю, б — западной профилю

поверхность пенепленизированного палеозойского фундамента на участке от подножия хр. Кетмень до широты г. Панфилова полого погружается на север и, как обычно, осложнена серией субширотных разломов. Средний угол наклона не превышает 3—4°. Глубина залегания палеозойского основания при этом от 0 до 4,5—5 км. Северный борт впадины в зоне причленения к Джунгарскому Алатау имеет более сложное строение вследствие интенсивных перемещений тектонических блоков в субвертикальных направлениях. О дислокациях можно судить по выходам палеогена и неогена на древнюю поверхность. Залегание пород часто нарушено флексурными штамповыми складками. Обычно антиклинальные складки асимметричные, с крутым коротким южным и широким пологим северным крыльями. Южное крыло каждой складки представляет собой четко выраженную флексуру, охватившую толщи палеогена и неогена (асимметричность кайнозойских складок характерна также и для северных хребтов Тянь-Шаня, но крутым коротким является северное крыло, а пологим и широким — южное). Серия флексур отображает картину процессов, затронувших палеозойский цоколь, и в данном случае свидетельствует о его блоковой структуре и субвертикальном перемещении блоков по разломам. Секущие жесткий палеозойский фундамент разрывы, нередко проникая вверх, нарушают сплошность кайнозойских отложений. В результате образуется система односторонних горстов и грабенов. Южные высокие борта блоков нередко эродированы и в них обнажены породы палеозоя, тогда как на северных полого погружающихся бортах на пенеплене сохраняется покров палеогена и неогена. Форма складок кайнозойских отложений свидетельствует о том, что поверхность палеозойского фундамента в целом наклонена на север. Ширина участка с одноименным наклоном поверхности пенеплена в приграничной Джунгарии (плюс Джаркентская впадина) не менее 200—220 км.

Поведение поверхности пенеплена на огромной площади, охватывающей Джунгарию на севере и северные хребты Тянь-Шаня на юге, убедительно доказывает наличие здесь единого свода большого радиуса кривизны шириной 270—350 км. Длинная ось его по диагонали пересекает Илийскую впадину, от юго-западных отрогов Джунгарского Алатау на восток-юго-восток к северным предгорьям хр. Кетмень. Этот свод получил наименование Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского [Паталаха, Чабдаров, 1974, 1976а, б].

Наличие сводов, занимающих сотни километров в поперечнике, исключает еще один из основных выводов С. С. Шульца, согласно которому определяются направление разломов и их генетический тип (разломы, ограничивающие хребты и горные гряды, всегда наклонены в сторону гор и относятся к категории взбросов). Новые данные свидетельствуют о том,

что направления падения основной системы разломов зависят не от приуроченности их к хребтам и впадинам, а контролируются положением на дуге свода большого радиуса кривизны. В этом случае они ортогональны к поверхности свода и относятся к категории сбросов.

Что касается мелких структурных форм в отложениях кайнозоя, то формирование их, как уже отмечалось, связано не со складчатостью палеозойского фундамента, а обусловлено образованием штамповых складок, где роль штампа принадлежит жестким породам палеозоя, расколотым на блоки. Количество и форма таких складок зависят от числа активных в кайнозой разломов, от интенсивности и амплитуды вертикальных перемещений по ним.

К моменту становления свода консолидированная земная кора представляла собой, скорее всего, жесткую среду, неспособную воспринимать значительную пластичную деформацию. Поэтому даже при слабых напряжениях она раскалывалась на блоки, в первую очередь по ослабленным зонам разломов древнего заложения. О жесткости и хрупкости вещества верхней части земной коры можно судить по степени ее трещиноватости. Хорошо известно, что в любом районе Юго-Восточного Казахстана тектоническая раздробленность эпигерцинского фундамента очень высока. Плотность разрывных нарушений почти одинакова в областях развития нижне-, средне- и верхнепалеозойских формаций. Это особенно показательно при увеличении детальности геологических исследований, в ходе которых возрастает густота сети картируемых разрывов. По существу, вся площадь выходов палеозоя на поверхность разбита на блоки по однотипной схеме.

Таким образом, имеющийся фактический материал не оставляет сомнений в том, что подобное растрескивание возможно лишь в условиях среды, характеризующейся большой жесткостью и хрупкостью. При мощности же земной коры в 40—60 км формирование складок с размахом крыльев в первые десятки километров немыслимо. В этом случае должны образовываться складки, по крайней мере, соизмеримые по величине с Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньским сводом.

Вопрос о глубинном механизме эпиплатформенного орогеназа и, в частности, об образовании Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода рассматривался подробно в ряде статей [Паталаха, Чабдаров, 1974, 1976а, б]. Фактический материал свидетельствует о том, что этот свод был пологим (углы падения его склонов не превышают 2—4°). Единая поверхность свода была разрушена крутопадающими разломами на блоки, из которых приподнятые соответствуют современным хребтам, а опущенные — впадинам (рис. 11). Минимальные абсолютные отметки палеозойского основания в опущенных блоках достигают 2—4 км ниже ур. м. Общий размах смещений по

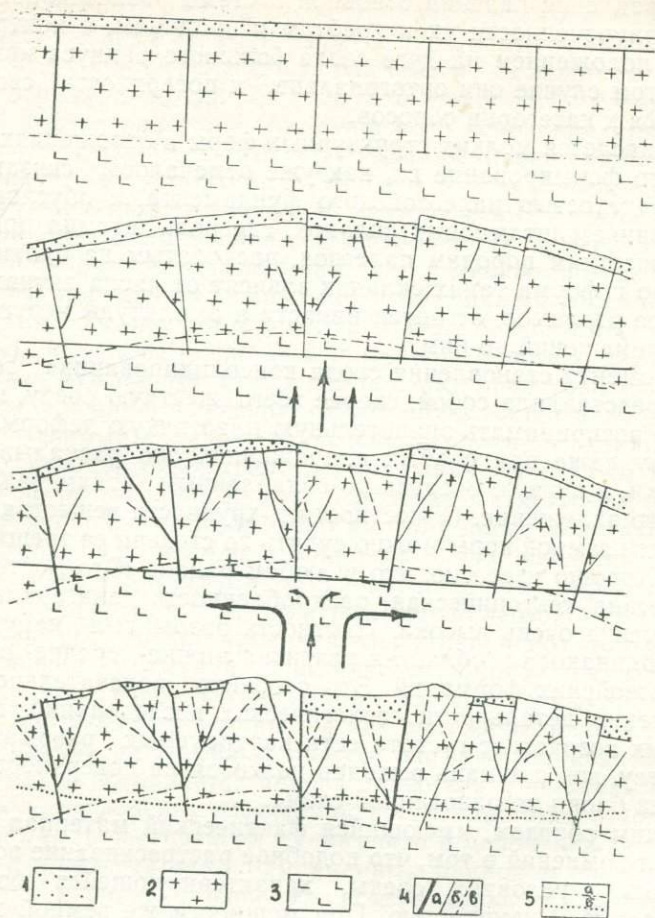


Рис. 11. Схема развития разрывной тектоники и формирования рельефа в неотектонический этап (по Н. М. Чабдарову, 1980 г.):

1 — кайнозойские отложения; 2 — земная кора; 3 — верхняя мантия; 4 — разломы: а — крупные глубинные, б — второго порядка, в — более высоких порядков; 5 — условная граница между земной корой и верхней мантией: а — первоначальная (до этапа альпийской активизации), б — установившаяся к настоящему времени

вертикали, характеризующий контрастность движений, 5 — 10 км. Возникновение и разрушение свода — две взаимосвязанные стороны единого процесса орогенеза. По данным ГСЗ [Шацлов и др., 1970], приведенным на рис. 10, общая картина строения свода отражается в поверхности Мохоровичича. Под хребтами Северного Тянь-Шаня мощность «базальтового» слоя достигает 30—36 км, а «гранитного» 15—25 км. Под

впадинами они равны 25 и 15 км соответственно. Следовательно, альпийская активизация сопровождается изменением строения и мощности коры платформенного типа вследствие разрастания базальтового слоя (см. главы 3 и 5).

При изучении новейшей тектоники рассматриваемого региона кроме уже известного Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода выявлен еще один подобный свод — Чу-Балхашский. В отличие от первого Чу-Балхашский свод имеет четко выраженное северо-западное простираение оси. Зона сочленения этих крупных структурных единиц, по-видимому, обусловлена взаимодействием двух основных систем разноориентированных разломов — северо-западных и восточно-северо-восточных. Она простирается в направлении, близком к северо-восточному, и следует ориентировочно по линии Быстровка — Акший — Бакбакты. Поскольку основная ее часть находится под мощной толщей кайнозойских отложений, особенности сочленения на данном этапе исследований остаются неизученными. По поверхностным выходам палеозойского основания отмечается торцовое сочленение двух этих структур по разломам, выраженное четкими изломами в современном рельефе. Особенно хорошо изломы морфоструктур наблюдаются в пределах стыков поднятых блоков, как, например Кендыктасского блока Чу-Балхашского свода с Заилийским блоком Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода и Чу-Илийского блока с Каройским.

Роль разрывных нарушений в формировании очагов землетрясений

Разрывные нарушения — одна из существенных форм проявления тектоники. На схеме новейшей тектоники (рис. 12) выделены преимущественно те разломы, которые в какой-то мере участвовали в рельефообразовании. Показаны амплитуды смещений, характеризующих величину относительного превышения одного тектонического блока над другим. Абсолютные значения вертикальных перемещений, по-видимому, больше, чем показанные цифры, но определить их очень сложно. Эта схема достаточно ярко иллюстрирует, какими интенсивными были тектонические процессы в альпийский этап активизации. Основная масса разломов в приподнятой части района картируется сравнительно легко благодаря резко выраженным в рельефе уступам или системам седловин вдоль ослабленных зон дробления. Кроме того, диагностическими признаками разрывов являются зоны брекчирования, осветления и окварцевания пород, несоответствие геологических контактов нормальному стратиграфическому залеганию. линии разломов нередко (особенно у подножия гор) подчеркиваются приуроченностью к ним выходов подземных вод. Боль-

шинство разломов устанавливается при дешифрировании аэрофотоснимков. Особенно хорошо на аэрофотоснимках выражены молодые и подновленные в четвертичное время разломы, практически независимо от того крупные они или мелкие. Ряд разломов хорошо картируется геофизическими методами.

В целом для Северного Тянь-Шаня характерны разломы двух направлений: восточно-северо-восточного (тянь-шаньского) и северо-западного (каратауского). Близкое к этому направление имеют разломы системы хребтов Джунгарского Алатау. Перемещения блоков по ним, происшедшие в кайнозой, служат основной причиной формирования современных очертаний хребтов, горных гряд и разделяющих их межгорных впадин. Главными из них, оказывающими влияние на геологическое развитие района с древнейших времен, являются разломы тянь-шаньского направления для Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода и северо-западные — для Чу-Балхашского свода.

К группе долгоживущих разломов тянь-шаньского направления относятся Мынчукурский, Сарычильдинский, Текели-Усекский, Алтынэмельский, Каракундузский, Каракастекский, Кемин-Ушконурский, Чилик-Кеминский, Байсорун-Чиликский, Северо-Кунгейский и др. К крупным разломам каратауского направления следует отнести Анрахайский, Балхашский, Каройский, Копинский, Кендыктасский и Актюз-Актасский. Четыре последних — ветви Жалаир-Найманской зоны. Довольно четко система северо-западных разломов проявилась в юго-восточной части северных хребтов Тянь-Шаня и Джунгарии. Это Западно-Джунгарский (Солдатсайский), Южно-Джунгарский, Алакольско-Джунгарский, а на юге — Бас-Боролдайский, Право-Талгарский, Асинский, Жаланашский, Кенсуйский и другие разломы (см. рис. 12).

В период с мезозоя и почти до второй половины палеогена описываемая территория находилась в стадии тектонического покоя. Происходила нивелировка рельефа, созданного в предшествующую эпоху. Лишь на отдельных участках Южно-Прибалхашской и Джаркентской впадин в короткие отрезки времени наблюдались слабые движения, вызвавшие их медленное опускание (формирование юрских отложений). С конца палеогена и главным образом с начала миоцена район стал ареной мощных тектонических движений, качественно резко отличных от таковых предыдущего этапа. Они в конечном счете привели к образованию на месте пенепленизированной области системы высочайших хребтов и глубоких впадин. Первые расколы приурочены к ослабленным зонам вдоль наиболее крупных древних разломов. В последующем, по мере нарастания напряжений, оживали и другие разрывы древнего заложения, возникали новые. Амплитуды вертикальных пере-

мещений блоков по разломам за неотектонический этап достигали 7000—8000 м и более.

Тектонические блоки, расположенные на одном крыле свода, испытывают в одном случае поднятие (блоки Джунгарии, Заилийского, Кунгей-Алатау), в другом — опускание (блоки Южно-Прибалхашской, Илийской, Чуйской и Иссык-Кульской впадин). Этим объясняется ступенчатое строение рельефа горных областей и рельефа фундамента во впадинах (см. рис. 4).

Очень интенсивными были тектонические процессы в четвертичное время и выражались они перемещениями блоков по разломам разных категорий. Особенно ощутимыми они были в ранне-среднечетвертичное время. В эту стадию, по существу, закончилось формирование основных элементов современного рельефа. В среднечетвертичное время возросла также активность разломов северо-западного (каратауского) направления. Кроме вертикальных перемещений здесь происходили значительные горизонтальные подвижки. В этом нетрудно убедиться, взглянув на современную долину р. Асы. Она возникла в миоцене, продолжала существовать в течение всего неогена и раннечетвертичного времени в близком к первозданному положении. Река имела четко выраженную прямолинейную долину восточно-северо-восточного направления соответственно простиранию ограничивающей ее с юга северной ветви Чилик-Кеминской зоны разломов и прослеживалась от пика Талгар на западе до р. Чарын на востоке. В среднечетвертичное время, вследствие интенсивных подвижек по каратауской системе разломов, прямолинейная в плане долина была разорвана на части и приобрела ломаные очертания. Западные блоки сдвинуты относительно восточных на северо-запад (сдвиги правосторонние).

Перемещение по каратауской системе разломов обусловило ломаные контуры отдельных речных долин, а также определило кулисообразное строение гор и хребтов. По-видимому, ничем иным как комбинацией подвижек по двум главным системам разломов нельзя объяснить ломаный характер сочленения системы хребтов Заилийского Алатау с Алма-Атинской впадиной, так же как и резкие изломы на главном водоразделе хребта. Подобное строение не является исключением, оно наблюдается повсеместно и наиболее ярко выражено в зоне сочленения крупных впадин и хребтов.

Амплитуды вертикальных перемещений по системе разломов северо-западного простирания местами значительные: от 300 до 900—1000 м (разломы, ограничивающие с востока хр. Сарытау, с юго-запада горы Бала- и Улькен-Богуты, глыбы пика Талгар, секущие хр. Карач и др.). Разломы, расположенные севернее Илийской впадины, в большинстве своем также были активными в четвертичное время. Для района Чу-Илий-

ских гор и крайних отрогов Джунгарского Алатау сравнительно легко устанавливаются подвижки, происходившие на рубеже средне-позднечетвертичного времени. Современные подвижки по ним не наблюдались или были настолько малы, что на поверхности не проявились. Амплитуды перемещений здесь намного меньше, чем на юге района, и редко превышают первые десятки метров. Восточнее, где величина вертикальных движений возрастает, четвертичная тектоника картируется легче. Например, в районе рудника Текели, где сочленяются разломы нескольких направлений, устанавливаются и современные движения по ним. Громадные обвалы и оползни в породах докембрийского докола, сопровождающие зоны разломов, позволяют часть разрывов относить к сейсмогенным. Палеосейсмодислокации широко развиты вдоль субширотных разломов по бортам рек, в верховьях бассейна р. Каратал.

Рассматривая сопряжение двух главных систем разрывных нарушений, зачастую не удается установить последовательность их взаимодействий, а следовательно, найти достаточно убедительное объяснение истории формирования рельефа отдельных участков описываемого района. По-видимому, взаимодействия их были очень сложными: в один этап доминировали подвижки по разломам северо-восточного направления, в другой — северо-западного, в третий движения по одной системе возбуждали одновременно активность другой.

Очень часто наблюдается неравномерное перемещение по разломам как отдельных тектонических блоков, так и целых групп. Это объясняется разной амплитудой перемещения по одному разлому различных частей блока. Так, по Бартогайскому разлому амплитуда вертикальных перемещений растёт с востока на запад с 80—100 до 400—500 м. Подобная картина наблюдается в блоке южнее пос. Чилик. Следующий к югу блок гор Бакайдантау испытал более или менее равномерное поднятие. Водораздел гор на всем их протяжении имеет абсолютные отметки около 3000 м. Блок восточнее г. Талгар наклонен на запад-юго-запад. Все это связано с разрывной тектоникой и свидетельствует о том, как разнообразен и сложен процесс формирования современного рельефа описываемой территории.

Четко выражены современные подвижки по разломам в поле выходов жестких пород палеозойского основания. Весьма показателен в этом отношении Бескарагайский разлом, ограничивающий хр. Далаашик с северо-востока (район низовьев р. Жинишке). Разлом имеет западно-северо-западное простирание и прослеживается на расстояние около 20 км — от коленчатого изгиба р. Чилик (эпицентр Чиликского землетрясения 1889 г.) на северо-запад до р. Жинишке, где он обрывается крупным Северо-Далаашикским разломом (см.

рис. 12). По Бескарагайскому разлому контактируют вулканогенные образования нижнего палеозоя и терригенная толща среднего — верхнего визе. Контакт открытый и лишь местами прикрыт маломощным чехлом (1—3 м) делювиально-пролювиальных отложений современных конусов выноса. К югу от разлома воздымаются горы, а к северу простирается слабо наклоненная на северо-запад поверхность. У подножия горной гряды наблюдаются три-шесть субпараллельных разломов, расположенных на расстоянии 30—150 м друг от друга. Они секут весь комплекс палеозойских пород и современный почвенно-растительный слой. По генезису это сбросо-сдвиги. На местности разломы образуют четкие ступени высотой до 6—8 м, фиксирующие величину вертикального перемещения. Горизонтальная составляющая сбросо-сдвигов характеризуется изменением элементов рельефа в плане. Водоразделы гривок и русла разделяющих их саев разорваны и перемещены по разлому на 5—8 м. Подвижки по этим разломам продолжают и в настоящее время. Величина вертикального смещения здесь 0,7—0,8 м, горизонтального — около 5 м. Подвижки, происходящие в наши дни, сохраняют разрыв в первоначальном состоянии, периодически подновляя его. Средняя ширина полосы, заключенной между крайними разломами на участке ур. Бескарагай, 200—220 м. Суммарная амплитуда перемещений по вертикали по трем разломам 14—15 м, по горизонтали 15—20 м. Несколько восточнее число «живых» разломов возрастает до пяти-шести, соответственно увеличивается и суммарная величина смещения по ним: до 20 м по вертикали и 30—40 м по горизонтали. Сильные землетрясения обуславливают появление вдоль зон разломов крупных обвалов, оползней и оплывин. В результате этих обвалов возникли многочисленные запрудные озера на северных склонах Заилийского и Кунгей-Алатау. На озере по р. Кольсай (правый приток р. Чилик) выше обвальной плотины над уровнем воды выступают вершины затопленных елей, а на теле обвала появилась молодая поросль леса. Эти факты свидетельствуют о молодом, современном возрасте большинства запрудных озер района. Обвалы нередко приобретают грандиозные масштабы. Встречаются многоярусные обвалы.

Необходимо также остановиться на детализации некоторых общих положений, дополняющих схему формирования сложного рельефа и механизм действия очагов землетрясений. По группам основных региональных разломов, заложённых в основном еще в палеозое, громадные сводовые поднятия раскалывались на крупные блоки: Чу-Илийский, Джунгарский, Илийский, Кендыктасский, Заилийский, Чуйский, Кунгейский и др. Разломы эти достигали верхних слоев мантии, слоев пластичных, способных воспринимать перемещения

жестких и крупных блоков расколотов земной коры. При обрушении сводовых поднятий блоки земной коры, заключенные между двумя смежными глубинными разломами, испытывали интенсивные неравномерные напряжения и раскалывались на более мелкие части. Возникающие в таких условиях разрывы имели разную величину и ориентировку. На фоне основных крупных систем трещин формировались группы трещин более высокого порядка, осложняя и так уже сложную сетку разрывов. Величина и порядок их были обусловлены интенсивностью напряжений, свойствами и состоянием внутриблоковой среды, испытывающей эти напряжения. Средне- и крупномасштабные геологические съемки показывают, что вся площадь региона, особенно в открытой высокогорной части, покрыта густой сетью различно ориентированных разломов. Широкое проявление дизъюнктивной тектоники свидетельствует о том, что земная кора представляет собой жесткую и хрупкую среду. Иным путем невозможно объяснить столь великое множество разломов, расколов и трещин (см. рис. 12).

Большинство крупных разломов относится к категории сбросов с крутыми плоскостями сместителей. Разломы высших порядков, сконцентрированные внутри основных блоков первой категории, могут иметь различную генетическую принадлежность. Специфика подвижек по мелким разломам здесь определяется характером внутриблоковой трещиноватости, образующейся при обрушении свода, и характером напряженного состояния. Формирование системы разрывов внутри основных блоков происходило в новейший этап на рубежах интенсивных большеамплитудных перемещений их, когда возникали наибольшие внутриблоковые напряжения, разрядка которых осуществлялась при растрескивании и раскалывании жестких скальных пород палеозойского цоколя на многочисленные блоки высоких порядков. Такая обстановка неоднократно повторялась, что и обусловило наблюдаемую сегодня картину разрывной тектоники района. Последние тектонические импульсы подобной силы прошли на границе средне- и позднечетвертичного времени. Существующая к настоящему времени сеть разрывов настолько густа и разнообразна, что нет необходимости каждое землетрясение объяснять образованием нового разлома, как это делается в подавляющем большинстве случаев не только сейсмологами, но и геологами. Постоянно тревожащие нас подземные толчки вызваны подвижками по уже существующим разломам, а сила их зависит от величины перемещаемых смежных блоков.

Можно предполагать, что двуслойное строение земной коры также влияло на количественную и качественную характеристику разломов. Нижняя ее часть, сложенная вязкими породами базальтоидного ряда и находящаяся в условиях

больших давлений и высоких температур, по-видимому, менее подвержена растрескиванию, чем верхняя хрупкая «гранитная», где давления и температуры не столь высоки. Основная масса гипоцентров землетрясений описываемого района сосредоточена именно в «гранитном» слое, что служит подтверждением высказанным предположениям. В подавляющем большинстве случаев разломы высоких порядков связаны между собой и с глубинными разломами, создавая «тектоническое дерево» системы разрывов (рис. 13). Изменение на-

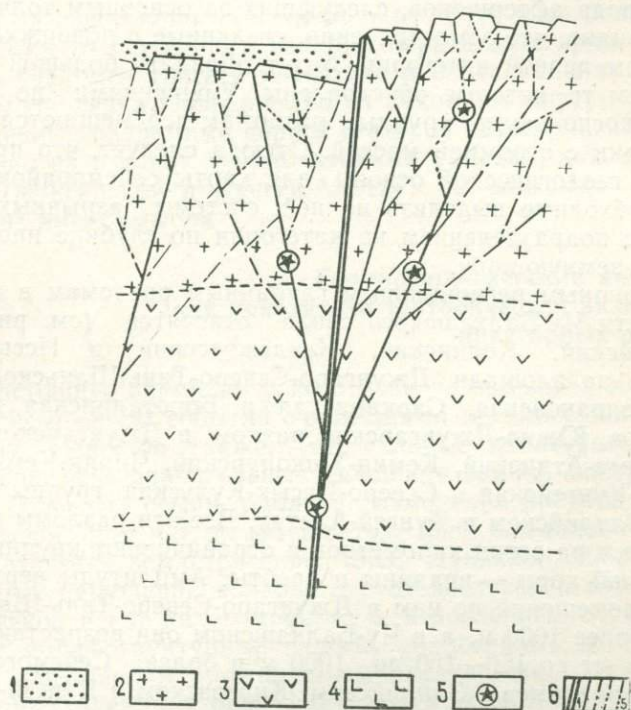


Рис. 13. Схематическое положение разломов на границе двух крупных блоков земной коры («тектоническое дерево», по Н. М. Чабдарову, 1980 г.):
 1 — кайнозойские отложения; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — верхняя мантия; 5 — очаги землетрясений; 6 — разломы разных категорий

пряжений в основном стволе может привести к их перераспределению в его ветвях, т. е. смещения по глубинным разломам вызовут соответствующие дислокации в системе разрывов высших порядков. При этом продолжают дифференцироваться перемещения мелких блоков и глыб, вследствие чего поверхность пенеплена в едином крупном блоке испытывает дополнительные осложнения, формируя постепенно сложный

рельеф. Появление дислокаций возможно и в отдельных узлах сопряжений двух или нескольких разломов высоких порядков при локальной разрядке напряжений. Идет процесс «утряски» многочисленных блоков и глыб в крупных «структурных» мегаблоках, ограниченных глубинных разломами. Этот процесс следует за дислокациями по одному или нескольким глубинным разломам и, надо полагать, охватывает значительный отрезок времени. По-видимому, этим и объясняется высокая сейсмичность района, проявляющаяся в многочисленных преимущественно слабых подземных толчках. Возможно, такова же природа афтершоков, следующих за основным толчком.

Очевидно, что землетрясения, связанные с подвижками по разломам первой категории, будут обладать большей энергией, чем те, которые обусловлены смещениями по второй и т. д., поскольку по крупным разломам перемещаются смежные блоки с огромной массой. Отсюда следует, что при подготовке геологической основы для карты сейсмораионирования необходимо выделить на ней системы разрывных нарушений с подразделением на категории по глубине проникновения в земную кору.

К крупным региональным глубинным разломам в восточной части Чу-Балхашского свода относятся (см. рис. 12); Анрахайский, Копинский, Кендыктасский и Исыккатынский, а на площади Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского свода — Колпаковская, Саркандская и Бороталинская группы разломов, Южно-Джунгарский разлом в Джунгарском Алатау; Алма-Атинский, Кемин-Ушконурский, Чилик-Кеминская, Северо-Кунгейская и Северо-Иссык-Кульская группы разломов в Заилийском и Кунгей-Алатау. Все эти разломы прослеживаются на сотни километров и ограничивают крупные блоки земной коры — впадины и хребты. Амплитуды вертикальных перемещений по ним в Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньском своде более 1000 м, а в Чу-Балхашском они возрастают с севера на юг со 150—250 до 1000 м и более. Сейсмогенность группы разломов в Заилийском, Киргизском и Кунгей-Алатау подтверждается разрушительными землетрясениями конца прошлого и начала нынешнего столетия.

Очаги сильнейших землетрясений локализируются в зонах Кемин-Ушконурского (Верненское, 1887 г.), Байсорун-Чиликского (Чиликское, 1889 г.), Чилик-Кеминского (Кеминское, 1911 г. и Кемино-Чуйское, 1938 г.), Северо-Киргизской группы (Меркенское, 1865 г. и Беловодское, 1885 г.) разломов. Сведения о более ранних землетрясениях в этой области отсутствуют. Еще меньше данных о землетрясениях в Джунгарском районе. В зоне Бороталинской группы разломов в 1958 и 1962 гг. произошли сильные землетрясения, эпицентры которых находились в Китае. Несколько толчков меньшей силы возникло по Текели-Усекскому и Южно-Джунгарскому

разломам. Однако крупные сейсмообвалы и оползни в Текелийском районе свидетельствуют о том, что в недалеком прошлом здесь происходили крупные землетрясения интенсивностью не менее 9 баллов.

Число разломов второй категории несравненно больше первых. Они протягиваются на 100—120 км, а амплитуды их вертикальных смещений достигают 700—1000 м. Простирание таких разломов близко к направлению зон первой категории, и они образуют серии почти параллельных разрывов, по которым формируются четко выраженные в рельефе тектонические ступени. Рассматриваемые разломы находятся нередко на расстоянии 3—4 км друг от друга и не более чем в 10—15 км от глубинного разлома первой категории.

Сеть разломов третьей категории и более высоких порядков многочисленна, большинство их находится внутри блоков, ограниченных разломами первой и второй категорий. Поэтому выделение их в таких сейсмоактивных районах, как Заилийский, Джунгарский и Кунгей-Алатау, на мелкомасштабных картах не имеет смысла.

Геоморфологические аномалии как показатели тектонической активности предгорных районов

В настоящее время ни у кого уже не вызывает сомнения связь сейсмических событий с новейшими тектоническими движениями. Известно также, что сильные землетрясения создают разрывы, значительные смещения земной поверхности по ним, обвалы, осыпи, оползни, изменение рисунка гидрографической сети и т. д. [Мушкетов, 1890; Богданович, 1914; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Лукьянов, 1963]. Размеры этих нарушений колеблются от десятков и сот метров до десятков и сот километров, т. е. в последнем случае возникают морфоструктурные формы, аналогичные неотектоническим нарушениям, картируемым различными методами на предгорных равнинах орогенного пояса Юго-Восточного Казахстана. Следовательно, выявление новейших разрывных нарушений способствует, с одной стороны, уточнению интенсивности неотектонических движений, а с другой — косвенному суждению о сейсмичности района.

Геологическая молодость впадин Юго-Восточного Казахстана и тектоническая обусловленность их происхождения общеизвестны. Однако диагностика неотектонических нарушений в них не всегда достаточно детальна, что объясняется отсутствием комплекса необходимых признаков, и в первую очередь морфологических.

Новейшие тектонические движения, связанные с неоген-четвертичным этапом развития впадин, в той или иной мере

отражены в строении поверхности, но выявить их на пустынных или полупустынных равнинах гораздо труднее, чем в горном рельефе. Однообразная литология и экзогенные процессы часто затушевывают структурно обусловленные черты рельефа, создавая кажущуюся картину полного отсутствия признаков проявления тектонических движений. Однако анализ аномальных особенностей рельефа позволил выявить несколько групп признаков геоморфологического выражения новейших нарушений.

Формы озерно-солончакового рельефа наиболее широко развиты в прибрежной полосе Балхаша, дельтах и поймах рек, где их происхождение часто связывают с колебаниями уровня воды. Но уже здесь можно выделить два типа впадин. Для первого характерны очертания, согласующиеся с окружающим рельефом, повторяющие его рисунок. Обычно такие солончаки имеют в плане округлые формы, но иногда вытянуты вдоль окружающих форм рельефа. В центре впадины ее днище почти идеально плоское и покрыто соляной коркой различной толщины. По периферии коркового солончака располагается плоский мокрый солончак с выцветами солей. Еще дальше от центра поверхность становится мелкокочковатой и пухлой. Общий характер строения таких впадин почти везде одинаков.

Второму типу впадин свойственны удлиненные формы. Очертания береговых линий, вытянутых вдоль длинной оси, как правило, почти строго прямолинейны. Иногда прямолинейны участки береговых линий вдоль короткой оси впадин. Наконец, в некоторых случаях и те и другие сочленяются под прямым углом (рис. 14). Центральная часть впадин, покрытая солевой коркой, повторяет субпараллельные очертания спрямленных берегов, подчеркивая их линейную ориентировку.

Вдали от берега Балхаша и речных долин солончаковые впадины встречаются реже, и именно здесь они наиболее четко выделяются как аномальные формы, чуждые и генетически, и морфологически характерному рисунку окружающего рельефа. Как и в предыдущем случае, им присуще в первую очередь выдержанное простираие. Как правило, один из бортов имеет прямолинейные очертания. Направление прямолинейных участков границ всюду резко не совпадает с ориентировкой элементов рельефа данного района.

Описанная структура впадин хорошо видна на схемах. Так, например, характер их проявления в прибрежной полосе иллюстрирует рис. 14. Здесь на фоне пологоволнистых ячеистых закрепленных песков прослеживаются вытянутые цепочками солончаковые впадины различных размеров. Выровненные борта их простираются на северо-запад и северо-восток. Отдельные мелкие солончаковые впадины имеют изометричную форму. Геоморфологическая аномалия вблизи речной

долины показана на рис. 15. Здесь наблюдается высокая пойма, изрезанная сухими руслами, а восточнее долина окаймлена бугристыми песками надпойменной террасы. В правой части схемы на фоне бугристо-грядовых песков выделяются солончаки. Южные их границы прямолинейны, а участки бортов вдоль них приподняты. Мелкие солончаки вытянуты цепочкой. На приподнятых участках пески оголены и развеиваются ветром.

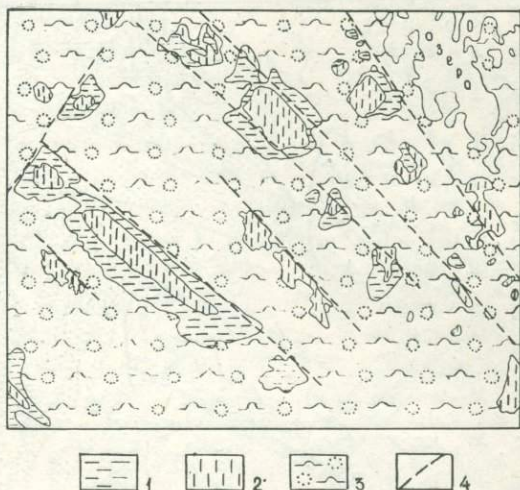


Рис. 14. Геоморфологическая схема побережья оз. Балхаш в западной части дельты р. Каратал [Тимуш, 1971]:

1 — увлажненные днища солончаковых впадин; 2 — участки поверхности днища, покрытые отложениями солей; 3 — пологоволнистые ячеистые пески; 4 — разрывные нарушения

Еще один пример морфологического выражения неотектонических нарушений через озерно-западинный рельеф приведен на рис. 16. Тектоническое нарушение северо-западного направления с разрывом сплошности средне-верхнечетвертичных отложений прослеживается южнее источников Аяк-Калкан. Оно создало подпруду родниковых вод с образованием цепочки озер северо-западной ориентировки и отклонением в том же направлении современной гидросети. По-видимому, это нарушение вызвало изменение направления русла р. Улькен-Чилик с меридионального на широтное под прямым углом и р. Или с широтного на меридиональное. Естественным продолжением этого разлома является древний, но подновленный шов в горах Кши-Калкан, севернее которых к нему приурочен современный лог с асимметричными склонами.

Описанная морфология озерно-солончаковых впадин и их

линейная четковидная сгруппированность позволяют связывать их происхождение с новейшими разрывными нарушениями в рыхлом субстрате. Появились они, возможно, в зонах растяжения при трансформации вертикальных движений фундамента в сдвиговые перемещения рыхлого чехла. Механизм образования подобных структур теоретически обоснован В. С. Буртманом и др. [1963]. Четковидные, кулисно расположенные сейсмотектонические структуры, приуроченные к

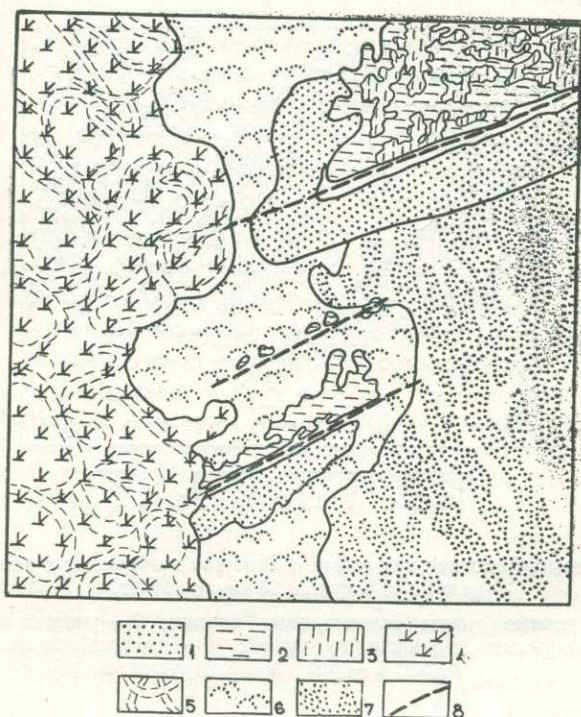


Рис. 15. Геоморфологическая схема участка побережья р. Каратал [Тимуш, 1971]:

1 — мелкобугристые, частично закрепленные пески; 2 — увлажненные днища солончаковых впадин; 3 — участки поверхности днища, покрытые отложениями солей; 4 — высокая пойма; 5 — сухие русла, расчленяющие высокую пойму; 6 — бугристые пески; 7 — бугристо-грядовые пески; 8 — разрывные нарушения

оперяющим трещинам в зоне горизонтального сдвига, наблюдал А. В. Лукьянов [1963] при изучении последствий Гоби-Алтайского землетрясения. В других случаях формирование сходных морфологических образований может быть обусловлено просадочными процессами, спровоцированными выходящими на поверхность разрывными нарушениями. Как указывает В. Н. Троцюк [1967], в Северном Прикаспии отдельные

изолированные участки солончаков среди морской равнины являются индикаторами роста соляных куполов. Солончаки здесь обычно связаны с грабенообразными понижениями в сводах, а иногда прослеживаются и в межкупольных зонах.

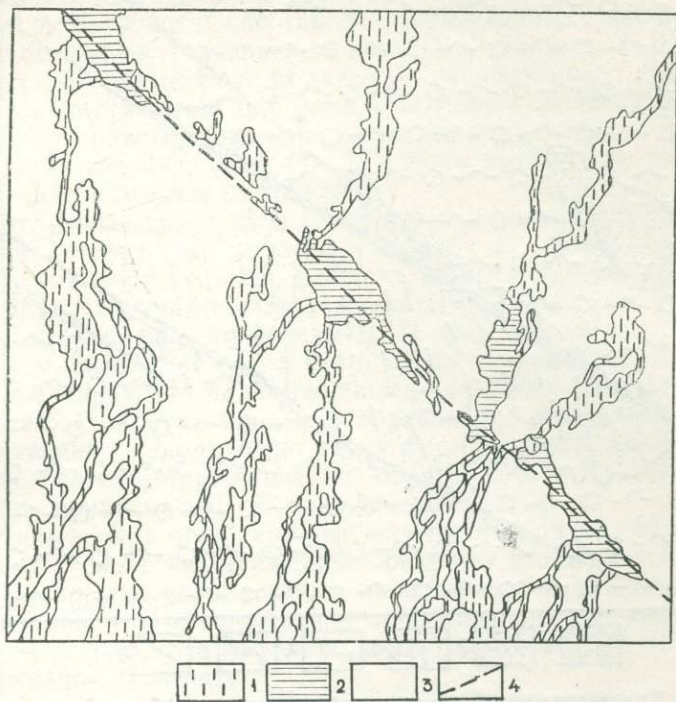


Рис. 16. Геоморфологическая схема участка предгорной равнины Илийской впадины южнее источников Аяк-Калкан [Платонова, Тимуш, 1978]:

1 — увлажненные долины родников и западин; 2 — подпрудные озера; 3 — предгорная равнина; 4 — разрывные нарушения

Рельеф незакрепленных песков. Для песчаного рельефа Южного Прибалхашья и Илийской впадины типично почти повсеместное развитие растительного покрова. Поэтому существование на отдельных участках оголенных перевеваемых массивов является аномальным. Рассмотрим наиболее характерный пример (рис. 17).

Пески Люккум — это два массива, простирающиеся с юго-запада на северо-восток. Общая протяженность их примерно 15 км. Длина основного массива около 11 км, ширина 1—2,5 км. Второй массив значительно меньше (длина 4 км, ширина 0,5—1 км). Оба массива заметно возвышаются над

окружающей местностью. Границы массивов, совпадающие с общим простиранием, почти идеально прямолинейные и ступенчато смещаются с расширением массивов на северо-восток. Сочленение оголенных песков с закрепленными по прямоли-

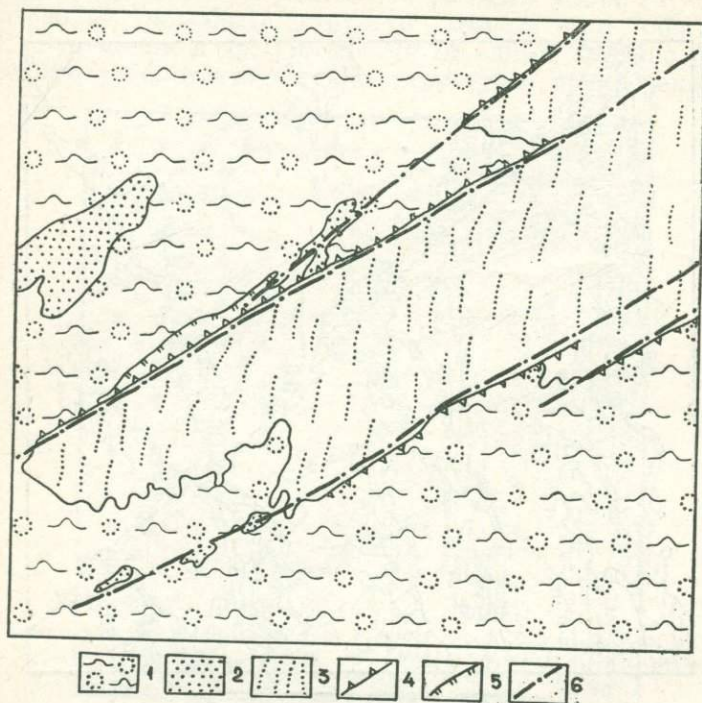


Рис. 17. Проявление новейших тектонических нарушений в районе песчаного массива Люккум [Тимуш, 1971]:

1—3 — пески: пологоволнистые ячеистые (1), мелкобугристые незакрепленные (2) и мелкогрядовые незакрепленные (3); 4 — уступы, ограничивающие массивы незакрепленных песков; 5 — границы желобов, сопряженных с уступами; 6 — разрывные нарушения

нейным границам происходит в виде отчетливого уступа, величина которого по разные стороны массива различна при почти горизонтальной вершинной поверхности. Высота северо-западного уступа над прилегающей задернованной равниной 15—20 м, а юго-восточного — 25—35 м. На продолжении юго-восточного склона массива имеются удлиненные в этом же направлении асимметричные западины, более крутой склон которых обращен согласно уступу массива на юго-восток. Вдоль подножия северо-западного борта местами наблюдаются продольные ложбины глубиной до 4—5 м с трапециевидным поперечным профилем.

Кроме того, здесь отмечен также целый ряд мелких, изо-

метричных по форме скоплений орогенных песков. Они тяготеют к неширокой полосе, простирающейся с северо-востока на юго-запад. Границей этой полосы на северо-западе служит массив Люккум, а на юго-востоке — несколько уступов аналогичного направления. На юго-западном их продолжении граница между грядовыми и волнисто-крупночленстыми песками прямолинейна. Сопоставление приведенных данных со схемой аномального магнитного поля (Б. Р. Хромов, Т. Б. Саргаскаев, 1961 г.) позволило связать юго-восточную границу расположения аномальных форм с большим градиентом значений поля, простирающегося в том же направлении. Наконец, к этой же полосе аномальных форм приурочено изменение мощности рыхлых отложений.

Изложенные факты свидетельствуют о взаимосвязи геологической структуры рыхлого чехла и поверхностных аномальных форм рельефа, а значит, и об их обусловленности новейшими тектоническими движениями. Интересные работы в этом направлении проведены В. П. Мирошниченко. Он, в частности, указывает на то, что в крупных закрепленных песчаных массивах на поднимающихся участках интенсивная эоловая переработка вызывает образование поперечных господствующему направлению ветра форм рельефа, лишенного растительности [Мирошниченко, Шульц, 1961]. Аналогичные сведения приводит и Ш. У. Арсланбеков [1971].

Уступы — еще один геоморфологический признак проявления неотектонических движений. Среди них различаются уступы, по которым соприкасаются палеозойские и кайнозойские образования, уступы, возникшие при смещении палеозойских пород, и уступы, усложняющие характерный рельеф на рыхлом песчаном субстрате.

Уступы палеозойских пород протягиваются вдоль линий разломов, местами сопровождающихся раздробленными боковыми породами. Вдоль них иногда различаются эрозионные ложбины и долины временных песков, маскирующих положение линии разлома. Часто они смещают однотипный рельеф или же по ним соприкасаются различные типы рельефа.

К числу разграничивающих палеозойские и кайнозойские образования относятся уступы, развитые в полосе предгорий вдоль омоложенных глубинных разломов. В приподнятых блоках, сложенных палеозойскими породами, склоны уступов часто расчленены. Залегание рыхлых кайнозойских толщ нарушенное, причем в приразломной зоне обычно они имеют очень крутые углы падения, быстро выволаживающиеся в сторону впадин. В некоторых случаях палеозойский блок облекает рыхлые кайнозойские отложения, создающие ступенчатые складки — флексуры. Подобные проявления неотектонических нарушений можно наблюдать в горах Улькен-Калкан, в предгорьях Заилийского Алатау (от долины р. Тургенъ

до гор Богуты), вдоль подножия северного хребта Джунгарского Алатау.

Уступы встречаются среди аккумулятивных равнин рассматриваемого региона. Высота их всюду больше относительных перемещений типичного рельефа, и разграничивают они совершенно однотипные формы. Имея большую или меньшую прямолинейность, склоны уступов в различных пунктах песчаных массивов обращены в разные стороны, что в какой-то мере исключает их эоловое происхождение, хотя допускает некоторую переработку. Вдоль подножий уступов нередко развита влаголюбивая растительность, а вдоль верхней бровки — мелкобугристые оголенные пески. Наконец, следует отметить парагенетическую связь описанных уступов с другими аномальными формами рельефа. Обычно уступы либо группируются с ними в линейные полосы, либо трассируются на их продолжении.

Так, древний тектонический шов вдоль гор Улькен-Калкан четко прослеживается на юго-восток с разрывом верхнечетвертичного шлейфа и далее намечается в песках Улькенкум. На продолжении этого разлома в горах Улькен-Богуты к тектоническому шву приурочен современный лог с крутыми до обрывистых склонами. К северо-западу от гор Кши- и Улькен-Калкан в створе древних, но обновленных тектонических швов параллельно им наблюдается серия тектонических уступов, обуславливающих ступенчатое строение верхнечетвертичного шлейфа. Весьма характерны проявления неотектонических нарушений в районе с. Николаевка и горы Бас-Боролдай. Южнее с. Николаевка северо-восточным тектоническим нарушением смещены среднечетвертичные отложения. В рельефе нарушение отражено уступом высотой около 10 м и контролируется сериями родников вдоль его подножия. С этим же разломом связан и крутой коленообразный изгиб с меридионального на субширотное направление в русле р. Иссык около колхоза им. Фрунзе. В районе останца Бас-Боролдай разлом прорывает нижнечетвертичные отложения, протягиваясь на северо-запад. Здесь наблюдается уступ высотой 40 м, к югу от которого отмечается уклон поверхности под углами 2—3°, обратный общему уклону местности.

Плановые очертания речных русел. Сведения по этому вопросу приведены в многочисленных работах [Николаев, 1949; Геренчук, 1960; Мещеряков, 1965; Троцюк, 1967]. Рассмотрим основные признаки, отражающие взаимодействие тектонических движений и речных русел применительно к описываемому региону.

Участки спрямленных русел встречаются на отдельных отрезках долин рек Или, Чилик, Каскелен, Каратал, Аксу и некоторых мелких речек, стекающих с гор. Они указывают на относительное поднятие пересекаемых руслами районов, тогда

как участки интенсивного меандрирования — на опускание. Тенденция к опусканию отражается также в бифуркации русел. Строго прямолинейный характер речных долин в условиях равнинного рельефа и широкого распространения покровных отложений также может зависеть от разрывных нарушений, которые, в свою очередь, могут быть элементами блоковой структуры более глубоко залегающих толщ и палеозойского фундамента. Подобным же индикатором тектонических нарушений могут служить коленообразные изгибы русел. Такие явления наблюдаются в долинах рек Или, Каратал, Аксу и др., где имеются резкие, иногда почти прямоугольные изгибы, образованные прямолинейными отрезками русел. Направление составляющих угол отрезков подчеркивает связь их с тектоническими нарушениями, свойственными каждому району. В условиях гор разломы нередко опознаются по прямолинейным долинам, секущим геологические структуры и типичный рельеф, а также по линейному положению истоков долин. В последнем случае линии тектонических нарушений, как правило, выраженные уступом, простираются под углом к направлению эрозионных ложбин.

Форма береговых линий оз. Балхаш. Северное и южное побережья озера существенно различаются по геологическому строению: северное большей частью сложено коренными палеозойскими породами, южное — песчаными четвертичными. Это сказалось и на очертании береговых линий.

Северное побережье изрезано гораздо больше южного. Здесь можно выделить прямолинейные (сбросовые) и бухтовые берега. Тектоническое происхождение прямолинейных коренных берегов (например, на п-ве Байгабыл) не вызывает сомнений, поскольку они наблюдаются на продолжении прослеженных геологическими методами разломов. На сбросовый характер юго-западного берега п-ва Байгабыл указывали Н. Н. Костенко [1946] и З. А. Сваричевская [1965].

Южные берега — аккумулятивные, но среди них можно выделить участки, морфология которых обусловлена разломами (северо-восточный район дельты р. Каратал и безымянная коса северо-западнее зал. Кукан). Береговая линия северо-восточной части дельты р. Каратал выровненная, прямолинейная, протяженностью около 19 км; дно вдоль нее отлогое. Со стороны суши вдоль береговой линии отмечается несколько высыхающих солончаковых озер, соединявшихся ранее с Балхашом. Относительное превышение побережья над уровнем воды 4—6 м. Вся северо-восточная часть дельты прорезана системой протоков и русел, оставшихся после миграции основного русла Каратала на запад.

Безымянная коса северо-западнее зал. Кукан имеет длину около 28 км. От устья залива она по прямой линии протягивается почти на 24 км, после чего плавно поворачивает на

юго-запад. Поперечный профиль ее слабо асимметричный за счет больших высот зоны, прилегающей к акватории. Внутренняя сторона косы расчленена, обладает контуром лиманного типа и сочленяется с «материком» многочисленными песчаными островками разнообразной формы. Превышение косы над уровнем воды в озере колеблется от 8 до 10 м, тогда как островки возвышаются над водой не более чем на 3—4 м.

Тектоническая обусловленность выровненных прямолинейных форм берегов, с одной стороны, выражается в самой их морфологии. С другой стороны, косвенными показателями этого могут служить такие признаки, как миграция дельтовых потоков Каратала на запад, осушение солончаков вдоль береговой линии, обмеление лиманного побережья за безымянной косой, а также пространственное совпадение спрямленных участков берега с линиями тектонических нарушений в погребенном фундаменте, установленных геофизическими методами (Сандыктас-Чулакский и Майкомысский разломы). Кроме того, на юго-восточном продолжении безымянной косы наблюдается почти прямолинейный изгиб русла р. Лепсы.

Гипсометрия поверхности рельефа, так же как и отдельные аномальные формы, образуется под воздействием новейших тектонических движений. Аккумулятивные равнины обычно отличаются весьма незначительной дифференциацией высот. Важной особенностью их является широкое распространение наложенных форм рельефа, возникающих в результате действий экзогенных факторов, что усложняет выявление соотношений структуры рельефа с новейшими тектоническими движениями. Для этих целей может быть использована гипсометрическая карта вершинных поверхностей [Философов, 1960], построение которой основано на допущении равноценного участия экзогенных факторов (в частности, ветра) в создании морфологически однотипного рельефа [Тимуш, 1981].

Наиболее четко в гипсометрии выражены основные неотектонические элементы новейшего этапа — материковая платформа, блоки поднятий и опусканий (предгорные и межгорные прогибы). Морфометрия вершинной поверхности рельефа дает возможность не только выделить крупные структурные элементы, но и определить их деформации, хорошо согласующиеся с направленностью и пространственной группировкой описанных выше аномальных форм. Такие деформации представлены локальными депрессиями и поднятиями среди однотипного рельефа без изменений его общего облика. Это позволяет считать указанные вариации гипсометрического плана поверхности результатом неотектонических движений соответствующего знака. Большинство таких локальных структур графически хорошо согласуется с участками увеличения или сокращения мощности рыхлых отложений, начиная с аральского и кончая хоргосским временем [Тимуш, 1981].

Сейсмотектонические деформации на предгорных равнинах Южного Прибалхашья

Большое значение для прогноза возможной сейсмической активности потенциально опасных районов имеют палеосейсмотектонические деформации [Солоненко, 1977; Флоренсов, 1978]. В. П. Солоненко [1977] разработал их классификацию по генетическим признакам, площади распространения и выраженности в рельефе, подразделив на региональные, зональные и локальные. Обсудим возможность отнесения некоторых геоморфологических аномалий на предгорных равнинах к локальным сейсмотектоническим деформациям на примере Южного Прибалхашья. Под термином «сейсмотектонические деформации» подразумеваются аномальные формы рельефа различного масштаба, возникшие в результате новейших тектонических движений, сопровождавшихся землетрясениями.

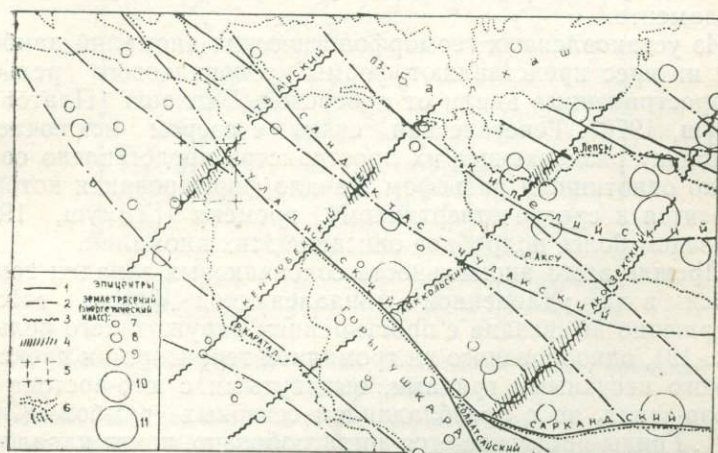


Рис. 18. Обзорная схема распространения геоморфологических аномалий [Тимуш, 1980]

Разломы по данным: 1 — геологическим; 2 — геофизическим; 3 — геоморфологическим; 4 — зоны распространения геоморфологических аномалий, возможно, сейсмотектонического происхождения; 5 — участок, показанный более крупным планом на рис. 19; 6 — орографические контуры

Рассматриваемый район (рис. 18) находится на «стыке» северо-западного окончания орогенной зоны Джунгарского Алатау и южной окраины Казахского щита, где контрастность неотектонических движений отражена не только в геологическом строении региона и сочетании крупных разновозрастных морфоструктур, но и в возникновении новейших деформаций на предгорных равнинах. На основе методических положений, предложенных Б. М. Можаяевым [1970], для Южного Прибал-

хашья ранее установлен ряд геоморфологических признаков (аномалий), позволяющих диагностировать тектонические нарушения в условиях широкого развития нескольких типов эолового песчаного рельефа, выступающих в данном случае в качестве «геоморфологического фона» [Тимуш, 1970а]. Признаки эти многообразны и свидетельствуют о связи рельефа поверхности со структурой фундамента [Тимуш, 1970б], а по морфологии и степени выраженности могут быть подразделены на «прямые» (легко диагностируемые на поверхности) и «скрытые». «Прямые» (уступы, рвы, цепочки солончаковых впадин и оголенных песков) являются «надразломными» образованиями и коррелируются с нарушениями в фундаменте, установленными геофизическими методами. «Скрытые» (изменения мощности отложений чехла и деформаций вершинной поверхности) [Тимуш, 1970б, 1971] хорошо согласуются с направленностью и пространственной группировкой упомянутых аномальных форм и также увязываются с разломами в фундаменте.

Из установленных геоморфологических аномалий наибольший интерес представляют формы солончакового рельефа, распространенные вдаль от побережья Балхаша [Платонова, Тимуш, 1978]. Генетическая связь с озером исключается, поскольку разделяющее их пространство представлено совершенно однотипным рельефом, начало формирования которого относится к среднечетвертичному времени [Тимуш, 1979]. Приведем более подробное описание этих аномалий.

Прежде всего аномальность солончаковых западин заключается в их удлинённой миндалевидной форме, которая совершенно не связана с простираем окружающего рельефа (рис. 19), однообразного на громадной территории и представленного песчаными грядами, вытянутыми с юго-востока на северо-запад, но с преобладанием северных румбов ($340\text{—}350^\circ$). Гряды протягиваются зигзагообразно, почти параллельно, обычно разветвляются и сходятся. Высота их колеблется от 6 до 12 м над днищами разделяющих долин. Юго-западные склоны гряд пологие ($6\text{—}12^\circ$), северо-восточные крутые ($30\text{—}35^\circ$), расстояние между ними $50\text{—}250$ м. Солончаковые западины во всех случаях вытянуты по длинной оси на северо-восток ($30\text{—}40^\circ$) и пререзают почти ортогонально типичный грядовой рельеф. Береговые линии юго-восточных бортов, как правило, прямолинейные, а северо-западные дугообразные. На фотоснимках внутри западин также дешифрируются прямолинейные элементы микрорельефа, расположенные косо по отношению к береговой линии. Данные формы рельефа по строению резко отличаются от солончаковых озер прибрежной полосы Балхаша. Если здесь солончаки, связанные генетически с озером, имеют закономерно стратифицированный разрез солевых накоплений (снизу вверх: мирабилит, тенардит,

иногда галит) мощностью 0,5—1,5 м [Беремжанов, 1968], то на поверхности аномальных солончаковых западин наблюдается лишь весьма тонкая (1,5—2 см) и рыхлая глинисто-солевая корка. Отсутствуют пласты соли и в песчаных отложениях, вскрытых шурфами на глубину до 5 м и содержащих пресную

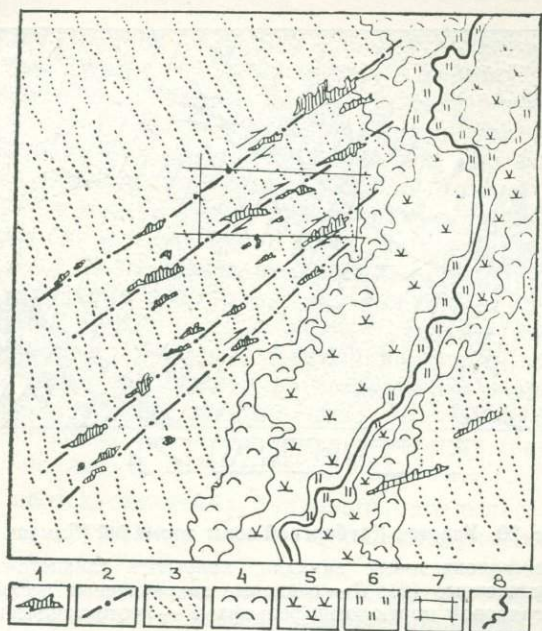


Рис. 19. Геоморфологическая схема Катбарской зоны аномалий [Тимуш, 1980]:

1 — солончаковые аномалии; 2 — оси предполагаемых сдвиговых перемещений (стрелки — направление); 3—6 — рельеф: 3 — грядовый; 4 — бугристый; 5 — высокая пойма; 6 — низкая пойма; 7 — участок, показанный крупным планом на рис. 20; 8 — р. Каратал

грунтовую воду. Этот факт свидетельствует не только об отсутствии связи с оз. Балхаш, но и о геологической молодости западин. Кроме того, на недавнее их происхождение указывает и то, что в полосе распространения они пересекают разновозрастные типы рельефа вплоть до современной поймы р. Каратал (т. е. голоценовые).

Сходные по времени возникновения тектонические образования описаны В. В. Галицким [1957] в среднем течении р. Лепсы, где русло Жолдабек, отходящее от реки, разорвано тектоническим уступом. Южное крыло главного взброса поднято на 12—15 м и сдвинуто к запад-северо-западу на 80 м. «Хорошая сохранность уступа русла доказывает, что разрыв

произошел совсем недавно, вероятно, в историческое время (не более 2000—3000 лет тому назад) и, несомненно, в один прием — почти мгновенно. При длительном образовании разрыва по руслу происходил бы сток воды и оно было бы заметно врезано в очень рыхлые аллювиальные отложения, слагающие южное поднятое крыло» [Галицкий, 1957].

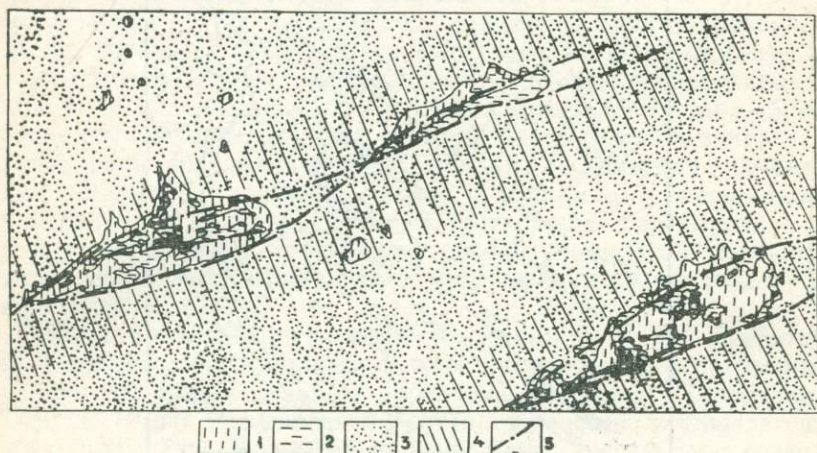


Рис. 20. Участок Катбарской зоны аномалий [Тимуш, 1980]:

1, 2 — днища солончаковых западин, покрытые глинисто-солевой коркой (1), увлажненные (2); 3 — грядовые закрепленные пески; 4 — полоса нарушения грядовой морфологии рельефа; 5 — неотектонические разрывы

Структура солончаковых западин хорошо видна на рис. 20 (пески Жаманкум, левобережье р. Каратал). Здесь они располагаются линейно-вытянутыми полосами, но каждая слегка развернута относительно общего направления на угол 10—12°. Юго-восточные борта солончаков выровненные, тогда как северо-западные либо выровненные, либо слабоизвилистые, но часто дугообразно-выпуклые. На продолжении выровненных участков контуров и субпараллельно им закономерная морфология грядового рельефа изменяется. Видимо, вследствие сейсмовибрационного воздействия гряды вдоль главной линии сдвига были разрушены и здесь образовался хаотически-бугристый рельеф с изометричными ячеями между буграми. В целом же он имеет линейный характер распространения и согласуется с общим направлением спрямленных бортов и самих солончаков. На продолжении разрывов, трассируемых по цепочкам аномалий, в долине р. Каратал наблюдаются резкие коленообразные изгибы его русла. Общая длина эшелонированно расположенных аномальных солончаковых западин вдоль Катбарского разлома достигает 20 км, вдоль Акозек-

ского — 40 км. Линейные полосы их концентрации в последнем случае имеют ширину до 10—22 км.

Таким образом, тектоническая обусловленность геоморфологических аномалий достаточно очевидна. Рассмотрим далее их связь с системами неотектонических нарушений, с сейсмичностью и попытаемся установить возможный механизм образования.

Как видно на рис. 18, район распространения солончаковых аномалий приурочен к подвижному участку сочленения западной части Саркандской (Северо-Джунгарской) и северо-восточной части Прибалхашской впадин, которые разделяются погребенным Каратальским поднятием на продолжении гор Ушкара [Тимуш, Меньшиков, 1970]. Анализ изменения мощностей отложений, структуры фундамента и рельефа на этом участке свидетельствует о том, что новейшие тектонические движения были дифференцированы и выразились как в обновлении древних разломов, так и в образовании новых [Тимуш, 1971]. Верхнепалеозойские структуры северо-западного направления влияли на осадконакопление в блоках в течение всего неоген-четвертичного времени. Секущие их разломы северо-восточного простирания, не характерные для верхнепалеозойских структур данного региона, наиболее интенсивно обновлялись с хоргосского времени (N_2^3). Дифференциация неотектонических движений проявилась в сопряженном росте прогибов и высот горных сооружений, который сопровождался интенсивными смещениями по разломам как северо-западного, так и северо-восточного направления. Амплитуда смещений в районе рассматриваемых аномалий — 50—850 м при общей мощности чехла 180—650 м. Именно с движениями в зоне ортогонального пересечения разломов (Ушкольского, Катбарского и др.) этих двух направлений и связаны группы аномалий (см. рис. 18, 19).

Описанные примеры морфологии аномалий и линейная сгруппированность (см. рис. 19) позволяют связать их происхождение с горизонтальными движениями по серии нарушений в рыхлых отложениях чехла. Каждая солончаковая западина в этом случае приурочена к зоне растяжения по кулисообразной трещине в полосе сдвига, где вследствие раздробления субстрата возникли микроструктуры проседания, спровоцировавшие в дальнейшем формирование обсуждаемых форм рельефа.

Механизм образования близких по морфологии структур, обязанных своим происхождением растяжению в процессе горизонтального сдвига, теоретически обоснован В. С. Буртманом и др. [1963]. Примеры таких четковидных, кулисообразно расположенных сеймотектонических дислокаций, связанных с трещинами в зоне горизонтального сдвига, приведе-

ны при описании последствий Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. [Лукьянов, 1963].

Моделирование условий образования трещин при сдвиге осуществил М. В. Гзовский [1975] на песчанистых глинах. Отдельные стадии разрушения образца при деформации сдвига были тщательно прослежены и зафиксированы. На рис. 21

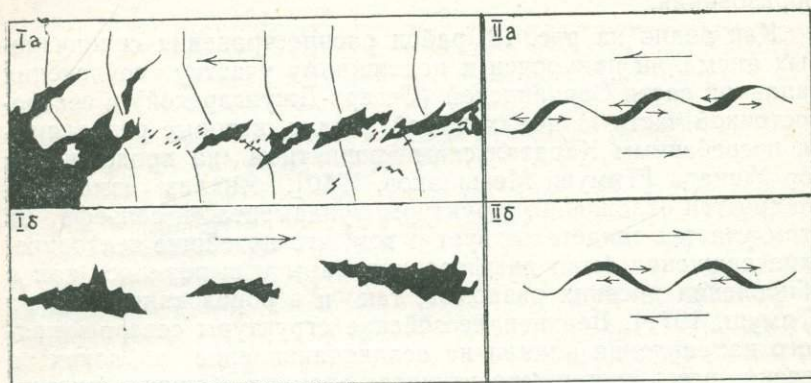


Рис. 21. Схема сравнения кулисообразного ряда трещин (Ia), появляющихся в конечную стадию деформации сдвига модели из влажной глины, с одним из рядов солончаковых аномалий (Iб). Показаны также идеализированные схемы трещины по модели (IIa) и реконструированные по аномалиям (IIб). Стрелки — направление действующих сил

приведены для сравнения схема расположения одного из кулисообразных рядов солончаковых аномалий и изображение результатов опыта М. В. Гзовского [1975], который по этому поводу пишет: «Многие получившиеся при опытах трещины располагались в пространстве таким образом, что в ряде случаев оказались перпендикулярными к направлению наибольшего удлинения. В процессе образования они раскрывались, приобретая зияющий характер. Эти трещины, бесспорно, могут быть отнесены к категории отрывов. Другие трещины располагались так, что почти совпадали по направлению с плоскостями действия наибольших касательных напряжений. В процессе развития их крылья перемещались почти параллельно плоскостям трещин. Раскрытия трещин почти не происходило. По всем признакам эти трещины являются сколовыми».

Подобную картину остаточных деформаций можно реконструировать по солончаковым аномалиям (см. рис. 19—21). Основная линия, по которой происходило сдвиговое перемещение, может быть представлена в виде оси, проходящей с юго-запада на северо-восток через западины. Каждая из них является, видимо, «залеченной» кулисообразной трещиной растяжения (расположенной под углом $10-12^\circ$ к оси сдвига)

с прямолинейными бортами, из которых южный приподнят по отношению к противоположному на 10—15 м. Площадь проседания (днище западины) имеет миндалевидную или дельтовидную форму и усложнена мелкими разрывами субширотного или восточно-северо-восточного простирания. В данном случае, вероятно, такие аномальные формы рельефа возникли в результате правостороннего сдвига по серии субпараллельных новейших разломов северо-восточного направления.

На существование сейсмотектонических дислокаций вдоль Джунгарского разлома указывает В. С. Войтович [1969], отмечая, что «наиболее ярко выражены в рельефе разрывные нарушения, обновленные либо вновь возникшие в верхнем плейстоцене — голоцене и в значительной части имеющие сейсмотектоническое происхождение».

Зоны предполагаемых сейсмотектонических нарушений находятся либо над разломами длительного развития, установленными геологическими и геофизическими методами, либо в местах их пересечений. В частности, одна такая зона в низовьях р. Каратал располагается на продолжении Мулалинского разлома, по которому область поднятий северной ветви Джунгарского Алатау сочленяется с прилегающей с севера областью предгорных прогибов. Две зоны аномалий, вытянутые в северо-восточном направлении, отмечаются между станциями Лепсы и Мулалы (Аяккольский разлом). Они сопоставляются с эпицентрами землетрясений 10—13-го энергетического класса, которые, по данным В. Н. Крестникова и др. [1968], между пунктами Лепсы и Уштобе вытянуты полосой на северо-восток. Аналогичное совпадение зоны аномалий с эпицентрами вдоль Акозекского разлома, возможно, также указывает на взаимную связь этих явлений.

Общая картина распределения эпицентров землетрясений для Юго-Восточного Казахстана получена И. В. Горбуновой и В. М. Кочетковым [1971]. По их данным, на рассматриваемую часть территории Южного Прибалхашья попадают эпицентры 9—13-го энергетического класса. На рис. 18 эпицентры нанесены по данным А. Нурмагамбетова [Сейсмическое районирование..., 1979]. Часть их пространственно может быть сопоставлена с зонами предполагаемых сейсмотектонических нарушений, выявленных по аномальным формам рельефа [Тимуш, 1971; Платонова, Тимуш, 1978].

Следует добавить, что Мулалинский и Саркандский разломы, над пересечением которых с Катбарским, Аяккольским и Акозекским находятся упомянутые аномалии, являются продолжением крупных сейсмогенных линейментов Джунгарского Алатау [Паталаха, Чабдаров, 1976]. Например, по Солдатсайскому разлому выделена сейсмогенная зона возможных максимальных толчков интенсивностью $I_0=8$ баллов, $M=5-6$; по Саркандскому — $I_0=9$ баллов, $M=7,5$. К Сарканд-

скому разлому ортогонально причленяется Акозекский, вдоль которого расположена полоса геоморфологических аномалий.

На основании изложенного можно заключить, что зоны распространения аномальных солончаковых западин на предгорных равнинах возникли вследствие неотектонических движений и связанных с ними сейсмических явлений. В данном случае они могут представлять плейстосейстовую область мелкофокусных землетрясений, поскольку в Юго-Восточном Казахстане гипоцентры малых землетрясений локализуются в основном (более 80%) на глубине 20—25 км [Новый каталог..., 1977]. Зная линейные размеры сосредоточения аномалий, можно попытаться рассчитать магнитуду палеоземлетрясений (табл. 12).

Таблица 12. Магнитуды палеоземлетрясений по сейсмодислокациям на предгорных равнинах Южного Прибалхашья

Зоны предполагаемых сейсмодислокаций	Длина, км	Возможный тип разрывных нарушений	Расчетная магнитуда*					Ориентировочная интенсивность в баллах**
			1	2	3	4	5	
Катбарская	20	Взбросо-сдвиг	5,8	6,0	6,0	7,4	7,3	7—9
Кентюбекская	15	Взброс	5,7	5,8	5,8	7,3	7,2	7—9
Аяккольская	10	Взбросо-сдвиг	4,0	3,5	3,6	6,1	6,0	5—8
Акозекская	40	То же	6,3	6,7	6,5	7,7	7,6	8—10

* Формулы для расчета магнитуды: 1) $lg l_{(км)} = 0,5M - 1,75$; 2) $lg l_{(км)} = 0,7M - 2,8$; 3) $lg l_{(км)} = 0,55M - 2,0$ [Шебалин, 1971а, б]; 4) $lg l_{(км)} = (1,01 \pm 0,02) M - 6,18$ [Солоненко, 1977]; 5) $M_l = lg l_{(км)} + 6,0$ [Новый каталог..., 1977].

** По С. И. Масарскому, Г. И. Рейснеру [1971] и В. П. Солоненко [1977].

Размеры зон и расчетные значения интенсивности землетрясений увеличиваются с приближением к горам Ушкара, что согласуется с данными Е. А. Финько [1961] о современных тектонических движениях на линии повторного нивелирования Семипалатинск — Алма-Ата. Она отмечает возрастание градиентов скоростей от Казахского щита (в среднем около 1 мм/год на 100 км) через Прибалхашскую впадину (до 1,8 мм/год у ст. Лепсы) к горам Ушкара (6,3 мм/год у ст. Мулалы). Если наши выводы правомерны, то равнины, примыкающие к горам Ушкара с северо-запада, необходимо относить как минимум к 7-балльной зоне сейсмичности. В настоящее время потенциальная сейсмическая опасность этой

территории оценивается в 5—6 баллов [Горбунова, Кочетков, 1971; Строительные нормы..., 1977].

В пользу высказанной точки зрения свидетельствует Баканасское землетрясение 25 сентября 1979 г. ($I=7$, $M=6,0$), эпицентр которого находится примерно в 55 км северо-северо-восточнее пос. Бакбакты. В этом районе, по геофизическим данным, в палеозойском фундаменте выделяется впадина, простирающаяся на северо-восток. Ее днище опущено более чем на 2000 м по отношению к участкам пенеплена хр. Малайсары, что указывает на интенсивные движения в неотектонический этап [Ержанов и др., 1980]. Разломы, ограничивающие впадину, хорошо трассируются по градиентам геофизических полей, а также отражаются в строении поверхности в виде выровненных границ между различными типами песчаного рельефа и других геоморфологических аномалий [Тимуш, 1970б; Платонова, Тимуш, 1978]. Такая геологическая характеристика эпицентральной области Баканасского землетрясения очень близка ситуации в Катбарской зоне, и с ней вполне согласуется интенсивность данного сейсмического события. Ранее она оценивалась в 6 баллов [Строительные нормы..., 1977].

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как известно, особенности формирования современного рельефа описываемой территории тесно связаны с блоковым строением земной коры. Пространственное положение горных хребтов с абсолютными высотами 5—7 км и впадин, где фундамент опущен на 3—4 км, определено сетью глубинных разломов, по которым перемещаются блоки различных размеров. Еще одна важная особенность строения земной коры Тянь-Шаньского сегмента — наличие «корней» гор, мощность которых достигает 15—20 км (см рис. 5). Более того, формирование их в настоящее время продолжается.

Общий рост горных сооружений и наращивание земной коры снизу являются, видимо, следствием одних и тех же геодинамических процессов. Однако совершенно очевидно, что становление этих структурных особенностей земной коры в геологическом масштабе произошло за очень короткий период времени.

Современные геодинамические концепции со все большей убедительностью свидетельствуют о взаимосвязи тектонических движений верхней части земной коры с процессами в глубинах Земли, особенно в мантии и астеносфере. Решение этой проблемы, осложняемое практической недоступностью глубин тектоносферы для визуальных наблюдений, требует комплексного подхода с привлечением геофизики, геологии, геоморфологии, геодезии, астрономии и других наук о Земле. В качестве критериев активности различных элементов тектонических структур могут привлекаться пространственно-временные особенности сейсмического режима; смещения и деформации земной поверхности, измеряемые геодезическими методами; вариации магнитного, гравитационного, электротеллурического и других полей, связанные с определенными структурами. Рассмотрим некоторые критерии современной тектонической активности земной коры Тянь-Шаньского сегмента.

Эпицентры землетрясений на территории Тянь-Шаньского сегмента распределены крайне неравномерно. Наибольшее число эпицентров сильных землетрясений приурочено к Северо-Тянь-Шаньскому и Центрально-Джунгарскому мегаблокам, где они тяготеют к крупным глубинным разломам и другим линейным элементам тектонических структур различных рангов (см. рис. 5). Эпицентры слабых землетрясений также распределены неравномерно. При этом очаги землетрясений залегают в основном в верхней части земной коры на глубинах 10—20 км. Глубины очагов до 30—40 км зафиксированы лишь в Северо-Тянь-Шаньском мегаблоке [Нерсесов и др., 1982].

О пространственном распределении землетрясений можно судить по картам плотности эпицентров. Величина плотности N , например, для Заилийского и Кунгей-Алатау достигает 1,5—2, в Джунгарском Алатау и Киргизском хребте — 0,7—1, относительно низка она (менее 0,1) в Южно-Прибалхашской, Илийской и Иссык-Кульской впадинах [Нерсесов и др., 1982].

Анализу сейсмичности юго-востока Казахстана посвящен ряд работ, в которых опубликованы карты сейсмической активности [Горбунова, Кочетков, 1971; Нурмагамбетов, Сыдыков, 1980; Нерсесов и др., 1982]. На этих картах ясно видна дифференцированность блоков земной коры по сейсмической активности. Выделяются области ее различных значений, границы которых совпадают с границами крупных геотектонических элементов — мегаблоков и блоков. Наибольшая сейсмическая активность отмечена в Северо-Тянь-Шаньском ($A=0,3$), Центрально-Джунгарском ($A=0,15-0,2$) и Терскейском ($A=0,15-0,2$) мегаблоках. Значительно ниже она в Южно-Прибалхашской ($A=0,01-0,03$) и Илийской ($A=0,03-0,05$) впадинах (см. рис. 37).

Суждение об уровне сейсмической активности земной коры для различных блоков можно составить и по графикам повторяемости землетрясений (рис. 22). В области энергетических классов землетрясений от 8 до 16 они имеют прямолинейный характер. Параметр наклона прямой γ изменяется от 0,4 до 0,6. Для Северо-Тянь-Шаньского и Центрально-Джунгарского мегаблоков $\gamma=0,44$. Более высокие значения γ (до 0,5—0,53) установлены для Каройского и Чуйского мегаблоков. Иными словами, в земной коре этих мегаблоков возникали землетрясения низких энергетических классов.

В целом пространственное распределение сейсмичности на территории Тянь-Шаньского сегмента имеет определенную закономерность. По характеру протекания сейсмических явлений внутреннее строение его неоднородно. Это показано на графиках изменения числа землетрясений, происшедших за

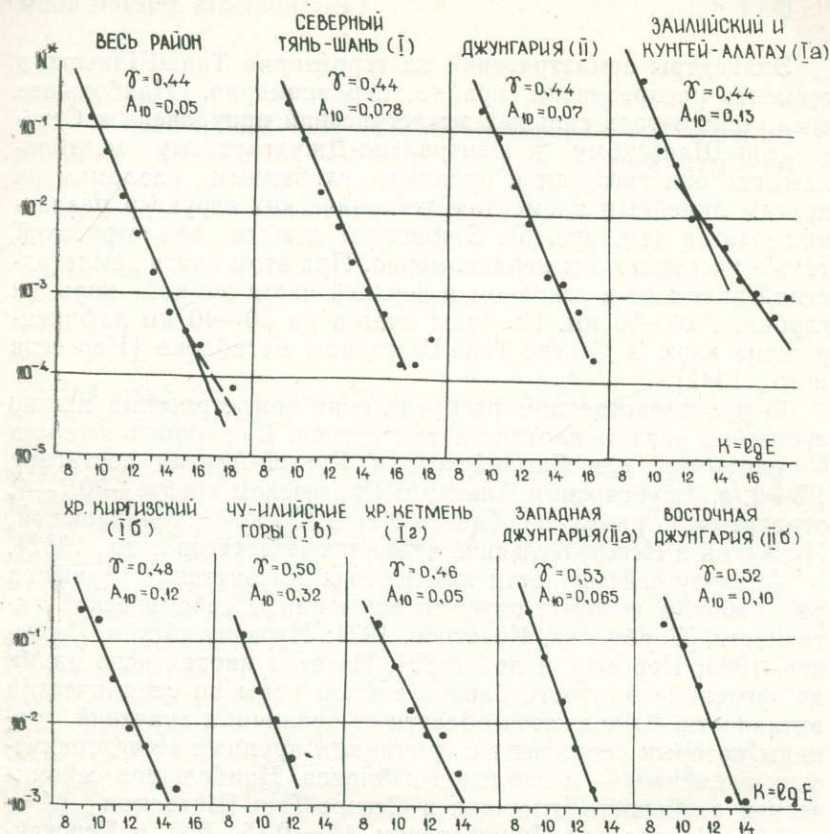


Рис. 22. Графики повторяемости землетрясений для различных областей юго-востока Казахстана (по А. Нурмагамбетову и А. Сыдыкову, 1980 г.)

последние 18 лет в земной коре отдельных мегаблоков Тянь-Шаньского сегмента (рис. 23) и выделившейся при этих землетрясениях сейсмической энергии (рис. 24). За истекшие годы максимальное число землетрясений наблюдалось в земной коре Северо-Тянь-Шаньского (1790 землетрясений, т. е. около 100 землетрясений в год) и Чиликского (1135 землетрясений, т. е. около 60 землетрясений в год) мегаблоков.

По величине выделившейся при землетрясениях сейсмической энергии E мегаблоки условно могут быть разделены на три группы. Первая группа включает Моинкумский и Чуйский мегаблоки, в земной коре которых возникали землетрясения с энергетическими классами не более 8—9. Вторая группа объединяет Кетменский и Каройский мегаблоки, земная кора которых способна «возбуждать» землетрясения с энергетиче-

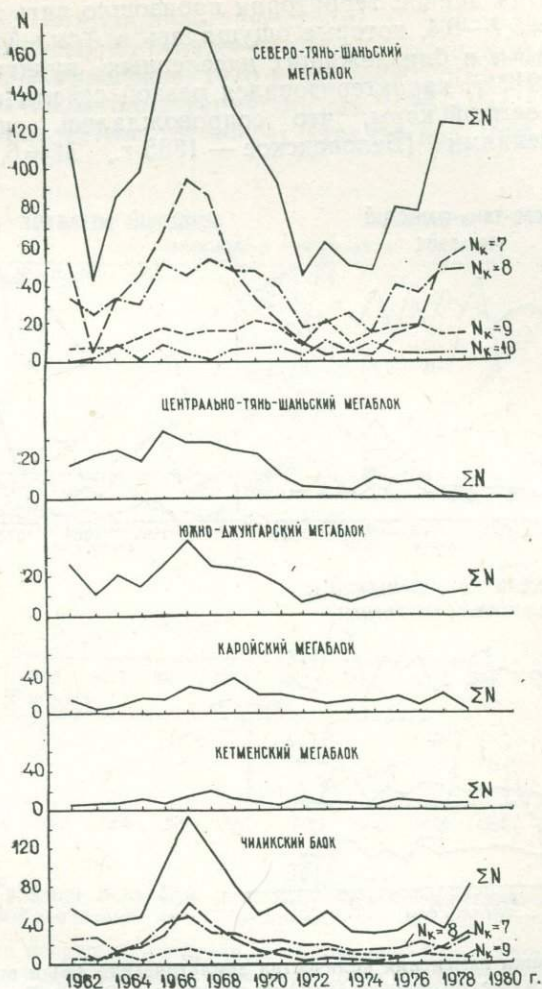


Рис. 23. Изменение числа землетрясений, возникших в земной коре юго-востока Казахстана (по мегаблокам). Символами обозначены графики, показывающие: ΣN — общее количество землетрясений, N_k — распределение их по энергетическим классам

скими классами до $11-12$ ($E=10^{11}-10^{12}$ Дж). Наконец, в третью группу включены Чиликский, Южно-, Северо-Тянь-Шаньский и Центрально-Джунгарский мегаблоки, для которых $E > 10^{12}-10^{13}$ Дж. Среди них наиболее сейсмоактивен Чиликский мегаблок ($E=10^{15}-10^{16}$ Дж).

Во временном распределении сейсмической активности земной коры Северного Тянь-Шаня устанавливается чередование этапов усиления и затишья [Нерсесов и др., 1982]. С 1865

по 1884 г. на данной территории произошло пять землетрясений с $M=5,7-6,4$, которые ощущались в Алма-Ате (бывший г. Верный) и в близлежащих населенных пунктах. Этап с 1885 по 1911 г. характеризовался резкой сейсмической активизацией земной коры, что сопровождалось сильнейшими землетрясениями (Беловодское — 1885 г., $M=6,9$; Вернен-

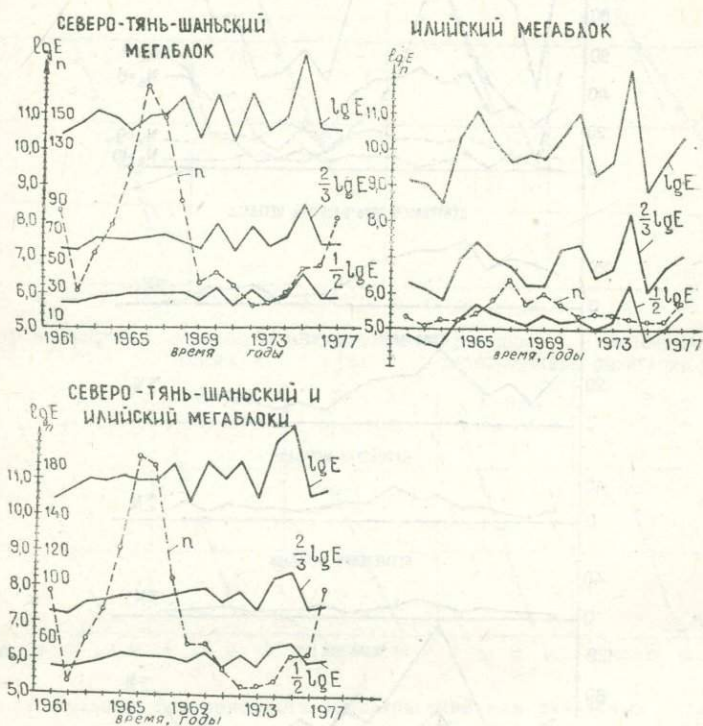


Рис. 24. Графики изменения количества землетрясений (n) и выделившейся при этом сейсмической энергии (lgE) на территории Северо-Тянь-Шаньского и Илийского мегаблоков (расчеты выполнены по материалам ИС АН КазССР)

ское — 1887 г., $M=7,3$; Чиликское — 1889 г., $M=8,4$; Кеминское — 1911 г., $M=8,2$). Следующий этап (1911—1928 г.) считался афтершоковым периодом прошедших сильнейших землетрясений. В это время отмечалось много землетрясений средней силы, ощущавшихся во многих населенных пунктах района. С 1929 по 1950 г. активность земной коры была невысокой. В эти годы было четыре землетрясения с $M=5,5-6,9$. В последующие 20 лет (1951—1970 гг.) сейсмическая активность понизилась. В это время не наблюдалось ни одного землетрясения с $M \geq 4,5$ ($K > 12$).

С 1970 г. земная кора описываемого района вступила в фазу сейсмической активности. Произошли сильные землетрясения: Сарыкамышское, 1970 г. ($M=6,6$); Киргизское, 1972 и 1973 г. ($M=4,5-5,0$); Турайгырское, 1975 г. ($M=5,0$); Жаланаш-Тюпское, 1978 г. ($M=6,6$); Баканасское, 1979 г. ($M=5,6$)

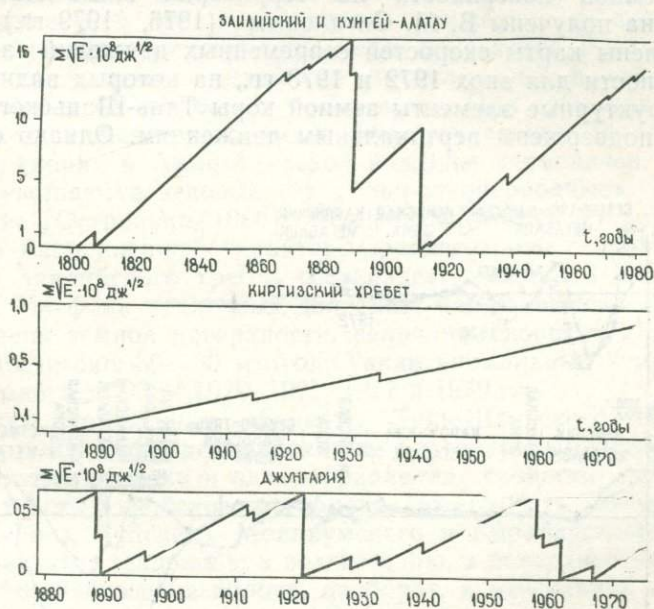


Рис. 25. Графики Беньоффа для отдельных сейсмоактивных областей юго-востока Казахстана (по А. Нурмагамбетову и А. Сыдыкову, 1980 г.).

$\Sigma\sqrt{E}$ — сумма приращений энергии землетрясений. Ход графика вверх соответствует накоплению, а вниз — разрядке условных напряжений

и др. При этом сильные землетрясения возникали в восточной части Киргизского хребта (на южном побережье оз. Иссык-Куль) и в зонах сочленения Центрально-Джунгарского, Каройского, Северо-Тянь-Шаньского и Чиликского мегаблоков (см. рис. 5). Последовательность смены периодов повышения и понижения сейсмической активности земной коры наглядно видна на рис. 25, судя по которому в земной коре юго-восточной части Северо-Тянь-Шаньского мегаблока (Зайлийский и Кунгей-Алатау) происходит накопление напряжений и вероятность возникновения сильных землетрясений в этом районе в ближайшие годы увеличивается.

Геофизические критерии подвижности структурных элементов земной коры

Важную информацию о степени подвижности элементов земной коры содержат данные нивелирования, деформографии, грави-, магнито- и наклонометрии.

Результаты нивелирования. Данные о современных движениях земной поверхности на территории Алма-Атинского полигона получены В. М. Сигаловым (1976, 1979 гг.). Им составлены карты скоростей современных движений земной поверхности для эпох 1972 и 1978 гг., на которых видно, что все структурные элементы земной коры Тянь-Шаньского сегмента подвержены вертикальным движениям. Однако скоро-

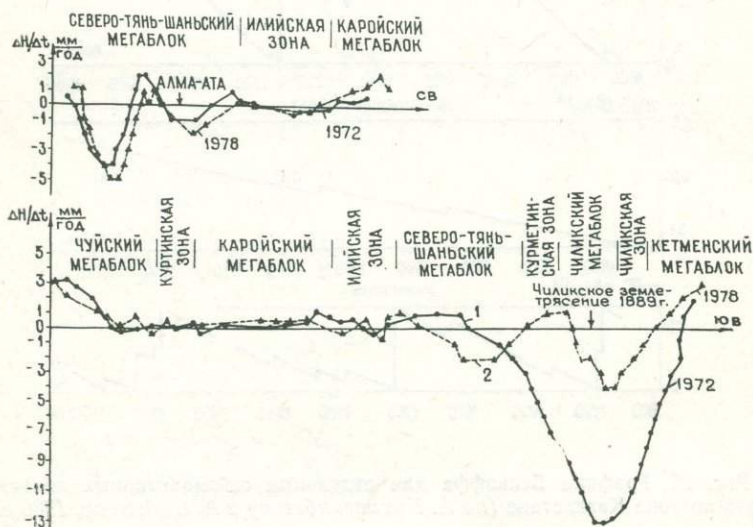


Рис. 26. Изменение скорости современных вертикальных движений земной поверхности по мегаблокам Тянь-Шаньского сегмента в течение 1972 и 1978 гг. (с использованием данных В. М. Сигалова)

сти их движения различны и претерпевают со временем существенные изменения. Относительно низкие они в районе Каройского (0,5—2 мм/год) и Чуйского (2—3 мм/год) мегаблоков, резко повышены и знакопеременны в районе Чиликского и Северо-Тянь-Шаньского мегаблоков, а также прилегающих к ним Курметинской и Чиликской переходных зон (рис. 26). Так, например, величина скорости движения земной поверхности Чиликского мегаблока в 1972 г. составила 13 мм/год, а Северо-Тянь-Шаньского мегаблока — 4 мм/год. По характеру вертикальных перемещений в Тянь-Шаньском сегменте наиболее аномальным элементом является Чилик-

ский мегаблок. Для него особенно характерны колебательные, разнонаправленные вертикальные движения. Значительны скорости современных вертикальных движений (6—7 мм/год) земной поверхности Каратауского и Моинкумского мегаблоков.

По направленности движений в Северо-Тянь-Шаньском мегаблоке можно выделить несколько блоков. Так, в районах Чон-Кеминского синклиория и Алма-Атинской впадины в последние 6—8 лет преобладали движения со скоростью —(2—6) мм/год и поверхность земли опускалась. Расположенный между ними Заилийский антиклинорий в это время воздымался со скоростью 1—2 мм/год. При этом ход вертикальных движений во времени зоны сочленения Заилийского антиклинория и Алма-Атинской впадины периодичен. В нем обнаруживаются вековые (?) и «короткопериодные» составляющие [Остропико, 1980]. Медленные (вековые?) движения имеют направленный характер. Среднегодовая скорость поднятия Заилийского хребта составляет 2 мм/год [Остропико, 1980]. На фоне медленных движений наблюдаются быстрые смещения земной поверхности, величины скорости для которых достигают 30—60 мм/год. Такие аномальные смещения отмечались в 1967—1970, 1975, 1977 и 1979 гг.

Итак, структурные элементы Тянь-Шаньского сегмента подвержены дифференцированным вертикальным движениям. Относительно низка и однонаправленна скорость смещения поверхности Каройского мегаблока. Поверхность Северо-Тянь-Шаньского, Чуйского, Моинкумского и Каратауского мегаблоков имеет тенденцию к воздыманию, а поверхность земной коры Чиликского мегаблока, наоборот, к опусканию.

*Результаты наклономерно-деформационных наблюдений**. Деформация пород земной поверхности на Алма-Атинском полигоне исследуется в четырех пунктах: в районе г. Талгар и на геофизических обсерваториях «Тургень», «Медео» и «Курты» [Ержанов и др., 1980; А. В. Тихомиров, 1980 г.]. Наиболее представительный материал по деформации пород получен в районе г. Талгар, где деформографические наблюдения проводятся с 1962 г. [Латынина и др., 1978].

На рис. 27 показан ход деформации пород с 1962 по 1980 г. Максимальная деформация пород, равная $100 \cdot 10^{-8}$, наблюдалась в 1965—1966 гг. В 1972—1973 гг. она была минимальна ($-40 \cdot 10^{-8}$). Следует отметить, что отклонения величин деформации от средних (осреднение по способу скользящего среднего по трем годам) довольно значительные. После осреднения наблюденных значений на кривой деформации устанавливается определенная тенденция к ее уменьше-

* В данном разделе использованы материалы Л. А. Латыниной и А. В. Тихомирова.

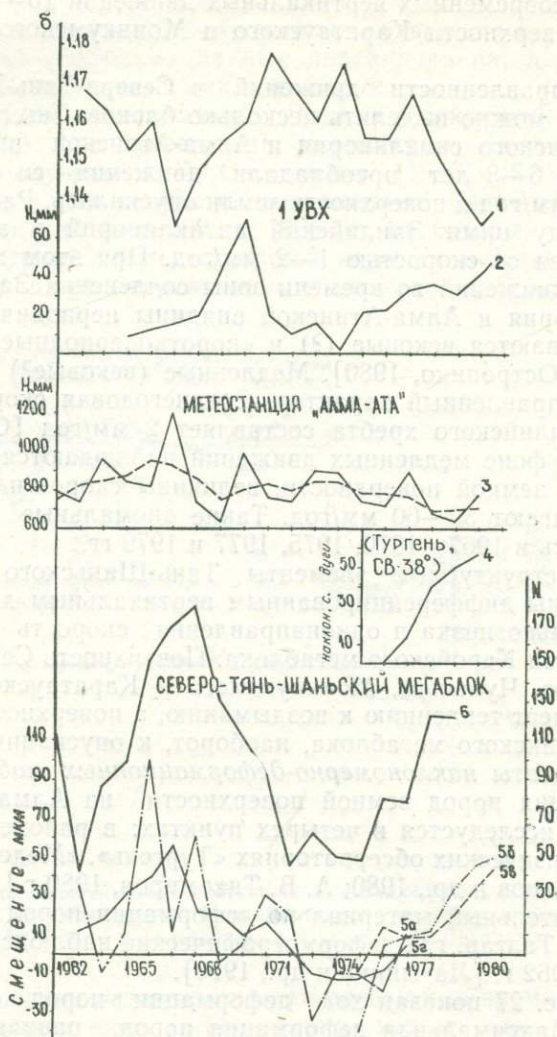


Рис. 27. Сопоставление результатов изучения современных движений земной коры Северного Тянь-Шаня различными методами (цифры против графиков):

1 — гравиметрии; 2 — геодезии; 3 — метеорологии (количество атмосферных осадков, выпавших в районе г. Алма-Аты); 4 — наклономеров; 5 — деформографии (5а — в обсерватории «Талгар» по направлению север — юг, 5б и 5в — в обсерватории «Тургень» по направлениям север — запад и север — восток, 5г — среднее за 3 года); 6 — сейсмологии (число землетрясений)

нию. Так, перепад в деформации (от точки с максимальным значением в 1966 г. до минимальной в 1973 г.) составляет $70 \cdot 10^{-8}$. В целом в районе г. Талгар с 1962 по 1966 гг. преобладала деформация расширения, затем последовало сжатие, а с 1975 г. вновь началось расширение. Судя по материалам Л. А. Латыниной, расширение пород носило региональный характер.

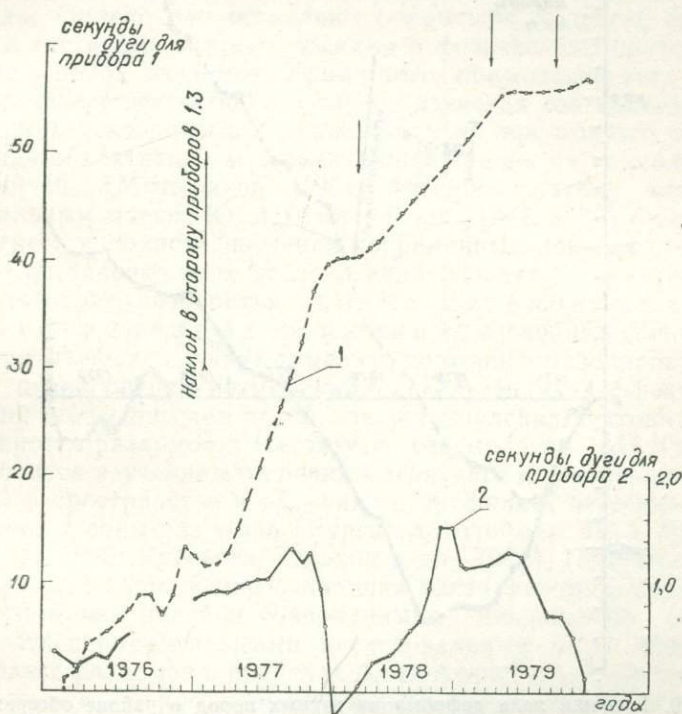


Рис. 28. Графики хода наклонов земной поверхности по данным гидроstaticеских приборов на обсерватории «Тургень», ориентированных на северо-восток (1) и северо-запад (2). Стрелками показаны моменты основных толчков землетрясений (по А. В. Тихомирову, 1980 г.)

Измерение наклонов земной поверхности на Алма-Атинском полигоне проводится с 1975 г. в районе геофизической обсерватории «Тургень» (А. В. Тихомиров, 1980 г.). В этот период два прибора, установленные в одной и той же штольне, но ориентированные в разных направлениях, показали различный ход наклонов (рис. 28, 29). Как видим, в северо-восточном направлении (простираение Северо-Тянь-Шаньского мегаблока) величина наклона растет. При этом скорость изменения наклонов земной поверхности, измеряемая в секундах дуги в

месяц, при ориентации приборов на северо-восток (38°) и северо-запад (322°) в 1976 г. была 0,9 и 0,06 соответственно; в 1977 г. — 2,3 и 0,05—0,5; в 1978 г. — 0,8 и 0,15 и в 1979 г. — 0,6 и —0,12. Наибольшие углы наклонов земной поверхности наблюдались летом.

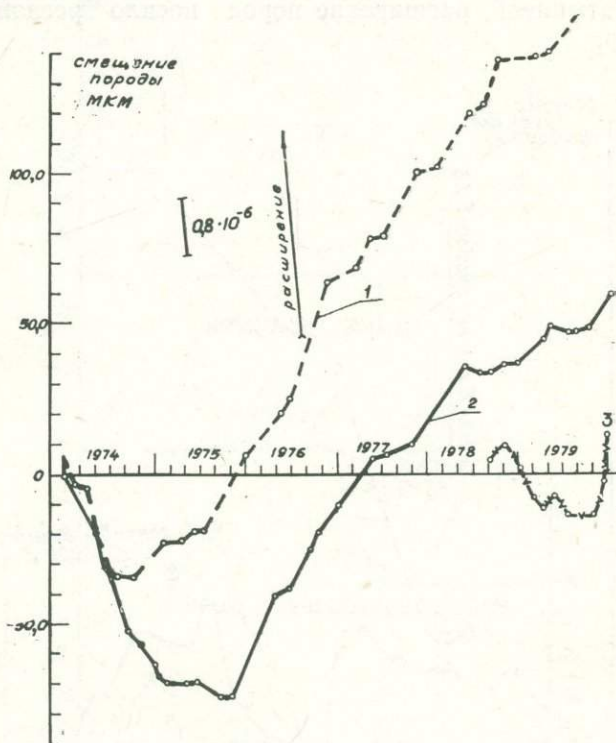


Рис. 29. Графики хода деформации горных пород в районе обсерваторий «Тургень» (1, 2) и «Курты» (3).

Ориентация приборов: 1 — северо-восток (38°); 2 — северо-запад (327°); 3 — север — юг (по А. В. Тихомирову, 1982 г.)

Период деформации расширения пород совпадает с периодом роста наклонов земной поверхности (см. рис. 27). Это позволяет утверждать, что и деформация, и наклон обусловлены одними и теми же причинами (процессами).

*Вариации геофизических полей**. Глубинные разломы, как известно, играют важную роль не только в формировании структуры земной коры, но и в пространственном размещении очагов землетрясений. Для трассирования разломов и струк-

* В данном разделе использованы материалы, полученные авторами с участием Т. Е. Нысанбаева, В. Н. Арефьева и В. В. Гусакова.

турных построений широко используются геофизические методы. При сеймотектоническом районировании особое значение имеет современная активность глубинных разломов, которые выступают как зоны сочленения (подвижные зоны) мегаблоков и блоков земной коры, являясь потенциально сейсмоопасными [Курскеев, 1979; Ержанов и др., 1980]. Для изучения новейших движений применяются геолого-геоморфологический [Герасимов, Ранцман, 1964] и геодезический [Финько, 1964] методы. Однако они оставляют открытыми вопросы, связанные, в частности с динамическими и физическими свойствами среды в зонах разломов. Кроме того, применение этих методов наиболее эффективно в случае изучения зон контрастных новейших тектонических движений. Для предгорных равнин по ряду объективных и субъективных причин их возможности ограничены [Мещеряков, 1961]. Именно поэтому остается актуальным мнение Ю. А. Мещерякова [1961, с. 36] о том, что «прогресс в области изучения современных движений и особенно постановка этих исследований на службу практике невозможны без разработки новых методов выявления современных движений, способных дополнить или в отдельных случаях заменить повторное нивелирование».

В целях оценки возможности использования эффекта вариаций геофизических полей для установления тектонической активности разломов в Институте сейсмологии АН КазССР проводится изучение изменений магнитного и гравитационного полей в пространстве и времени по профилям, пересекающим глубинные зоны разломов [Курскеев, Штейман, 1976; Курскеев и др., 1980; Курскеев, Юдахин и др., 1981]. Получены данные, свидетельствующие о наличии связи между вариациями геофизических полей и современными движениями земной коры. Экспериментальными исследованиями было охвачено несколько разломов в пределах Алма-Атинского геофизического полигона. Ретроспективный анализ палеозойского и новейшего этапов развития данного региона [Ержанов и др., 1980] позволил провести его сеймотектоническое районирование на основе структурно-динамической модели земной коры (см. рис. 36), деструктивными элементами которой являются зоны разломов различной глубины проникновения в земную кору. Экспериментальными геофизическими исследованиями, о которых пойдет речь, были охвачены Кунгей-Заилийский, Кетменский, Алма-Атинский, Каройский и Балхашский разнонаправленные блоки (см. рис. 4).

Существующая сеть пунктов наблюдений за вариациями геофизических полей создана с учетом особенностей сеймотектоники региона. Она охватывает все важнейшие разнонаправленные блоки, зоны их сочленения (глубинные разломы) и узлы их сочленения [Курскеев и др., 1975; Курскеев, Штейман, 1976]. Наблюдения ведутся на региональных профилях,

которые пересекают различные по сейсмичности блоки и имеют протяженность от 250 до 400 км. Пункты на местности приурочены к зонам разломов северо-тянь-шаньского и каратауского направлений, к зонам сочленения блоков опусканий (Алма-Атинского, Балхашского и др.) с блоками поднятий (Кунгей-Заилийским, Кетменским, Каройским и др.). Предполагалось, что такая сеть позволит выделить зоны, где проявляются локальные особенности современных тектонических движений и процессов в земной коре. Расстояние между пунктами (от 2—3 до 15—20 км) выбрано таким образом, чтобы каждая «мобильная» зона была охвачена пятью точками наблюдений. Каждый блок пересекается двумя-пятью профилями. Магнитометрические пункты на профилях совмещены с гравиметрическими.

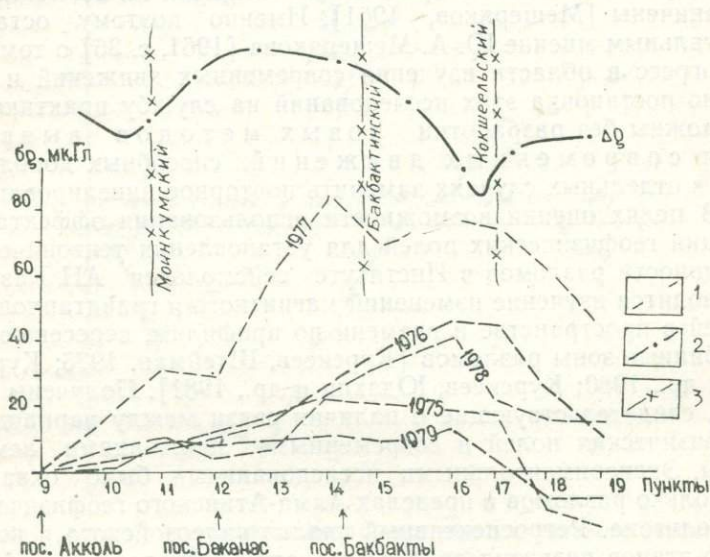


Рис. 30. Вариации Δg гравитационного поля с 1975 по 1979 г. (1) и кривая Δg , по данным измерений стационарного поля (2) на профиле, пересекающем зоны разломов (3) в юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины

Изменения гравитационного поля в районе Бакбактинского и Кокшеельского разломов показаны на рис. 30. С 1974 по 1977 г. сила тяжести постепенно возрастала по отношению к пункту 9, находящемуся в пределах Балхашского относительно устойчивого блока. В 1978 г. она начала уменьшаться, и во время спада произошло сильное Баканасское землетрясение [Ержанов и др., 1980]. Очень важно обратить внимание на совпадение аномального по вариации силы тяжести участка профиля с блоком, заключенным между Бакбактинским и

Кокшеельским разломами. Он наиболее отчетливо проявлен на наблюдаемой кривой поля силы тяжести. В южной части этого профиля по результатам наблюдений в течение 6 лет выделено также несколько участков, которые характеризуются аномально высокими значениями вариаций поля силы тяжести. Между ними располагаются участки, где вариации поля силы тяжести либо нет, либо они незначительны. При этом связь приращения значений Δg с особенностями тектоники

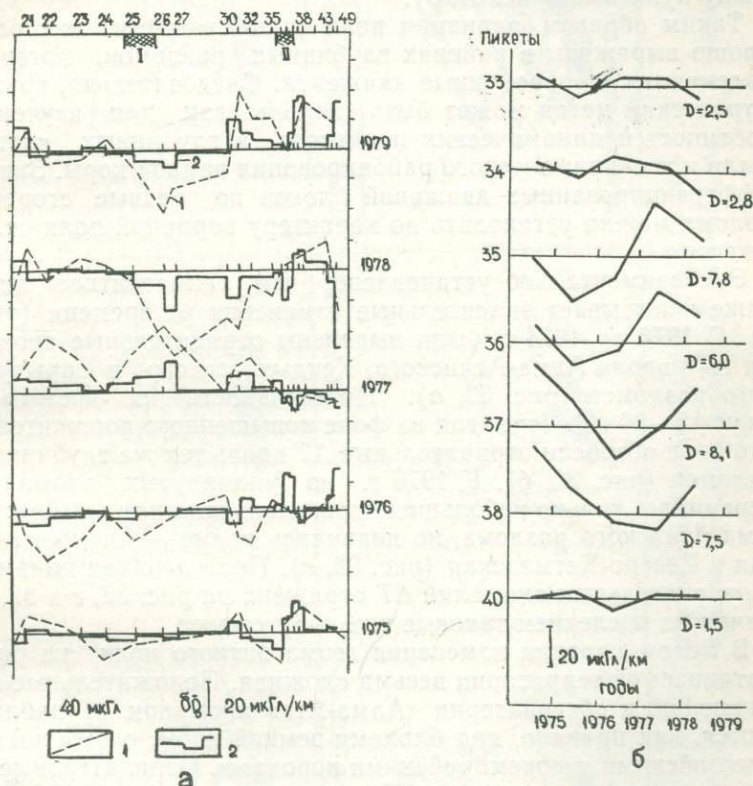


Рис. 31. Графики изменений параметров гравитационного поля:

а — вариации δg (1) и нормированные вариации $\delta \bar{g}$ (2) в зонах Каскеленского (I) и Алма-Атинского (II) разломов; *б* — динамика изменения δg с 1975 по 1979 г. (D — величина дисперсии, мгГл)

более отчетлива на отрезках, приуроченных к разломам. В качестве примера можно привести Алма-Атинский глубинный разлом, который относится к весьма активным на неотектоническом этапе разрывным нарушениям. Именно в его зоне (рис. 31, *а*) отмечены интенсивные вариации поля силы тяжести. Между пунктами 33 и 38 в 1975—1976 гг. здесь

наблюдалось возрастание Δg , а в начале 1977 г. произошла инверсия во временном ходе кривой Δg . Вариации поля, соизмеримые с указанными величинами, установлены в районе пунктов 26, 27, где палеозойский фундамент находится под мощным чехлом отложений кайнозоя. В различные стороны от активного разлома вариации поля силы тяжести имеют неодинаковую направленность. Об этом также свидетельствует и величина дисперсии колебаний приращения силы тяжести между пунктами (рис. 31, б).

Таким образом, вариации поля силы тяжести наиболее хорошо выражены в районах глубинных разломов, которые вовлекаются в современные движения. Следовательно, гравиметрический метод может быть использован для изучения особенностей динамических процессов в глубинных частях Земли и геодинамического районирования земной коры. Знаки дифференцированных движений блоков по разные стороны разлома можно установить по характеру вариаций поля силы тяжести.

Экспериментально установлено, что геомагнитное поле также испытывает значительные изменения во времени (рис. 32). С 1973 по 1974 г. были выделены отрицательные аномалии ΔT^* вдоль Алма-Атинского, Кендыктасского и Сарытумского разломов (рис. 32, а). Интенсивность их достигала минус 15—20 нТ. Через год на фоне повышенного положительного поля возросли отрицательные ΔT вдоль тех же глубинных разломов (рис. 32, б). К 1976 г. из упомянутых аномалий сохранилась только небольшая отрицательная аномалия вдоль Алма-Атинского разлома, но появились новые — Алтынэмельская и Северо-Кетменская (рис. 32, в). Последующая динамика отрицательных аномалий ΔT отражена на рис. 32, г и 32, д, причем на последнем таковые уже отсутствуют.

В целом картина изменения геомагнитного поля на рассматриваемой территории весьма сложная. Положительные по отношению к обсерватории «Алма-Ата» аномалии ΔT наблюдаются, как правило, над блоками земной коры, сложенными палеозойскими и докембрийскими породами. Отрицательные и знакопеременные аномалии ΔT установлены вдоль зон разломов, по которым сочленяются блоки и которые на новейшем этапе испытали разнонаправленные движения. Такая знакопеременность в пространственном распределении аномалий ΔT открывает перспективу использования их в целях выделения в земной коре подвижных зон.

Как показали исследования, геомагнитное поле и поле силы тяжести испытывают значительные изменения во времени. По динамике вариаций этих полей на территории Алма-

* $\Delta T = (T_p^1 - T_o^1) - (T_p^2 - T_o^2)$, где T_p^1 , T_o^1 , T_p^2 , T_o^2 — измеренные на рядовых и опорных пунктах значения модуля магнитного поля.

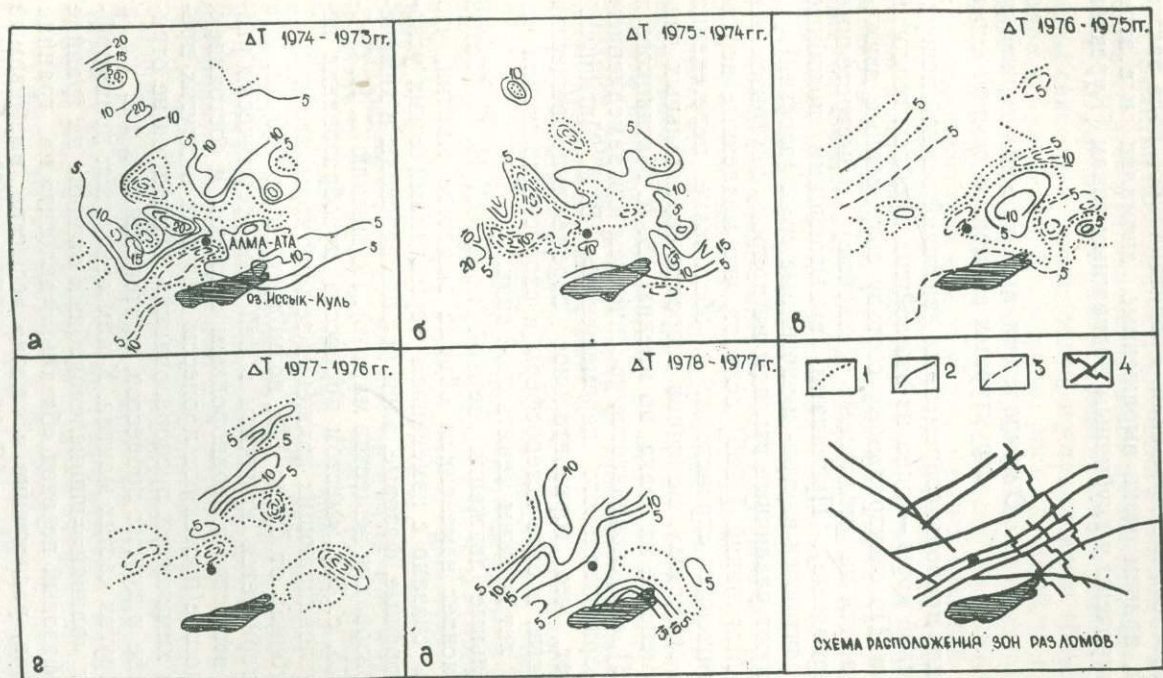


Рис. 32. Схемы вариаций приращения ΔT с 1973 по 1978 г.:

1—3 — изолинии ΔT (нТ): 1 — нулевая, 2 — положительная, 3 — отрицательная; 4 — зоны разломов (см. рис. 2)

Атинского полигона выделены аномальные участки. Отрицательные и знакопеременные аномалии магнитного поля располагаются над разломами, являющимися зонами сочленения блоков земной коры, которые испытали в новейший этап ее развития интенсивные движения. Гравитационное поле также изменяется, причем резко выраженные аномалии и в этом случае приурочены к глубинным подвижным зонам [Курскеев и др., 1980].

О природе сил, вызывающих движения структурных элементов земной коры

Выяснение природы современных движений земной поверхности и земной коры — одна из важнейших проблем геологии и геофизики. По спектральному составу современные движения разделяются на медленные (вековые) и быстротечные (короткопериодные). Причинами, вызывающими подобные движения, считаются внутри- и внеземные силы (энергии).

Существуют различные взгляды на природу внутриземных сил. В. А. Магницкий [1965] считает, что медленные вертикальные движения «происходят в обстановке перетекания глубинного вещества». Величина скорости вертикальных движений и изменение их знака, по мнению В. А. Магницкого и соавт. [1973], «обуславливается увеличением или замедлением скорости горизонтального перемещения». В. А. Магницкий предполагает, что горизонтальное перемещение вещества осуществляется в слое астеносферы и скорости движения через 10^4 — 10^5 лет должны менять свой знак.

Вертикальные движения земной коры С. И. Субботин [1975] объясняет изменением объема вещества мантии, что может быть связано с изменением термодинамических условий (полиморфные, фазовые, электронные переходы и химические преобразования вещества мантии). По мнению С. И. Субботина [1975, с. 46], «местом процессов преобразования вещества, обуславливающих движения земной коры, является ... зона на глубинах от 50 до 400, возможно, и до 700 км. Эта зона характеризуется наличием в ней слоя термически размягченного вещества с неоднородным составом и состоянием. В этом веществе протекают процессы фазовых и других превращений и химических преобразований». Однако он не отрицает «участие и других процессов, протекающих в той же, а также и в других частях мантии. К ним относятся: полиморфный переход «оливин \rightleftharpoons шпинелеподобный оливин» на границе зон В и С, фазовый переход «базальт \rightleftharpoons эклогит» на границе Мохоровичича, расширение и сжатие вещества, вызываемые изменением температуры» [Субботин, 1975, с. 146].

О. Г. Сорохтин [1974, 1979] развитие тектоносферы вообще и в настоящее время в частности связывает с процессами,

зарождающимися на границе мантии и ядра, т. е. с процессами гравитационной дифференциации вещества, приводящими к образованию земного ядра и возникновению мантийных конвективных течений. Он считает, что конвективные движения в мантии происходят циклически и каждому такому циклу соответствует тектонический цикл на поверхности Земли.

Е. В. Артюшков [1979] вертикальные смещения земной коры связывает с процессами, протекающими вблизи границы ядра и мантии. По его мнению, рост ядра Земли, продолжающийся в современную эпоху, происходит вследствие присоединения к нему смеси тяжелого вещества из нижней мантии. Накапливающийся при этом под нижней мантией легкий материал всплывает в верхние слои планеты. «В областях внедрения в астеносферу крупных масс сильно нагретого легкого материала происходят его частичное плавление и дифференциация. Выделившиеся при дифференциации наиболее легкие компоненты легкого материала, всплывая наверх, быстро проходят через астеносферу и достигают подошвы литосферы... Над областями подъема материала из мантии обычно развиваются как восходящие, так и нисходящие движения. Высокие горные сооружения образуются при заполнении высокотемпературной аномальной мантией ($T \geq 1000^\circ$) ловушек под щитами и невысокими горами» [Артюшков, 1979, с. 293]. Чередование поднятий и опусканий литосферы происходит, по Е. В. Артюшкову, через 1000 лет.

Как уже указывалось, в областях неотектонической активизации толщина коры достигает 60—70 км. Причиной возникновения горных сооружений (высотой до 5—8 км) и «корней» гор, по мнению А. А. Борисова и В. В. Федынского [1964], явилось разуплотнение мантийного вещества (до 400—500 км).

Причины тектогенеза и его механизм рассматриваются в работах В. В. Белоусова [1962, 1966]. По его мнению, процесс развития тектоносферы связан с дифференциацией вещества верхней мантии, а тектоническая активизация вызывается прорывом в верхней части мантии сильно нагретого материала (ультраосновного и основного состава) и образованием астенолита. Эта идея была использована Е. И. Паталахой и Н. М. Чабдаровым для объяснения вероятных глубинных механизмов эпиплатформенного орогенеза и рельефообразования в юго-восточной части Казахстана [Паталаха, Чабдаров, 1974]. Основную роль в неотектонической активизации, по мнению этих исследователей, сыграл «существенно базитовый астенолит, выплавленный в астеносфере с помощью сверхглубинных тепловых потоков...» [Паталаха, Чабдаров, 1974, с. 10]. Современные орогенические процессы в земной коре Тянь-Шаня Ф. Н. Юдахин [1980] также объясняет внедрением под земную кору перегретого вещества мантии. Мозаич-

ный характер внедрений создает на территории Тянь-Шаня весьма сложное поле напряжений, включающее как зоны растяжения, так и зоны сжатия. В первых из них преобладают тектонические подвижки сбросового, а во вторых — взбросового типа.

В ротационной гипотезе основная роль в деформации Земли отводится внеземным силам [Хаин, 1973]. Главными среди них считаются притяжение Луны и Солнца. Под действием приливных сил уменьшается угловая скорость вращения Земли, что, в свою очередь, вызывает изменение ее фигуры.

Согласно теории континентального дрейфа [Кулон, 1973; Уэда, 1980], вся поверхность Земли состоит из плит, которые перемещаются относительно друг друга. В результате столкновения таких плит образовались многие горные хребты. Океанические и континентальные плиты приведены в движение конвекционными течениями в мантии. Наблюдаемые инструментальными методами современные движения в районе Заилийского Алатау В. М. Сигалов [1980] объясняет с позиции теории тектоники плит, считая, что район Заилийского Алатау относится к зоне конвергентной границы двух литосферных плит, движущихся навстречу друг другу в направлении север — юг. Рост Заилийского Алатау происходит со скоростью 2—3 мм/год.

В рассмотренных гипотезах и теориях шла речь о силах, приводящих к относительно медленным (вековым) движениям (опускание, поднятие, перемещение и т. д.) земной поверхности. Как показывают инструментальные наблюдения, подвижность земной коры выражается еще и в быстрых смещениях ее отдельных участков. Современные поднятия и опускания наблюдаются повсеместно [Мещеряков, Синягина, 1961]. Интенсивность таких движений составляет несколько миллиметров в год. Объяснение природы быстрых движений и сейсмических явлений с позиций «вековых гипотез» встречает серьезные затруднения. Главным из них является «парадокс» скоростей: современные скорости «перемещения блоков» очень высоки по сравнению с ожидаемыми скоростями, вычисленными по геологическим материалам.

На природу сил, приводящих к возникновению быстрых движений, также существуют различные взгляды. Причиной современных вертикальных движений, по мнению Г. Т. Собакаря [1976], является энергия радиоактивного распада. Он утверждает, что «расширение некоторой области в результате накопления радиогенного тепла приводит к разуплотнению вещества в ней и, следовательно, к воздыманию земной поверхности» [Собакарь, 1976, с. 160]. Природа современных движений земной поверхности для некоторых районов может быть объяснена колебаниями уровня подземных вод (флюидно-динамическая модель, по А. А. Никонову [1979]). Среди

внутриземных выделяют силы, обусловленные метаморфизмом пород [Пухляков, 1976], электрическими разрядами внутри планеты [Воробьев, 1970] и др.

Внеземными (космическими) в основном считаются силы, зависящие от колебаний атмосферных давлений [Мушкетов, 1890], лунно-солнечных приливов [Стовас, 1975; Курскеев, 1979] и др. Однако единого мнения по этим вопросам тоже нет. В связи с этим была предпринята попытка разработать динамическую модель земной коры на примере Северного Тянь-Шаня [Курскеев, 1979]. Она призвана объяснить природу современных движений, землетрясений и аномалий геофизических полей, наблюдаемых накануне землетрясений.

Динамическая модель земной коры Тянь-Шаньского сегмента

При комплексном анализе изучаемых геофизических, сейсмологических, гидрогеохимических и геодезических материалов устанавливается синхронность их изменения во времени. Это наводит на мысль о том, что наблюдаемые изменения физических свойств пород и физических полей взаимосвязаны, взаимообусловлены. Следовательно, временные возмущения (аномалии), отраженные на кривых (векового хода и др.) изменения рассматриваемых параметров, возникают в результате воздействия на них одних и тех же сил. Каждая аномалия несет информацию о процессах, протекающих в земной коре, верхней мантии или литосфере в целом. Возникают вопросы: под действием каких сил, каких причин и в каких районах такие процессы проявляются наиболее интенсивно.

Экспериментальные материалы по Северному Тянь-Шаню позволяют разделить современные движения по спектральному составу на несколько типов. В основу деления положен генетический принцип.

Тектонические движения земной коры. Современные движения являются составной частью неоген-четвертичного (новейшего) этапа орогенеза, с которым связаны все структурные перестройки земной коры, установленные в результате анализа особенностей геологического развития региона. В этот этап в Юго-Восточном Казахстане образовалась система высочайших хребтов и глубоких впадин на месте эпигерцинской пенепленизированной платформы. Крупные блоки (мегаблоки) земной коры были приподняты или опущены относительно друг друга. В ходе перестройки структурного плана происходило и качественное изменение земной коры, выраженное в наращивании ее снизу (образовании «корней» гор) и в базификации (увеличении мощности «базальтового» слоя). Рост горных сооружений и приращение земной коры снизу, по-видимому, были синхронными.

По имеющимся данным, земная поверхность в орогенных областях поднимается со скоростью 1—4 мм/год (в среднем $1,5 \pm 0,5$ мм/год). Представление о порядке величин скорости увеличения мощности земной коры можно получить по материалам ГСЗ. Так, например, мощность земной коры в районе Балхашского мегаблока («платформенный» тип) равна 40—44 км (см. рис. 5). При переходе к Северо-Тянь-Шаньскому мегаблоку («орогенный» тип) она возрастает до 55—58 км. Таким образом, увеличение мощности земной коры, вызванное структурной перестройкой в новейший тектонический этап, составляет около 20 км. Если предположить, что этот «прирост» мощности происходит с начала неоген-четвертичного этапа тектогенеза (в последние 25—30 млн. лет), то скорость увеличения мощности в среднем имеет порядок 0,6—0,8 мм/год.

Приливные движения. Экспериментальные материалы и теоретические расчеты показывают, что в образовании современных движений земной коры (или поверхности?) важную роль играют солнечно-лунные приливы [Курскеев, 1979]. Каждая точка поверхности Земли подвержена силам притяжения Солнца и Луны, а также других планет [Мельхиор, 1968]. Их притяжение изменяется во времени вместе с положением небесных тел. Объемное расширение и сжатие создают напряжения в земной коре. Соответственно изменяется и деформация пород, слагающих ее. Продолжительность существования приливных волн различная. Среди них можно выделить долговременные и сезонные (суточные, полусуточные и др.) приливные волны. Реакция земной коры и ее отдельных элементов на такие приливные нагрузки должна быть различной.

Движения земной поверхности, обусловленные действием метеофакторов. Рассматриваемые движения возникают под влиянием атмосферных возмущений (движущиеся массы воздуха), атмосферных осадков, а также колебаний атмосферного давления и температуры. Роль этих факторов в образовании современных движений очень велика, что хорошо видно из следующего примера. Весной 1980 г. в районе обсерватории «Медео» обнаружена аномально высокая величина деформации пород (рис. 33). Время существования ее совпадает со временем появления аномалии естественного электрического поля на станции «Солнечная» (рис. 34), не имеющей прямого отношения к современным движениям земной поверхности. Она возникала весной из-за резкого увеличения подтока подземных вод (фильтрационные процессы) в районе установки электродов (О. М. Белослудцев, 1980 г.). Природу аномальной деформации пород вблизи земной поверхности в районе размещения деформографов следует, видимо, объяснять влиянием подземных вод.

Движения, вызываемые экзогенными геологическими процессами. Среди них главный интерес для нашего региона представляют движения, обусловленные деятельностью поверх-

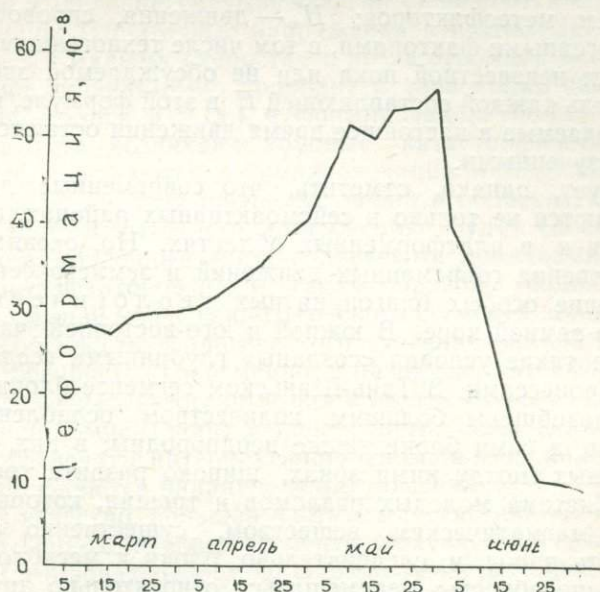


Рис. 33. Ход деформации пород по данным О. В. Сергеева, А. В. Тихомирова (1980 г.)

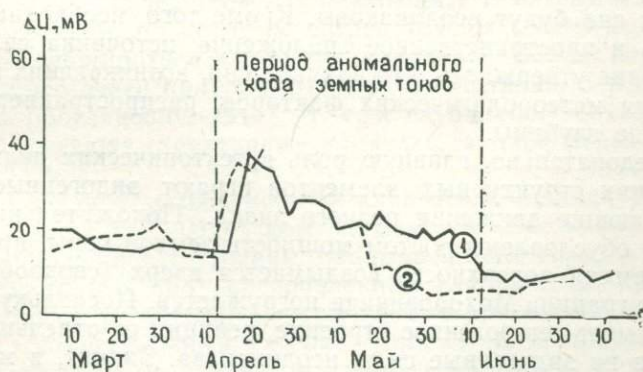


Рис. 34. Среднесуточные значения электротеллурического поля на станции «Солнечная» в 1978 (1) и 1980 (2) гг.

ностных текучих вод и создаваемыми ими формами и отложениями [Мещеряков, 1963]. Роль этих движений изучена слабо. В целом современные движения земной поверхности (H)

можно представить в виде: $H = H_T + H_{II} + H_A + H_o + \delta H$, где H_T — вековые движения, связанные с тектоническими процессами (эндогенные факторы); H_{II} — движения, вызванные приливными волнами; H_A — движения, возникающие под воздействием метеофакторов; H_o — движения, спровоцированные экзогенными факторами, в том числе техногенными; δH — движения неизвестной пока или не обсуждаемой здесь природы. Роль каждой составляющей H в этой формуле, их вклад в наблюдаемые в настоящее время движения остаются до сих пор не изученными.

Следует, однако, отметить, что современные движения наблюдаются не только в сейсмоактивных районах, они фиксируются и в платформенных областях. Но, очевидно, для возникновения современных движений и землетрясений нужно наличие особых благоприятных геологических условий в земной коре. В южной и юго-восточной частях Казахстана такие условия «созданы» глубинными геодинамическими процессами. В Тянь-Шаньском сегменте блоки и мегаблоки разобщены большим количеством ослабленных зон разломов, а сами блоки также неоднородны; в них, как и в переходных между ними зонах, широко развита трещиноватость. Система молодых разломов и трещин, которые не залечены магматическим веществом, существенно ослабила прочность пород, и, следовательно, блоки и мегаблоки «приобрели способность» перемещаться относительно друг друга. В зависимости от современного пространственного положения и геологических соотношений структур скорости движения блоков и мегаблоков при воздействии на них внешних и внутренних сил будут неодинаковы. Кроме того, необходимо учитывать и пространственное положение источника сил. Нет основания утверждать, что влияние сил, возникающих при изменении метеорологических факторов, распространяется на большие глубины.

Следовательно, главную роль в тектонических движениях новейших структурных элементов играют эндогенные силы, вызывающие движения разного знака. Положительные движения обусловлены ростом мощности земной коры, при котором земная поверхность воздымается вверх (сводовобразование), а граница Мохоровичича погружается. Поскольку земная кора имеет гетерогенное строение, реакция ее отдельных элементов на эндогенные силы неодинакова. Значит, в мегаблоках и переходных зонах возникают избыточные напряжения. Наиболее интенсивно они будут проявляться на границах блоков и мегаблоков (соприкосновение сплошных тел). Время накопления избыточных напряжений зависит от активности и скорости протекания глубинных геодинамических процессов, а также от физических свойств геологических тел, слагающих земную кору. Длительное действие таких напря-

жений неизбежно приводит к разрыву сплошности пород (трещинообразованию), к смещению блоков, мегаблоков относительно друг друга. Зона, область, район, где происходит быстрое выделение упругой энергии, и являются очагом землетрясения. Избыточные напряжения в недрах Земли накапливаются с малыми скоростями, но на огромной площади. Их разрядка, по-видимому, приводит к дислокации земной коры (сбросы, сдвиги и т. д.) и формированию новых структур. В результате возникают крупные, катастрофические землетрясения, появляются сейсмодислокации и т. д. «Быстрому» достижению предела прочности пород в областях, где начато накопление избыточного напряжения, будут способствовать силы, обусловленные лунно-солнечными приливами, изменением метеофакторов и др. Таким образом, геодинамическая модель земной коры Тянь-Шаньского сегмента должна учитывать особенности геологического строения земной коры района, особенности современного развития литосферы, действия эндогенных, экзогенных сил и других причин современных движений земной коры и поверхности. Она должна, кроме того, обеспечить интерпретацию аномальных явлений, которые наблюдаются накануне землетрясений.

Как известно, большая часть землетрясений на территории Северо-Тянь-Шаньского сегмента генетически связана с движениями в зонах разломов. Однако землетрясения возникают не одновременно и не во всех разломах. Наиболее часто сильные землетрясения приурочены к продольным (Беловодское, 1885 г.; Верненское, 1887 г.; Кеминское, 1911 г.) и поперечным (Чиликское, 1889 г.) разломам, т. е. выделяются два направления, по которым сосредоточены сейсмические события, — субширотное и субмеридиональное. Важно подчеркнуть и то, что очаги приурочены не к одной линии, а к целому их ряду [Богданович, 1914], т. е. к глубинным зонам, которые ограничивают структурные элементы земной коры (мегаблоки, блоки).

Движения земной коры в кайнозой нарушили равновесие литосферы Тянь-Шаньского сегмента и обусловили ее сложноподвиженное состояние. Взаимодействие горизонтальных и вертикальных сил, обусловленных глубинными процессами, стремится установить изостатическое равновесие между блоками и мегаблоками. Кроме того, к ним присоединяются дополнительные усилия, вызванные, например, лунно-солнечными приливами, которые отличаются строгой направленностью и периодичностью. Они усиливают различия в напряженном состоянии между отдельными структурными элементами земной коры, вследствие чего в движение приходят все блоки, мегаблоки. Создаются благоприятные условия для вскрытия микро- и макротрещин, для образования новых, ослабевают связи в зонах контакта пород с различными свой-

ствами. Очевидно, такая обстановка создается в первую очередь в зонах разломов, где породы в какой-то мере «подготовлены» предыдущими тектоническими процессами к разрушению, где они раздроблены, катаклазированы (т. е. у них понижены коэффициенты трения и прочности). Как известно, прочность пород колеблется в широких пределах [Ржевский, Новик, 1964]. Прочность на растяжение редко составляет более 10% от прочности на сжатие. При воздействии избыточного давления на геологические тела в зависимости от состава, физико-механического состояния быстрее начинают двигаться те части, которые наиболее слабо «сцементированы».

Перемещение частей земной коры (в зависимости от взаимного соотношения внешних и внутренних напряжений) продолжается до тех пор, пока не наступит предел прочности пород. «Сильные сотрясения поверхности вызываются моментальным образованием новых трещин» там, «где чаще всего наблюдается разрыв сплошности в складчатых породах или по трещинам сбросов и сдвигов» [Мушкетов, 1890].

В последние годы теории и механизму разрушения пород, теории подготовки землетрясения уделяется значительное внимание, предлагаются новые модели. В ИФЗ АН СССР разработана модель лавинно-неустойчивого трещинообразования [Костров, 1975; Мячкин, 1978]. В США создается дилатантно-диффузионная модель [Brace, 1966; Brace, Panliding, 1966; Nur, 1974]. Авторы этих моделей пытаются объяснить главным образом характер, поведение изменения геофизических параметров — предвестников землетрясения. Вопрос о природе современных движений земной коры в них освещается недостаточно.

В. И. Щеглов [1978] предложил модель лавинного фазового перехода. В этой модели в качестве сил, вызывающих медленное движение по разлому, рассматривается тангенциальная составляющая упругих приливов в земной коре, направленная от полюсов к экватору. По мнению этого исследователя, гравитационные силы, порожденные Луной, медленно смещают вещество земной коры от полюсов к экватору, сохраняя направление деформации постоянным. Меняется, по В. И. Щеглову, лишь амплитуда деформации в зависимости от взаимного расположения Луны и Земли (перигей и апогей). Однако направление деформации земной коры или литосферы непостоянно [Курскеев, 1979]. С точки зрения предложенной выше классификации современных движений (с. 183—186), в которой «быстродействующими» считаются космические силы, временные изменения геофизических, геодезических и гидрогеохимических явлений, предшествующих землетрясению, сопровождающих его и следующих за ним, получают довольно обоснованное объяснение. Рассмотрим с этой пози-

ции общий случай, когда вся Земля подвергается деформации под влиянием лунно-солнечных приливов (рис. 35).

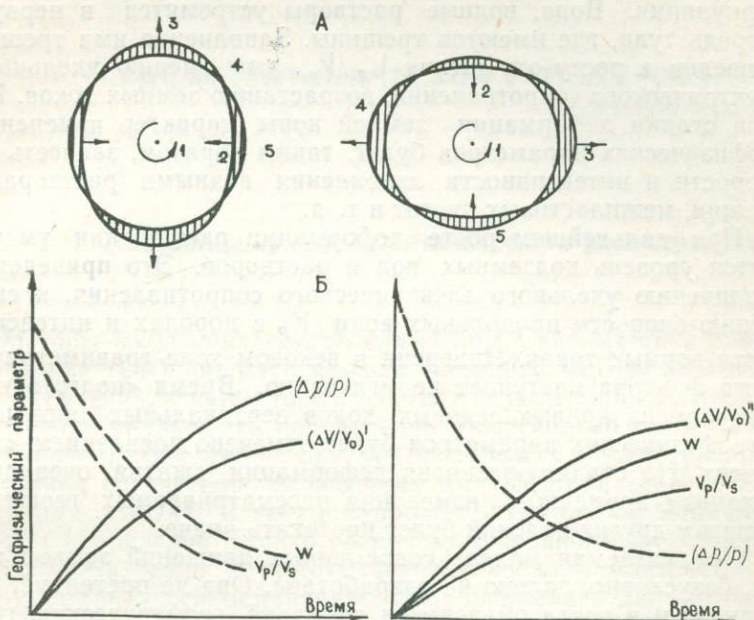


Рис. 35 Схема (А) деформации земной коры (1 — направление вращения Земли; 2 — деформация сжатия; 3 — деформация расширения; 4 — горб; 5 — впадины на земной поверхности, возникающие под воздействием приливных волн) и графики (Б): сопутствующих изменений удельного электрического сопротивления $(\Delta p/\rho)$, деформации расширения $(\Delta V/V_0)'$ и сжатия $(\Delta V/V_0)''$, влагонасыщения пород (W), отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s)

При развитии деформации расширения Земли в верхней части литосферы будут преобладать напряжения растяжения, что приведет, как уже упоминалось, к раскрытию макро- и микротрещин, к образованию новых, к ослаблению связей в зонах контактов различных по генезису пород, в том числе между слоями, пластами и другими телами. Такое механическое нарушение сплошности горных пород, с одной стороны, и ослабление напряженного состояния — с другой, приведут к изменению их физических свойств. Характер вариаций физических параметров будет в значительной степени определяться динамикой водных растворов в породах.

Если деформируются «сухие» породы, то удельное электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость и намагниченность пород возрастут, а скорости упругих волн V_p и V_s уменьшатся. Однако в верхней части коры в породах

содержится определенное количество воды, водных растворов [Летников и др., 1977]. Под действием тех же внешних сил возрастут объем, доля выделяемых из пород растворов, их циркуляция. Вода, водные растворы устремятся в первую очередь туда, где имеются трещины. Заполнение ими трещин приведет к росту отношения V_p/V_s , уменьшению удельного электрического сопротивления, возрастанию земных токов. На этой стадии деформации земной коры характер изменения геофизических параметров будет, таким образом, зависеть от скорости и интенсивности заполнения водными растворами трещин, межпластовых пустот и т. д.

При дальнейшем росте деформации расширения уменьшится уровень подземных вод и растворов. Это приведет к увеличению удельного электрического сопротивления, к снижению скорости продольных волн V_p в породах и интенсивности земных токов. Инверсия в вековом ходе гравиметрического фактора наступает не мгновенно. Время «подготовки» инверсии на кривых вековых ходов вертикальных движений и геофизических параметров будет отмечено появлением «полочек». На стадии развития деформации сжатия, очевидно, механизм временного изменения рассматриваемых геофизических и других явлений будет протекать иначе.

Предлагаемая модель современных движений земной коры, безусловно, далеко не разработана. Она не претендует на полноту и в части объяснения вариаций геофизических, геодезических и гидрогеохимических полей. По мере накопления новых экспериментальных материалов динамическая модель современных движений земной коры будет уточнена, дополнена. Тем не менее наличие такой модели (рабочей гипотезы) позволит более целенаправленно проводить научные исследования, связанные, в частности, с поиском предвестников землетрясений.

Таким образом, современные движения земной поверхности отражают общую, суммарную геодинамику Земли. Проблема разделения этих движений в зависимости от решаемой задачи на «полезные» (информативные) и «неполезные» (неинформативные) представляет собой сложную научно-методическую проблему. Особенно остро стоят вопросы по оценке природы сил, вызывающих вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных масс в Земле. Очевидно, определенную роль в «быстрых» движениях играют космические явления. Под их действием, особенно под действием длиннопериодных волн, в земной коре создаются избыточные напряжения, возникают деформации. Интенсивность и направленность современных движений зависят от особенностей геологического строения района, истории его развития, а также от физико-механических свойств пород и от характера их деформации.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Принципы сейсмотектонического районирования

Методы выделения сейсмогенных зон. Сейсмическое районирование (СР) является важной составной частью прогноза землетрясений. Сущность СР состоит в выделении в земной коре сейсмогенных зон, определении максимально возможных магнитуды и интенсивности сотрясений в них и учете распространения сотрясений из соседних зон [Методические рекомендации..., 1974]. В своем наиболее оптимальном варианте карта СР призвана решать вопрос долгосрочного прогнозирования места, силы и частоты возникновения землетрясений. Исторически в сейсмораионировании сложились два методических направления. В одном из них главную роль играют сейсмологические данные, в другом — сейсмотектоническом — сочетаются сейсмологические и геологические (тектонические) [Решение..., 1977; Губин, 1980]. При составлении первых карт сейсмического районирования наряду с сейсмологическими данными уделялось внимание и геологическим критериям, но вследствие недостаточной изученности многих районов такие карты отражали в основном зарегистрированную к тому времени сейсмичность и были сейсмостатическими.

В основу сейсмотектонического метода заложена идея приуроченности очагов землетрясений к зонам разломов, высказанная еще Э. Зюссом и И. В. Мушкетовым [1891] и получившая дальнейшее развитие и научное обоснование в работах Г. П. Горшкова (1938—1966 гг.), Б. А. Петрушевского (1948—1968 гг.), И. Е. Губина (1950—1980 гг.), М. В. Гзовского (1957—1975 гг.) и мн. др. Суть этого метода состоит в выделении зон разломов различной продолжительности существования, но активных на неотектоническом этапе, получивших в дальнейшем название «сейсмогенных». Их выделение и классификация по максимальной магнитуде и балльности — задачи весьма трудные и требуют, с одной стороны, привлечения данных о сильных землетрясениях, зарегистрированных на каких-то участках зон разломов, а с другой — экстрапо-

ляции полученной совокупности факторов вдоль зон на другие, аналогичные (точнее, сходные), «находящиеся в таких же геологических условиях» [Губин, 1980, с. 12]. Следует подчеркнуть, что проблема установления максимально возможных магнитуды и балльности землетрясений в «сейсмогенных» зонах сама по себе сложная и для ее решения разрабатывались различные методы.

Выделение зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) по сейсмологическим данным основано на корреляции сейсмической активности с величиной K_{\max} [Ризниченко, 1969]. В последнее время для оценки K_{\max} (M_{\max}) используются также теория экстремальных величин [Сыдыков, 1979] и графики Бенъоффа. Недостатком этих методов является использование «чисто» сейсмологических данных без привлечения геолого-геофизических материалов.

Тектонофизический метод [Гзовский, 1975] основан на количественном анализе вертикальных движений земной коры по скоростям и их градиентам. Этот метод дал неплохие результаты для региона, на материалах которого разработан, но для соседних районов оказался малоприменимым [Гзовский, Крестников и др., 1960; Гзовский, 1963]. Основным недостатком метода заключается в том, что для количественной оценки скорости тектонических движений используется величина перемещений по разлому, знаки которых в течение неотектонического этапа неоднократно менялись. Повторное нивелирование в различных регионах, а также детальный анализ новейших структур и сейсмодислокаций свидетельствуют в пользу такого заключения [Солоненко, 1973].

Методика определения и картирования предельной магнитуды землетрясений предложена Н. В. Шебалиным [1971]. Основана она на том, что возможности накопления энергии ограничены размерами сейсмоактивной зоны, а возможности ее выделения — размерами очага, ограниченного, в свою очередь, мощностью сейсмоактивного слоя (о ней можно судить по глубинам очагов землетрясений). Максимальную магнитуду и балльность находят по формулам, отражающим зависимость между протяженностью активной зоны (разлома) и мощностью активного слоя в данной точке зоны (или наибольшей глубиной очага сильного землетрясения).

Палеосейсмологический метод сейсморайонирования [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1977] позволяет оценить максимальную магнитуду землетрясений, возникших в конкретных структурах (зонах), по типам и размерам палеосейсмодислокаций. На материалах исследований Монголо-Байкальского сейсмического пояса В. П. Солоненко [1977] разработал классификацию сеймотектонических деформаций по генетическим признакам, морфоструктурной и морфоскульптурной выраженности, подразделив их на региональные, зональные и

локальные, а также предложил шкалу для определения балльности палеоземлетрясений по остаточным деформациям в плейстосейстовых областях. Эта шкала не универсальна для всех сейсмических областей, но может использоваться с учетом местных геолого-геофизических и инженерно-геологических условий. По мнению самих авторов этого метода, он особенно важен при исследовании слабо изученных территорий. В комплексе с другими методами он может дать ценные материалы для установления повторяемости землетрясений и других сейсмостатистических характеристик. Палеосейсмогеологический метод применялся в других регионах СССР [Солоненко, Хромовских, 1974; Хромовских и др., 1979].

Следует отметить, что не все перечисленные методы выделения сейсмогенных зон и оценки максимальной магнитуды землетрясений в них использовались для Юго-Восточного Казахстана. В полной мере их возможности не могут быть реализованы и в данной работе. Как показал анализ имеющихся геолого-геофизических материалов, изученность рассматриваемой территории недостаточна для того, чтобы составить всестороннюю сеймотектоническую характеристику всех выявленных зон разломов. Специальные сеймотектонические исследования охватили не всю рассматриваемую территорию, а существующие обобщения базируются на материалах геологических и геофизических работ, которые проводились в соответствии с требованиями государственной геологической съемки различных масштабов и изучения рудных районов.

Структурно-динамическая модель земной коры как основа сеймотектонического районирования. В настоящее время установлено, что землетрясения происходят главным образом в областях развития альпийских складчатых систем. Внутри их очаги землетрясений приурочены к подвижным глубинным зонам (разломам), вдоль которых перемещаются крупные структурные элементы (блоки, мегаблоки) земной коры [Курскеев, 1979; Губин, 1980]. Разделение тектонических элементов на «активные» и «неактивные» только по историко-геологическим данным не всегда достаточно обосновано. Чтобы восполнить этот пробел, некоторые исследователи предлагают использовать сведения о сейсмичности земной коры [Методические рекомендации..., 1974], карты магнитных и гравитационных аномалий [Уразаев и др., 1979].

Анализируя сильные землетрясения, происшедшие в последние годы в Средней Азии (Газли, 1976 г.) и Казахстане (Баканас, 1979 г.), необходимо отметить, что вопросам выделения сейсмогенных зон, оценки их возможных размеров, магнитуды ожидаемых землетрясений, выяснению качественных и количественных соответствий сейсмических, геологических, геофизических и геоморфологических данных не уделено до-

статочного внимания. Имеющаяся карта СР Казахстана [Уразаев и др., 1979] не удовлетворяет требованиям народного хозяйства. Возникла необходимость проведения нового сейсмического районирования территории Казахстана и составления карты СР более крупного масштаба, чем имеющиеся. Она должна отобразить объективные причины и условия генерации землетрясений на различных глубинах, в разных блоках, структурах и т. д. Следовательно, методика СР должна быть усовершенствована. Опыт исследований в нашей стране показывает, что при районировании нельзя отдавать предпочтение какому-то одному направлению геологических методов. Наиболее рациональным следует считать комплексный подход к сейсмрайонированию, при котором сейсмическая опасность территории должна обосновываться геологическими, геофизическими, сейсмологическими, геодезическими, гидрогеохимическими, инженерно-геологическими и другими исследованиями. В результате должна быть составлена прежде всего карта сеймотектонического районирования, которая послужит основой для следующего этапа — сейсмического районирования.

В Институте сейсмологии АН КазССР разрабатывается комплексная методика СР [Ержанов и др., 1980а, б], включающая следующие положения:

1. Землетрясения связаны с современными движениями блоков земной коры по разломам (зонам разломов). При этом необходимо учитывать, что современные движения наблюдаются не только в пределах альпийских складчатых систем, но и в платформенных областях. Следовательно, нужны особые геологические условия для возникновения землетрясения. Отсюда ясно, что должны быть изучены особенности строения, состава и состояния земной коры районируемых территорий. На этом этапе исследований должны быть обобщены геологические, геофизические, геоморфологические и другие материалы. Результаты обобщения необходимо представлять в виде комплекса карт: историко-тектонической, новейшей тектоники, разрывных нарушений, морфоструктурной, градиентов вертикальных тектонических движений, инженерно-геологической и др.

2. Сейсмогенными являются зоны разломов и системы разрывов, которые «способны» вовлекаться в активные современные тектонические движения. Следовательно, возникает новая задача, которая заключается в необходимости выделения тех элементов земной коры, которые «способны» быть активными. Иными словами, нужно выполнить динамическое районирование земной коры с выделением «полезных» с точки зрения решаемой задачи элементов. Такое районирование может быть проведено по экспериментальным материалам, полученным при наблюдениях за вариациями геофизических,

геодезических, гидрогеохимических и других полей [Курскев и др., 1980]. В результате должны быть составлены карты вариаций гравитационного поля, вариаций геомагнитного поля, современных вертикальных и горизонтальных движений, вариаций уровня подземных вод и их химического состава и т. д.

3. Выяснение связи комплекса геолого-геофизических параметров, являющихся критериями подвижности разломов, с сейсмичностью должно базироваться на всестороннем анализе сейсмологических данных, представленных в виде различных карт (эпицентров, гипоцентров, сейсмической активности, сотрясаемости, максимальной энергии, плотности эпицентров, сейсмической энергии и т. д.).

4. Установление максимально возможной магнитуды землетрясений в выявленных сейсмогенных зонах должно быть также комплексным и базироваться на всех имеющихся материалах, полученных сейсмостатическим, макросейсмическим, тектонофизическим, палеосейсмологическим и другими методами. Необходимо также исследовать энергетический баланс различных слоев земной коры в системе блоковой модели с учетом изменения физико-механических и петрологических свойств среды в пространстве.

5. Системный анализ комплекса геологических, геофизических, сейсмологических, инженерно-геологических и других материалов представляется в виде такой последовательности:

- создание модели глубинной структуры земной коры по комплексу геолого-геофизических и петрофизических данных;

- разработка модели структуры верхней части земной коры на основе ретроспективного тектонического анализа;

- построение обобщенной модели структуры земной коры региона как основы для выделения сейсмогенных зон;

- пространственно-временной анализ сейсмологических данных в рамках обобщенной модели структуры земной коры;

- сеймотектоническое районирование региона с выделением сейсмогенных зон и обоснованием максимально возможной силы землетрясений в них;

- районирование территории по степени сейсмической опасности на основе перечисленных разработок.

Таким образом, решение проблемы выделения сейсмогенных зон и сеймотектонического районирования, по мнению авторов, возможно путем разработки структурно-динамической модели земной коры, отражающей ее гетерогенность и историю тектонического развития, особенно на новейшем этапе. Кроме того, создание модели земной коры вызывается необходимостью геометрической формализации геологического пространства для последующей оценки параметров сейсмической опасности по геолого-геофизическим критериям на логико-математической основе.

Структурные основы выделения сейсмогенных зон в верхней части земной коры

Земная кора рассматриваемой территории прошла длительный и сложный путь развития. Несмотря на некоторые расхождения в деталях различных схем палеотектонических реконструкций палеозойд юго-востока Казахстана, необходимо отметить важное для данной темы сходство взглядов по вопросу трассирования подвижных палеозойских геосинклинальных поясов и положения относительно устойчивых блоков [Кассин, 1947; Борсук, 1963; Борукаев, Ляпичев, 1964; Афоничев, 1967; Беспалов, 1971; Шлыгин и др., 1980; Алекторова, 1980]. Их длительное взаимообусловленное развитие определило структурный план фундамента эпигерцинской платформы. Палеозойскому этапу соответствовали такие крупные тектонические элементы верхней части ЗК, как Северо-Джунгарский, Балхашский, Южно-Джунгарский, Иссык-Кульский (Мууюнкум-Наратский) относительно устойчивые блоки и Чу-Илийская, Кендыктас-Заилийская, Центрально-Джунгарская подвижные зоны (см. рис. 3). При формировании новейшей структуры происходила существенная переработка палеозойского структурного плана, которая выразилась в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий по направлениям, секущим как палеозойские подвижные зоны, так и относительно устойчивые блоки.

Сопоставление палеозойского и новейшего структурных планов показало, что ЗК — продукт сложных динамических процессов [Ержанов и др., 1980]. Ее изучение возможно путем построения различных абстракций или моделей этих процессов. В данном случае необходима модель, отображающая динамику перемещений относительно однородных частей ЗК (блоков) вдоль ограничивающих поверхностей, выступающих в качестве зон накопления экстремальных значений напряжений, разгрузка которых приводит к выделению сейсмической энергии.

Для рассматриваемого региона модель верхней части ЗК представляется в виде системы блоков, возникших на ранних этапах геологического развития и последовательно усложнявшейся. Границами блоков служат разломы, многие из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. В течение неотектонического этапа блоки испытали движения разного знака и интенсивности в ходе деструкции эпигерцинской платформы. В обсуждаемой модели рассматриваются блоки преобладающих поднятий и опусканий, а также относительно устойчивые. По соотношению со структурами палеозойского этапа развития различаются блоки и части блоков, приуроченные к палеозойским подвижным зонам и к палеозойским относительно устойчивым массивам. Выделяются так-

же зоны дифференцированных неотектонических движений, окаймляющие поднятые блоки при сочленении их с опущенными. Кроме того, как элементы модели отмечаются изгибы и смещения поверхности современных крупных морфоструктур, поперечные к их простиранию и являющиеся, видимо, признаками перестройки некоторых участков морфоструктурного плана. Приведем краткую характеристику структурных элементов верхней части земной коры описываемого региона (рис. 36).

Блоки преобладающих поднятий. Кунгей-Заилийский мегаблок включает одноименные горные хребты Северного Тянь-Шаня. Северной его границей служит Алма-Атинский разлом, южной — Северо-Иссык-Кульский. Он пересекается несколькими глубинными разломами древнего заложения (Байсорун-Чиликским, Кемин-Ушконурским, Северо-Кунгейским и др.). Реликты эпигерцинской денудационной поверхности подняты в этом мегаблоке на высоту до 5 км, а суммарное ее смещение по отношению к фундаменту Алма-Атинской впадины достигает 8—10 км. С северо-запада он окаймлен зоной дифференцированных движений, в которой погружение сменилось поднятием в верхнем плиоцене. В строении Кунгей-Заилийского мегаблока главная роль принадлежит гранитным массивам. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации встречаются в узких зонах, тяготеющих к региональным разломам, главным образом в северо-восточной части блока, но и здесь они пронизаны многочисленными интрузивными массивами.

Кетменский блок имеет общее северо-восточное простирание, обусловленное пересекающими его разломами (Чунджинским, Северо- и Южно-Кетменским, Басулытауским и др.). Максимальные отметки реликтов пенеплена на плато Ушхасан достигают 3,6 км, а в горах Каратау — 3,7 км. Максимальное суммарное смещение исходной денудационной поверхности по отношению к фундаменту Панфиловской впадины составляет более 7 км. С севера и юга блок окаймлен зонами дифференцированных движений, где в конце плиоцена или начале плейстоцена опускание сменилось поднятием. В этих зонах палеозойский фундамент залегает неглубоко, а местами выходит на дневную поверхность (горы Басулытау, Каратау). В верхней части блока фундамент представлен осадочно-вулканогенным комплексом пород верхнего палеозоя, пронизанным небольшими интрузивными телами гранитного состава.

Кетменский и Кунгей-Заилийский блоки сочленяются по разломам, вдоль которых сформировались узкие и неглубокие впадины (внутри- и межблоковые зоны дифференцированных движений). Полоса чередования мелких блоков поднятий и опусканий расположена здесь между осями поперечных изгибов и смещений крупных морфоструктур Заилийского, Кунгейского и Кетменского хребтов. Эта зона сочленения находит

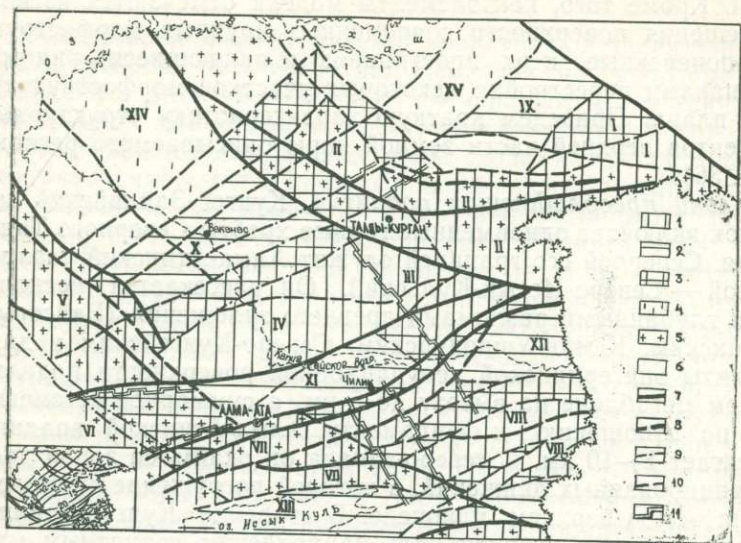


Рис. 36. Модель структуры верхней части земной коры юго-востока Казахстана:

1—4 — блоки, испытавшие движения разного знака в течение неотектонического этапа: 1 — преобладающих поднятий, 2 — преобладающих опусканий, 3 — дифференцированных движений, 4 — относительно устойчивые, 5, 6 — типы развития палеозойского основания блоков: 5 — подвижные пояса (геосинклинальные), 6 — относительно устойчивые (срединные) массивы; 7—10 — основные зоны разломов, обновленные в неотектонический этап: 7 — мантийные, 8 — базальтовые, 9 — гранитные, 10 — не установленной глубины проникновения в земную кору; 11 — оси поперечных изгибов и смещений морфоструктур.

Названия блоков: I — Северо-Джунгарский; II — Центрально-Джунгарский; III — Южно-Джунгарский; IV — Каройский; V — Чу-Илийский; VI — Кендыктасский; VII — Кунгей-Заилийский; VIII — Кетменский; IX — Саркандский; X — Баканасский; XI — Алма-Атинский; XII — Панфиловский; XIII — Иссык-Кульский; XIV — Балхашский; XV — Лепсинский.

Название разломов на врезке: 1 — Джунгарский; 2 — Алатайский; 3 — Сандыктас-Чулакский; 4 — Коксуатский; 5 — Саркандский; 6 — Западно-Джунгарский; 7 — Мынчукурский; 8 — Южно-Джунгарский; 9 — Аяккольский; 10 — Наймансуекский; 11 — Мойнкумский; 12 — Или-Акозекский (Таукумский); 13 — Бакбактинский; 14 — Кокшеельский; 15 — Малайсаринский; 16 — Балхашский; 17 — Сарытумский; 18 — Жалаир-Найманский; 19 — Кендыктасский; 20 — Алтынэмельский (Илийско-Конуроленский); 21 — Алма-Атинский; 22 — Кемин-Ушконурский; 23 — Чилик-Кеминский; 24 — Чунджинский; 25 — Байсорун-Чиликский; 26 — Северо-Кетменский; 27 — Центрально-Кетменский; 28 — Северо-Кунгейский; 29 — Северо-Иссык-Кульский; 30 — Басулытауский; 31 — Терскойский

отражение и в глубинном строении земной коры (см. главу 2).

Кендыктасский блок простирается с юго-востока на северо-запад и ограничен глубинными разломами. Морфоструктура блока асимметрична. Вдоль Кендыктасского разлома он приподнят больше, и эпигерцинский пенеПЛен здесь имеет отметки 1500—2400 м. Смещение его по упомянутому разлому по отношению к фундаменту юго-западного фланга Алма-Атинской впадины достигает 1500 м. Таким образом, Кендыктасский разлом является зоной контрастного сочленения блоков с разнонаправленным знаком движений. В морфоструктуре Кендыктасского блока наблюдаются поперечные изгибы эпигерцинского пенеПЛена на продолжении окаймляющих Алма-Атинскую впадину Или-Конуроленского и Алма-Атинского разломов. Между этими нарушениями находится зона с пониженной мощностью земной коры, которая соединяет аналогичные области под Алма-Атинской и Чуйской впадинами, пересекая Кендыктасский блок, где, судя по современной морфоструктуре, можно было ожидать увеличенной мощности земной коры [Ержанов и др., 1980]. В Кендыктасском блоке широко развиты интрузии гранитоидов и допалеозойские кристаллические породы. На юго-востоке в крупных тектонических блоках на среднепалеозойских отложениях залегают осадочно-вулканогенные формации карбона, пронизанные мелкими массивами гранитоидов.

Чу-Илийский блок приурочен к одноименной складчатой зоне, ограниченной Чуйским и Балхашским глубинными разломами, по которым он сочленяется с одноименными впадинами. Вдоль Балхашского разлома относительное смещение палеозойского фундамента увеличивается с северо-запада на юго-восток от 500 до 1000 м. Для разломов Жалаир-Найманской зоны эта величина составляет 400—500 м. В региональном плане эпигерцинский пенеПЛен Чу-Илийского блока имеет наклон на северо-восток. Наибольшие отметки связаны с горами Хантау. Палеозойский фундамент представлен набором формаций всех этапов геосинклинального развития, пронизанных многочисленными интрузивными массивами гранитоидов.

Каройский блок ограничен на северо-западе Бакбактинским разломом, а на юго-востоке — Или-Конуроленским (Алтынэмельским), которые и определяют его общее простиранье. Поверхность эпигерцинского пенеПЛена на плато Карой почти горизонтальна, а севернее имеет северо-западное падение. Максимальные ее отметки на водоразделах хребтов Малайсары и Кокшеель достигает 1450 м, а смещение вдоль Кокшеельского разлома по отношению к фундаменту Баканасского блока — 2500—3000 м [Шацкилов и др., 1970]. Палеозойский фундамент Каройского блока представлен осадочно-вулканогенными формациями верхнего палеозоя, пронизан-

ными мелкими субвулканическими интрузивными телами кислого состава. Между Бакбактинским и Кокшеельским разломами выделена зона дифференцированных движений, в которой отмечаются значительные перепады высот фундамента и резкие фациальные изменения разрезом неогена и плейстоцена.

Северным ограничением Южно-Джунгарского блока является одноименный разлом, а юго-восточным — Чилик-Кеминский. Юго-западная граница проведена по линии, вдоль которой наблюдаются поперечные изгибы и смещения крупных морфоструктур (юго-западное окончание хр. Катутау — перевал Алтынэмель — долина р. Биже). Этот блок разбит на более мелкие части разломами северо-восточного направления, между которыми сформировались впадины типа односторонних грабенов. Движения в них были разнонаправлены, но преобладали поднятия. С юго-востока блок окаймляется Конуроленской зоной дифференцированных движений, вовлеченной в интенсивное поднятие с верхнего плиоцена. По этой зоне Южно-Джунгарский блок сочленяется с Панфиловской впадиной.

Палеозойский фундамент Южно-Джунгарского блока представлен верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными формациями и массивами гранитоидов. Об интенсивности неотектонических движений в блоке можно судить по смещениям эпигерцинской денудационной поверхности. Так, амплитуда поднятий ее над фундаментом Кугалинского грабена в горах Кызылкия составляет 2100, а в хр. Алтынэмель — 2000 м. Размах смещения фундамента в юго-западной части Конуроленской впадины на границе с хр. Алтынэмель достигает 3000 м.

Центрально-Джунгарский блок с юга ограничен Южно-Джунгарским разломом, а с севера — Саркандским. Солдатсайский, Мынчукурский и другие разломы разделяют его на блоки второго порядка с различной амплитудой поднятий за неотектонический этап [Диденко-Кислицина, 1966]. Наибольшие величины поднятий приурочены к Джунгарскому Алатау и составляют 4—4,5 км. К периферии горного сооружения они уменьшаются. В зоне контрастного сочленения с Саркандской впадиной по одноименному разлому размах относительного смещения эпигерцинского пенеплена около 3000 м. На северо-запад амплитуда смещения уменьшается и вдоль Мулалинского разлома не превышает 500—200 м. Ушкаринская часть блока окаймлена зоной дифференцированных движений, ограниченной участками активизированных разломов. Здесь в плиоцене происходило замедленное погружение территории, а со среднечетвертичного времени отмечается поднятие [Тимуш, 1971]. О современной тектонической активности этой зоны свидетельствуют установленные геоморфологи-

ческие аномалии, часть которых может иметь сеймотектоническое происхождение [Тимуш, 1980].

Центральная часть блока (между Сарычильдинским и Южно-Джунгарским разломами) сложена ниже- и среднепалеозойскими формациями, пронизанными разновозрастными комплексами гранитоидов. Севернее Мынчукурского разлома развиты преимущественно морские осадочные формации девона.

Северо-Джунгарский блок находится между Саркандским, Джунгарским и Алатайским разломами. С северо-запада в нем выделяется зона дифференцированных движений, представленная чередующимися субширотными горстами и грабенами. В Колпаковском грабене, например, мощность кайнозойских отложений составляет 400 м, а относительное смещение фундамента по разлому южного борта (горы Бесбокан) — 1500—1600 м [Диденко-Кислицина, 1966; Тимуш, 1971, 1980]. Значительные амплитуды смещений фундамента наблюдаются также вдоль Алатайского и Джунгарского разломов, являющихся границами контрастного сочленения с Саркандской и Алакольской впадинами. Их величина достигает 2 и 2,5 км. Палеозойский фундамент блока сложен морскими осадочными формациями верхов девона — карбона. Из интрузивных пород встречаются мелкие тела ультрабазитов среднего карбона.

Блоки преобладающих опусканий. Алма-Атинский блок отождествляется с одноименной впадиной и ограничен крупными глубинными разломами (Алма-Атинским и Или-Конуроленским). Вдоль Алма-Атинского разлома фундамент в нем опущен на глубину более 3200 м и ступенчато поднимается на север и к флангам. На северо-восточном фланге выделяется зона дифференцированных движений, связанная с разломами северо-западного простирания и разделяющая горы Калкан и Кату. На юго-западном фланге аналогичная зона выделяется между продолжением Балхашского и Кендыктаского разломов. В этой части блока (Дегересской) фундамент ступенчато поднимается на юго- и северо-запад. Нижнечетвертичный комплекс осадков здесь обнажен на поверхности и прорезан глубокими речными долинами, что свидетельствует о поднятии этого района со среднечетвертичного времени. Фундамент Алма-Атинского блока представлен, по-видимому, верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными формациями.

Панфиловский блок ограничен с юга Чунджинским разломом, а с севера — Чилик-Кеминским. Глубина до фундамента в наиболее прогнутых участках 3500—4000 м. В этом блоке наблюдаются наиболее полные разрезы мезозоя и кайнозоя (по данным бурения). Погребенная поверхность пенеплена полого погружается на север, осложняясь небольшими усту-

тами по разломам. С северо-запада и юга Панфиловский блок окаймлен зонами дифференцированных движений.

Баканасский блок находится в юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины. С северо-запада и юго-востока он ограничен Наймансуекским и Бакбактинским разломами, а на флангах — Балхашским и Южно-Джунгарским. Палеозойский фундамент блока ступенчато понижается на юго-восток от 800 до 1500 м [Шациллов и др., 1970]. Полный разрез чехла здесь еще не вскрыт. Изученные разрезы скважин свидетельствуют о том, что наибольшее опускание блока происходило в плиоцене — начале плейстоцена. Имеются многочисленные геоморфологические признаки проявления новейших тектонических нарушений [Тимуш, 1971, 1980; Тимуш и др., 1972].

Саркандский блок протягивается с юго-запада на северо-восток между Или-Акозекским и Алатайским разломами. Мощность мезозой-кайнозойских отложений увеличивается с северо-востока на юго-запад и достигает, по геофизическим данным, 1200—1500 м. Поверхность фундамента поднимается на северо-восток ступенчато, что обусловлено наличием субширотных разломов. Амплитуда смещения фундамента по Саркандскому разлому ориентировочно оценивается в 3000 м. В рельефе поверхности блока имеются геоморфологические аномалии, свидетельствующие о наличии новейших тектонических дислокаций [Галицкий, 1957; Тимуш, 1971, 1980].

Относительно устойчивые блоки (Балхашский и Лепсинский) характеризуются небольшой мощностью (200—500 м) кайнозойских отложений, разрез которых чаще всего начинается с миоцена. Фундамент в этих блоках полого погружается к горным сооружениям. О проявлении новейших тектонических движений свидетельствуют изменения мощности чехла и аномальные черты современного рельефа [Тимуш, 1971, 1981].

Основные разломы. Ранее отмечалось, что разрывные нарушения являются одной из существенных форм новейшей структуры рассматриваемого региона, обусловившей блоковое строение фундамента и современный орографический план (см. главу 3). Наиболее крупные разломы контролировали развитие геологических структур длительное время. Они неоднократно подновлялись, некоторые заполнялись магматическим материалом. Рассмотрим отдельные крупные разломы, которые играют важную роль при выделении сейсмогенных зон.

Балхашский глубинный разлом отделяет герцинские структуры Южного Прибалхашья от каледонид Чу-Илийского пояса и простирается, по геофизическим данным, более чем на 200 км. По градиентам геофизических полей установлено крутое падение его на северо-восток. Разлом выражен четкой гравитационной ступенью и отделяет повышенное гравита-

ционное и пониженное магнитное поля Восточно-Жельтауского антиклинория от пониженного гравитационного и повышенного магнитного полей Южно-Прибалхашской впадины. С поверхности разлом контролируется интрузиями, выходами байкальского комплекса пород и уступами в рельефе. Вертикальная амплитуда перемещений по разлому оценивается в 2500 м.

Жалаир-Найманский разлом представляет собой долгоживущий взбросо-сдвиг, имеющий падение на северо-восток под углами 70—80°. Он заложен в байкальскую эпоху тектогенеза и неоднократно обновлялся. Вдоль разлома вследствие вертикальных складчато-глыбовых перемещений формировался тектонический меланж, состоящий из различных по возрасту и составу пород (гипербазитов, габброидов, диабазов, спилитов, кремнисто-глинистых сланцев, экзотических глыб известняков) в зоне дробления шириной до 5 км.

Кендыктасский разлом ограничивает с северо-востока одноименный хребет. На северо-западе он сочленяется с Жалаир-Найманским, а на юго-востоке подходит в торец к Алма-Атинскому разлому. По Кендыктасскому разлому тектонически контактируют различные структурные этажи [Бекжанов и др., 1975], включая палеозойские и кайнозойские образования.

Алма-Атинский разлом прослеживается вдоль северного склона Заилийского Алатау и отделяет горный хребет от прилегающей с севера одноименной впадины. В районе Алма-Аты он картируется в виде субпараллельных разрывов, флексур, зон дробления и рассланцевания пород. По характеру смещений преобладают сбросы и взбросо-сдвиги, вдоль которых внедрились нижнепалеозойские основные и ультраосновные интрузии, а затем средне- и верхнепалеозойские гранитоиды. По данным ГСЗ, Алма-Атинский разлом прослеживается до глубины 55 км [Шацлов и др., 1970].

Чилик-Кеминская зона разломов заложена, видимо, в позднем докембрии (габброиды в составе байкальского комплекса обнажены вдоль него на юго-восточном склоне хр. Сарытау) и проявляет активность на протяжении всей геологической истории региона [Геология СССР, 1971]. В бассейне р. Чон-Кемин, например, верхнепротерозойские отложения распространены только на участках, расположенных к югу от зоны разломов (хр. Кунгей-Алатау). Блок к северу от нее в это время был приподнят и служил областью размыва [Геология СССР, 1971]. В нижнем палеозое знаки движения переменились: опустилась северная часть (она характеризуется эвгеосинклинальным комплексом отложений); на участках, примыкающих к зоне с юга, происходило осадконакопление, характерное для внешней части геосинклинали. В девоне Чилик-Кеминская зона вновь ожила — вдоль нее по трещинам

шло излияние лав и внедрение мелких субвулканических интрузий. Оживление ее наблюдалось и в более позднее время. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по Чилик-Кеминской зоне разломов за период от ордовика до мезозоя достигла 15—18 км. На такое расстояние смещены крылья Талгарской антиклинали.

Байсорун-Чиликский разлом подчеркивает структурно-фациальные особенности пород в смежных блоках раннегерцинского этажа. К северу от него, в Далаашикской синклинали, широко развиты эффузивы кетменской свиты, которые отсутствуют на северном склоне хр. Кунгей-Алатау.

Северо-Кунгейский глубинный разлом (крутой надвиг) также относится к долгоживущим и определяет фациальные различия примыкающих к нему структурных зон [Кнауф, 1966]. К югу от него, в Кунгейском антиклинории (краевая часть Иссык-Кульской глыбы), наблюдается маломощный и стратиграфически неполный разрез палеозойских отложений, тогда как севернее, в Чилик-Кеминском синклинории, каледонский геосинклиналиальный комплекс имеет мощность около 3,5 км. Унаследованно развивается этот прогиб в раннегерцинское время. Мощность осадочно-эффузивных образований нижнего карбона эпикаледонской депрессии здесь составляет 2—3,7 км.

По геофизическим данным, Северо-Кунгейский разлом выделяется гравитационной ступенью, обращенной в сторону Иссык-Кульской впадины [Ержанов и др., 1978]. Докембрийский фундамент в Чилик-Кеминском каледонском прогибе на 6—8 км ближе к дневной поверхности, чем южнее, где указанные породы замещены более плотными гранитоидами нижнего палеозоя. О разном вещественном составе блоков земной коры, разделенных Северо-Кунгейским разломом, свидетельствуют материалы аэромагнитной съемки. К югу от него наблюдаются отрицательные магнитные поля интенсивностью 50—200 нТ, а к северу развиты обширные положительные аномалии интенсивностью до 100—400 нТ.

Алтынэмельский разлом протягивается от Кендыктаса, где пересекает каледонские структуры, через Алма-Атинскую впадину до Южно-Джунгарского разлома [Любецкий, 1975]. Общая протяженность его около 400 км. По данным ГСЗ, разлом прослеживается до глубины 50 км. Падение его крутое к северу под углом 70—80°. Поверхность М в зоне разлома образует флексурный изгиб с перепадом высот между лежащим и висячим крыльями около 4 км.

Южно-Джунгарский разлом с юга обрамляет хр. Боро-Хоро и через Джунгарский Алатау уходит в пределы Южно-Прибалхашской впадины. Он выражен уступом в рельефе и, судя по дислокациям каменноугольных отложений, падает в северном направлении. В герцинскую эпоху по нему происхо-

дили надвиговые перемещения [Афоничев, 1971]. Северное падение разлома подтверждается глубинным сейсмическим зондированием [Шациков и др., 1970]. В геофизических полях он отмечается зоной высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, а его северо-западная часть — линейными положительными и отрицательными аномалиями. Поверхность М в зоне разлома смещена; глубина до нее в лежащем боку составляет около 40 км, висячем — 55 км [Любецкий, 1975]. Геологическими методами в Южной Джунгарии разлом картируется на протяжении 200 км, а геофизическими — еще на 300 км в Южно-Прибалхашской впадине.

Мынчукурский разлом выражен зонами брекчирования, окварцевания, гематитизации, тектоническими уступами, дайками гранит-порфиров, отрицательными формами рельефа. Он обрамляет с севера полосу крупных межформационных интрузивных массивов, выделяя приподнятый Мынчукурский блок, и играет существенную роль в современном рельефе. На Каскеленском профиле ГСЗ [Шациков и др., 1970] в низах земной коры вдоль этого разлома отмечен флексурный изгиб поверхности М, а под платформенным чехлом бурением установлен значительный перепад высот палеозойского фундамента, уменьшающийся на северо-запад от 1000 м в районе г. Уштобе до 500—2000 м на меридиане пос. Баканас. Особенно отчетливо разлом проявляется в магнитном поле в виде резких градиентов положительных и отрицательных его значений.

Сандыктас-Чулакский разлом протягивается от Джунгарских ворот почти на 200 км и западнее уходит под кайнозойские отложения Северо-Джунгарской впадины, где прослеживается геофизическими методами [Афоничев, 1967]. Простирание разлома меняется от 300 до 280°, а иногда становится широтным. Он фиксируется зонами брекчий, окварцевания, отрицательными формами рельефа, местами вмещает дайки интрузивных пород. Вертикальные перемещения по разрыву составляют сотни метров.

Джунгарский (Алакольско-Джунгарский, Главный Джунгарский) разлом — крупнейший линеамент, уходящий за пределы Джунгарского Алатау. Он имеет длительную историю развития и глубокое заложение, является типичным глубинным разломом [Войтович, 1969]. В орогенный этап (верхний палеозой) вдоль него внедрились ультрабазиты, дайки кислого, среднего и основного состава, а также образовались приразломные грабены (нижнепермские континентальные моласы). В постгеосинклинальный этап развития разлом ограничивал Джунгарскую впадину — область накопления мезозойских и кайнозойских отложений — и был, вероятно, выражен здесь уступом в рельефе. Движения в зоне разлома были сложными, и в разное время преобладали то сдвиговые,

то сбросовые перемещения. Суммарная величина сбросов оценивается в 3—4 км, а сдвигов — в 5—10 км [Афоничев, 1967].

Таким образом, анализ тектонического развития региона в палеозойский и новейший этапы позволил представить модель структуры верхней части земной коры в виде системы блоков, разделенных глубинными разломами (см. главы 3, 4). В результате новейших тектонических движений произошла переработка палеозойского структурного плана, вследствие чего блоки земной коры испытали движения разного знака и интенсивности. Сформировались впадины и поднятия, секущие как палеозойские подвижные пояса, так и относительно устойчивые массивы. Процесс формирования земной коры, видимо, еще не завершился. Об этом свидетельствуют аномальные элементы морфоструктур, ориентированные почти ортогонально их простиранию. Пространственно они связаны с участками аномально пониженной мощности земной коры под современными хребтами. Относительные перемещения блоков в течение неотектонического этапа происходили по разломам, являющимся зонами их сочленения и поэтому наиболее подвижными участками земной коры. Как правило, подобные зоны обладают повышенной сейсмичностью и к ним приурочены гипоцентры сильных землетрясений. Следовательно, рассмотренная модель структуры верхней части земной коры может служить основой сеймотектонического районирования, главная задача которого — выделение сейсмогенных зон.

О легенде карты сеймотектонического районирования

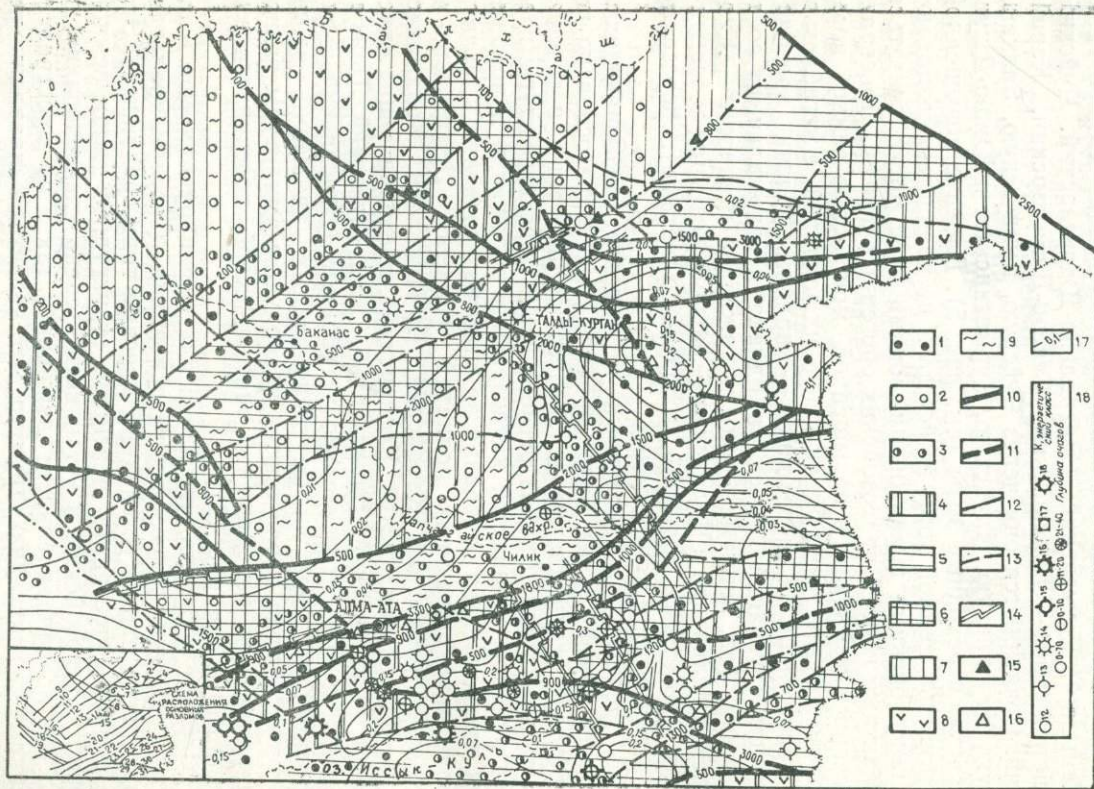
Одним из методов выявления связи между сейсмичностью рассматриваемой территории и ее геологическим строением служит сеймотектоническое районирование. В его основу положена структурно-динамическая модель земной коры региона. Эта сводная модель составлена в результате ретроспективного анализа палеозойского и новейшего этапов геологического развития и сопоставления полученной модели верхней части земной коры с моделью глубинного строения по геофизическим данным. Сеймотектоническая карта, составленная на такой основе (рис. 37), отражает, с одной стороны, блоковую структуру земной коры, т. е. геотектонические элементы на разных глубинных уровнях, а с другой — направленность их движения на неотектоническом этапе. Зоны, ограничивающие блоки, выступают в качестве линейных элементов модели. К ним приурочены эпицентры сильных землетрясений, следовательно, они относятся к сейсмогенным зонам.

Наиболее крупными геотектоническими элементами в рассматриваемом регионе являются мегаблоки с повышенными

($m > 50$ км) и пониженными ($m < 45$ км) мощностями земной коры (отвечающие, видимо, орогенному и платформенному типам ее развития), разделяемые переходными зонами с резко выраженными вертикальными градиентами мощностей ($45 < m < 50$ км). Из числа мегаблоков с повышенной мощностью земной коры в данный регион входят Северо-Тянь-Шаньский, Кетменский, Центральнo-Джунгарский, Чуйский, с пониженной — Балхашский, Северо-Джунгарский, Каройский. Сочленяются они через Чуйскую, Кундузскую, Балхашскую, Куртинскую, Илийскую, Курметинскую и Южно-Джунгарскую переходные зоны (см. рис. 5). Блоки с повышенной мощностью земной коры не всегда и не полностью совпадают с палеозойскими подвижными зонами и не могут считаться реликтами корней палеозойских орогенных поясов. Пространственно мегаблокам с повышенной мощностью земной коры обычно соответствуют блоки новейших поднятий, а мегаблокам с пониженной и переходной — впадины (блоки преобладающих опусканий). Имеются, однако, и «аномальные» соотношения. Так, например, зоны пониженной мощности — Куртинская, Илийская и Чиликская — расположены под современными областями поднятий (горными хребтами), пересекая их в поперечном направлении.

В пределах перечисленных мегаблоков, различающихся по типу земной коры, более дробное ее деление основано на характере вертикальных тектонических движений в течение новейшего этапа. Анализ региональной морфоструктуры горных районов, мощностей кайнозойских отложений и положения палеозойского основания во впадинах позволил выделить блоки преобладающих поднятий (Северо-, Центральнo- и Южно-Джунгарский, Каройский, Чу-Илийский, Кендыктаский, Кунгей-Заилийский, Кетменский), преобладающих опусканий (Саркандский, Баканасский, Алма-Атинский, Панфиловский и др.), относительно устойчивые (Лепсинский, Балхашский) и зоны дифференцированных движений, вдоль которых обычно наблюдаются наибольшие амплитуды разнонаправленных перемещений эпигерцинской поверхности выравнивания (см. рис. 12).

Следует добавить, что блоки классифицируются еще и по типу развития палеозойского основания (геосинклинальные подвижные зоны и устойчивые массивы типа срединных). Это позволяет сопоставить новейший структурный план земной коры с палеозойским и установить степень унаследованности его как по направленности движений, так и по пространственному соотношению структур. Что касается направленности новейших тектонических движений, то на сеймотектонической схеме (см. рис. 37), например, видно, что области преобладающих поднятий лишь частично совпадают с палеозойскими складчатыми (орогенными) поясами. Новейшими под-



нятиями охвачены также значительные участки палеозойских относительно устойчивых (срединных) массивов. Это свойственно и областям новейших опусканий. Сказанное в равной мере относится и к характеру соотношения структурных планов. Как области поднятий, так и опусканий в одних случаях совпадают по простираанию с палеозойскими складчатыми (орогенными) поясами, в других пересекают их, хотя в ряде случаев и используют при этом глубинные разломы древнего заложения. Разломы поэтому являются важными элементами сеймотектонического районирования и подразделяются по глубине проникновения в слои земной коры на мантийные, базальтовые, гранитные и невыясненной глубины заложения.

Не менее важны оси поперечных изгибов и смещений морфоструктур, отмеченные по ряду признаков в зонах сочленения Северо-Тянь-Шаньского и Кетменского, Южно-Джунгарского и Каройского мегаблоков, а также на северо-западном продолжении Центрально-Джунгарского и на юго-западном Алма-Атинского блоков. Их пространственное совпадение с зонами резких градиентов мощностей земной коры свидетельствует о том, что глубинные аномальные элементы земной коры и аномальные элементы морфоструктуры поверхности генетически взаимосвязаны и, очевидно, как те, так и другие обусловлены глубинными процессами, происходившими в недрах Земли на неотектоническом этапе ее развития.

Наконец, в целях сопоставления выявленных тектонических неоднородностей с региональной сейсмичностью на сеймотектоническую схему нанесены эпицентры зарегистрированных сильных землетрясений с очагом в земной коре и изолинии повторяемости землетрясений (A_{10}). Кроме того, показаны районы распространения сейсмогенных деформаций, подразделяемых на сеймотектонические и сейсмогравитационные. Сведения о них имеются в работах И. В. Мушкетова [1890], К. И. Богдановича и др. [1914], В. В. Галицкого [1957],

Рис. 37. Схема сеймотектонического районирования юго-востока Казахстана:

Мегаблоки с различным типом земной коры: 1 — орогенным ($m > 50$ км); 2 — платформенным ($m < 45$ км); 3 — переходным ($45 < m < 50$ км). Блоки, испытавшие движение разного знака в течение неотектонического этапа: 4 — преобладающих поднятий; 5 — преобладающих опусканий; 6 — дифференцированных движений; 7 — относительно устойчивые. Тип развития палеозойского основания блоков: 8 — подвижные пояса (геосинклинальные); 9 — относительно устойчивые (срединные) массивы. Основные зоны разломов, обновленные в неотектонический этап (величина относительного смещения — цифра на разломе) и подразделяемые по глубине проникновения в слои земной коры: 10 — мантийные; 11 — базальтовые; 12 — гранитные; 13 — невыясненные; 14 — оси поперечных изгибов и смещений морфоструктур. Сейсмогенные деформации: 15 — сеймотектонические; 16 — сейсмогравитационные; 17 — изолинии сейсмической активности; 18 — эпицентры сильных землетрясений с очагом в земной коре. Названия разломов см. на рис.

36 (цифры на врезке)

И. И. Никитченко [1971], А. В. Тимуша [1971, 1980],
Е. И. Паталахи, Н. М. Чабдарова [1976].

Анализ составленной сеймотектонической карты Юго-Восточного Казахстана позволил сделать некоторые выводы о региональных особенностях сейсмичности этой территории. Так, при сопоставлении наиболее крупных геотектонических элементов (мегаблоков) земной коры с сейсмичностью выяснилось, что в распределении эпицентров сильных землетрясений, зафиксированных в последние 100 лет в рассматриваемом регионе, существует важная закономерность. Она заключается в приуроченности сильных землетрясений к мегаблокам с повышенными мощностями земной коры и зонам сочленения их с мегаблоками, имеющими пониженную ее мощность.

Внутри мегаблоков эпицентры достаточно хорошо сопоставляются с крупными глубинными разломами с учетом зоны их влияния и пространственной ориентации. В Северо-Тянь-Шаньском мегаблоке, например, не вызывает сомнения приуроченность Верненского (1897 г.) землетрясения к Кемин-Ушконурскому разлому, Кеминского (1911 г.) — к Чилик-Кеминскому, Жаланаш-Тюпского (1978 г.) — к Северо-Кунгейскому разлому. В Джунгарском Алатау эпицентры сильных землетрясений связаны с висячим (северным) крылом Южно-Джунгарского разлома, а также с Западно-Джунгарским, Мынчукурским, Саркандским и другими крупными разломами.

В последние годы повышенную сейсмическую активность проявляют зоны, тяготеющие к элементам морфоструктур, ориентированным ортогонально их простиранию и хорошо сопоставимым с зонами пониженной и переходной мощности земной коры. Среди них наиболее активными были переходные зоны между Чиликским и Терсейским (Сарыкамышское землетрясение 1970 г.), между Чиликским и Северо-Тянь-Шаньским (Жаланаш-Тюпское землетрясение 1978 г.), между Балхашским и Каройским (Баканасское землетрясение 1979 г.) мегаблоками (см. рис. 5).

Сопоставление сеймотектонической карты со схемами эпицентров слабых землетрясений, плотности эпицентров и сейсмической активности [Нерсесов и др., 1982], скоростей современных движений также достаточно наглядно демонстрирует пространственную связь сейсмических событий с блоковой структурой земной коры и выделяемыми сейсмогенными зонами, хотя в основу выделения изображаемых графически феноменов заложены, по существу, совершенно разные признаки.

Краткая характеристика основных сейсмогенных зон

Составленная сеймотектоническая схема явилась основой выделения сейсмогенных зон в земной коре рассматриваемой

территории (рис. 38). В качестве главных критериев при этом служили: 1) наличие подвижных зон с переходным типом земной коры, разделяющих мегаблоки с повышенной и пониженной ее мощностями; 2) установление геологическими и геофизическими методами региональных глубинных разломов,

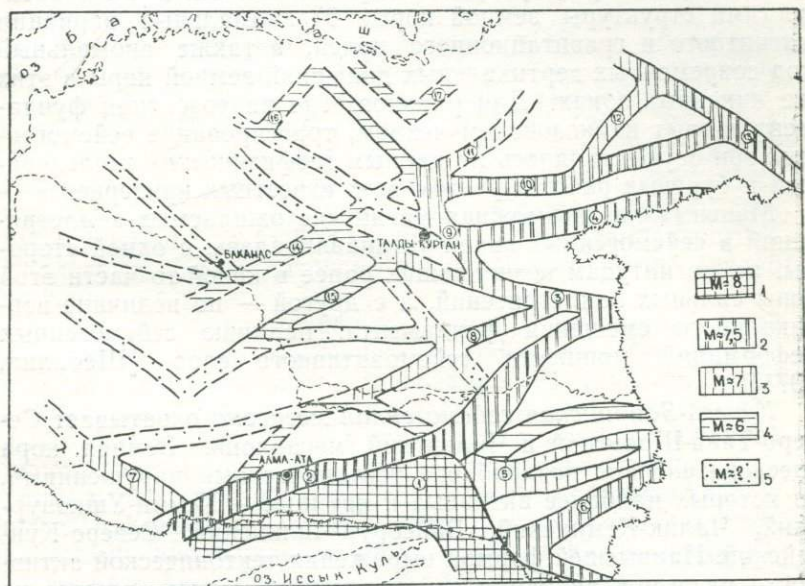


Рис. 38. Схема расположения основных сейсмогенных зон юго-востока Казахстана:

1—5 — сейсмогенные зоны с возможной магнитудой землетрясений. Названия зон (цифры в кружках): 1 — Кунгей-Заилийская; 2 — Алма-Атинская; 3 — Южно-Джунгарская; 4 — Мынчукурская; 5 — Кетменские; 6 — Басулытауская; 7 — Кендыктасская; 8 — Конуроленская; 9 — Западно-Джунгарская; 10 — Саркандская; 11 — Акозекская; 12 — Алатайская; 13 — Джунгарская; 14 — Таукумская; 15 — Кокшеевская; 16 — Катбарская; 17 — Монкумская

по которым происходит контрастное сочленение поднимающихся и опускающихся блоков; 3) совпадение в ряде случаев этих линейментов с подвижными переходными зонами, ограничивающими мегаблоки земной коры с различным строением по вертикали и латерали; 4) значительные смещения эпигерцинской поверхности выравнивания вдоль указанных зон разломов в течение неотектонического этапа; 5) существование аномальных участков пониженной мощности земной коры под современными горными хребтами, ориентированных ортогонально их простиранию; 6) пространственное положение поперечных изгибов и смещений морфоструктур, сопоставимых

е аномальными участками земной коры и переходными зонами; 7) наличие узлов пересечения различных по масштабам проявлений, глубине заложения и морфологической выраженности элементов тектонических структур; 8) приуроченность эпицентров сильных и слабых землетрясений к линейным зонам, которые характеризуются перечисленными выше особенностями структуры земной коры; 9) аномальные вариации магнитного и гравитационного полей, а также аномальный ход современных вертикальных движений земной коры в этих же линейных зонах. Для районов, где палеозойский фундамент закрыт кайнозойским чехлом, трассирование сейсмогенных зон осуществлялось по данным геофизических исследований и буровых работ с учетом всех известных критериев.

Максимально возможная магнитуда ожидаемых землетрясений в сейсмогенных зонах устанавливалась, с одной стороны, по магнитудам возникавших ранее в какой-то части этой зоны сильных землетрясений, а с другой — по величине вертикального смещения фундамента, наличию сейсмогенных деформаций, мощности сейсмоактивного слоя [Шебалин, 1971].

Кунгей-Заилийская сейсмогенная мегазона охватывает Северо-Тянь-Шаньский и Чиликский мегаблоки. Земная кора здесь интенсивно раздроблена тектоническими нарушениями, из которых наиболее активные и крупные — Кемин-Ушконурский, Чилик-Кеминский, Байсорун-Чиликский, Северо-Кунгейский. Наивысшей формой выражения тектонической активности разломов являются землетрясения, самые сильные из которых могут служить своеобразным «эталоном» максимально возможной интенсивности толчков. Из числа более сильных известных землетрясений в мегазоне отметим три: Чиликское (1889 г.), Кеминское (1911 г.) и Жаланаш-Тюпское (1978 г.). Их эпицентры тяготеют к глубинным разломам.

На западном фланге Чилик-Кеминского разлома (см. рис. 38) в начале 1911 г. произошло сильнейшее в районе Кеминское землетрясение с $M \approx 8$, $I \approx 10-11$ баллов. Нарушение земной поверхности здесь было грандиозное. Очаговая зона была вытянута с запада на восток. Область максимальных сотрясений простиралась вдоль долины р. Чон-Кемин и верхнего течения р. Чилик, охватывая южные склоны Заилийского Алатау и северные Кунгей-Алатау. Крупнейшие нарушения поверхности имели длину более 250 км и ширину десятки километров [Геология СССР, 1971]. В Алма-Ате (Верном) наблюдались сильные разрушения, причем наиболее пострадали кирпичные и каркасные дома. Величина вертикальных смещений вдоль образовавшихся трещин в районе Алма-Аты достигала 4 м, а на берегах Иссык-Куля — 12 м. В горных областях обрушились скалы, образовались громадные осыпи. К. И. Богданович [1914] отмечал, что явления

такого масштаба, наблюдавшиеся на каменистых склонах, никогда ранее не упоминались при описании землетрясений. Ввиду того что западная часть зоны имеет однородную геологическую характеристику, следует ожидать, что подобные землетрясения возможны в будущем на всем этом отрезке. В восточной части зоны могут быть землетрясения с $M > 7$, $I > 9$ баллов.

В зоне Байсорун-Чиликского разлома в 1889 г. произошло наиболее сильное в Средней Азии Чиликское землетрясение (10—11 баллов). Область максимальных разрушений составила около 16—17 тыс. км² [Геология СССР, 1971]. Эпицентр располагался на месте наибольшего сближения рек Чилик и Чарын. В плейстосейстовой области отмечались громадные разрушения, многочисленные обвалы и оползни, образовались трещины шириной до 4—5 м и длиной до 1 км. Землетрясение ощущалось в Семипалатинске и Усть-Каменогорске (около 4 баллов).

Следует отметить, что новые данные о мощности земной коры в районе сочленения Кунгей-Заилийского и Кетменского блоков предполагают иное толкование сейсмичности этого района. Упомянутое выше Чиликское землетрясение и ряд других с $M = 4—7$ хорошо увязываются с зоной пониженной мощности земной коры, имеющей северо-северо-западное простирание и совпадающей с полосой зубчатого сочленения Заилийского и Кунгей-Алатау с Кетменским хребтом. Эта зона, по-видимому, продолжается вдоль границы Южно-Джунгарского блока с Алма-Атинским и Каройским блоками.

Северо-Кунгейский разлом ответвляется на юго-восток от Байсорун-Чиликского и также относится к категории глубинных. С ним связано Жаланаш-Тюпское землетрясение 1978 г. с $M \approx 5,6 \pm 0,3$, $I \approx 8—9$ баллов. По размерам очага и выделившейся энергии оно является наиболее сильным сейсмическим толчком в Заилийском и Кунгей-Алатау после известного разрушительного Кеминского землетрясения 1911 г. [Ержанов и др., 1978].

Алма-Атинская сейсмогенная зона связана с двумя сближенными крупными разломами на северном склоне Заилийского Алатау — Алма-Атинским, отделяющим предгорную равнину от хребта, и Кемин-Ушконурским, ограничивающим предгорную ступень («прилавки») с юга. В центральной части зоны, юго-западнее Алма-Аты, в 1887 г. произошло сильное Верненское землетрясение с $M \approx 7,5$, $I \approx 9—10$ баллов. Область максимальных разрушений была вытянута вдоль гор и имела длину 35 км и ширину около 5 км. Здесь наблюдались обрушения скал, обломками которых было засыпано несколько аулов, залпужены реки, завалены долины. Образовались многочисленные обвалы и трещины. Оползни, обвалы, срывы скал были наиболее сильными между реками Бельбулак и

Каскелен, где обрушившийся материал заполнил долины слоем до 60 м на протяжении 8—10 км. В Алма-Ате (Верном) были разрушены все каменные строения, сильно пострадали окрестные селения [Мушкетов, 1890]. Площадь землетрясения была огромна — более 1 млн. км². Оно ощущалось от Аягуза на севере до Кашгара на юге, от Ташкента на западе до Урумчи на востоке. После главного толчка деятельность в очаге не прекращалась в течение полугода. За этот период произошло более 600 повторных толчков силой не менее 5—6 баллов. Названная зона прослеживается вдоль подножия хребта, и на всем ее протяжении возможны землетрясения, подобные Верненскому.

Кендыктасская сейсмогенная зона ограничивает с северо-запада одноименный блок, который характеризуется неоднородностью глубинного строения. В юго-восточной его части отмечается область пониженной мощности земной коры, простирающаяся поперек современного направления горного хребта. Эпицентры сильных землетрясений с $M \approx 4-6$ приурочены к юго-восточной части блока. Наиболее сильные из них ($M \approx 7$) наблюдались в зоне пересечения Кендыктасского и Алма-Атинского разломов. Это значение максимальной магнитуды распространяется на отрезок Кендыктасской зоны от Алма-Атинского до Алтынэмельского разлома. Следует отметить, однако, что именно в этом промежутке под Кендыктасским хребтом установлена зона аномально-пониженной мощности земной коры, аналогичная Чиликской. Поэтому можно высказать предположение, что здесь также могут возникать землетрясения с $M \approx 7,5$, подобные Чиликскому.

Кетменские сейсмогенные зоны (Северо-, Центрально- и Южно-Кетменская) связаны с разломами, рассекающими одноименный мегаблок земной коры на более мелкие. Данный мегаблок имеет мощность земной коры 50—55 км и отделяется от Чиликского переходной зоной ($m=40-45$ км). Чередование зон дифференцированных движений с зонами поднятий создает ту неоднородность современной морфоструктуры, которая отражает активность тектонических процессов новейшего этапа. Итоговые смещения эпигерцинской денудационной поверхности вдоль Северо-, Центрально- и Южно-Кетменского разломов составляют 500—1000 м. Данные о мощности земной коры, протяженности разломов, глубине гипоцентров землетрясений позволили предположить, что в рассматриваемых зонах магнитуда землетрясений может достигать 7.

Сейсмическая активность Кетменского блока значительно ниже ($A_{10}=0,04-0,05$), чем Кунгей-Зайлийского. С 1951 г. отмечены землетрясения не более 11-го энергетического класса ($M \approx 3,7-4,2$), а на территории КНР — с $M=4-5$. Однако эти данные, видимо, не отражают потенциальных возмож-

ностей возникновения сильных землетрясений. По заключению Н. М. Чабдарова, крупнейшие разломы (Северо-, Централь-но- и Южно-Кетменский) сопровождаются сейсмогравитационными дислокациями, свидетельствующими о землетрясениях силой до 9 баллов и $M \approx 7,5$ [Паталаха, Чабдаров, 1976]. Наиболее активными, видимо, следует считать юго-западные фланги разломов, примыкающие к поперечной Чиликской зоне пониженной мощности земной коры, выраженной на земной поверхности шарнирным сочленением Кетменского и Кунгей-Зайлийского мегаблоков.

Басулытауская сейсмогенная зона приурочена к одноименной системе разломов, которые служат юго-восточной границей Кетменского мегаблока и на юго-западном продолжении сочленяются с Южно-Иссык-Кульской зоной разломов. Вдоль северного и южного крыльев Басулытауского поднятия к нему причленяются зоны дифференцированных движений. Суммарное смещение блоков по Басулытауской системе разломов увеличивается на юго-запад от 700 до 1300 м. К юго-западному ее флангу приурочены землетрясения 14-го энергетического класса ($M \approx 5,4-5,8$). С учетом этих данных, а также протяженности зоны разломов, неглубокого залегания очагов землетрясений, указаний на наличие сейсмогравитационных дислокаций сделано заключение, что в Басулытауской зоне возможны землетрясения с $M \approx 7$.

Конуроленская (Алтынэмельская) сейсмогенная зона названа по соответствующей зоне разломов, пересекающих Южно-Джунгарский блок. Далее на юго-запад по этому линеamentу Каройский приподнятый блок сочленяется с Алма-Атинским опущенным. Мощность земной коры Южно-Джунгарского блока 50—55 км. Важно отметить наличие здесь сейсмогенного узла на пересечении описываемой зоны с осью поперечного смещения морфоструктур, проходящей от юго-западного окончания гор Кату на северо-запад и совпадающей с зоной переходной мощности земной коры по юго-западному краю Южно-Джунгарского блока. Смещение фундамента по Конуроленской (Алтынэмельской) зоне разломов составляет 1500 м на восточном фланге, а на юго-запад увеличивается до 2000 м (вдоль хр. Алтынэмель). Еще западнее амплитуда смещения уменьшается и под рыхлыми отложениями Алма-Атинской впадины не превышает 800 м. В пределах Конуроленского отрезка зоны возникали землетрясения 14-го энергетического класса. Принимая во внимание пересечение этой зоны с поперечной глубинной подвижной зоной в земной коре и большую протяженность линеamenta в сочетании с неглубоким положением гипоцентров землетрясений, можно сделать заключение, что максимальная магнитуда их может достигать ≈ 7 .

Южно-Джунгарская сейсмогенная зона приурочена к глу-

бинному (мантийному) разлому, разделяющему Южно- и Центрально-Джунгарский блоки. Мощность земной коры Центрально-Джунгарского блока более 55 км. Зона протягивается из КНР и далее на северо-запад уходит под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, расчленяясь на отрезки поперечными разломами. Амплитуда перемещения эпигерцинской денудационной поверхности на отдельных отрезках разлома неодинакова и уменьшается с востока на северо-запад от 2000 м (в пределах приподнятых блоков) до 800—500 м под рыхлыми отложениями впадины. По данным инструментальных наблюдений (с 1951 г.), вдоль Южно-Джунгарской зоны разломов отмечены землетрясения 14—15-го энергетического класса ($M \approx 5,9-6,5$), но потенциальные возможности ее по аналогии с Алма-Атинской, видимо, значительно больше ($M \approx 7,5$). Об этом свидетельствуют интенсивные тектонические движения новейшего этапа, выразившиеся в надвиговых перемещениях вдоль разлома и образовании вследствие этого сложных приразломных складчатых дислокаций в неогеновых отложениях, а также деформации и разрывы голоценовых террас [Диденко-Кислицина, 1966].

Мынчукурская сейсмогенная зона связана с одноименным мантийным разломом, ограничивающим Центрально-Джунгарский блок с севера и имеющим общую протяженность более 500 км. Амплитуда смещения фундамента вдоль него уменьшается с востока на запад. На западном фланге он пересекается крупным Западно-Джунгарским (Солдатсайским) разломом. Мощность земной коры севернее Мынчукурского разлома уменьшается до 50 км. По его простирацию отмечены эпицентры землетрясений до 14-го энергетического класса. На интенсивность новейших движений здесь указывают тектонические контакты неогеновых и четвертичных отложений с палеозойскими образованиями, аналогичные описанным для Южно-Джунгарского разлома. Весь блок, заключенный между Мынчукурским и Южно-Джунгарским разломами, характеризуется довольно высокой сейсмической активностью ($A_{10} = 0,15-0,2$). Все это по аналогии с Южно-Джунгарской и Алма-Атинской зонами дает основание считать, что в Мынчукурской зоне возможны землетрясения с $M \approx 7,5$.

Западно-Джунгарская сейсмогенная зона связана с одноименным разломом, который, по мнению И. И. Никитченко [1971], также является глубинным и в палеозое сыграл большую роль в формировании структур региона. По этой зоне разломов установлена значительная амплитуда горизонтального перемещения верхней части земной коры (по разным оценкам 15—30 км) в палеозое. Вместе с Актасским разломом (Северное Прибалхашье) Западно-Джунгарский составляет одну зону протяженностью около 500 км. Горизонтальные движения в сочетании с вертикальными происходили и

в неотектонический этап. Они устанавливаются по смещению речных русел вдоль главного сдвига и оперяющих сбросо-сдвигов. Величина горизонтального смещения достигает 400—500 м [Никитченко, 1971]. Сейсмическая активность Центрально-Джунгарского блока в районе описываемой зоны наибольшая ($A_{10}=0,15-0,2$). Здесь отмечены землетрясения до 14-го энергетического класса. Имеются указания на возможную сейсмогравитационную природу обвала, вызвавшего в 1958 г. катастрофический селевой поток в районе г. Текели. В описанной сейсмогенной зоне, по-видимому, возможны землетрясения с $M \approx 7$ на отрезке от Южно-Джунгарского до Саркандского разломов.

Саркандская сейсмогенная зона протягивается субширотно по одноименному разлому, ограничивающему Центрально-Джунгарский мегаблок с севера. Севернее этой зоны мощность земной коры уменьшается до 40—45 км. В неотектонический этап вдоль Саркандского разлома произошли значительные перемещения эпигерцинской денудационной поверхности, максимальная амплитуда которых в районе сочленения его с Алатайским составляет около 3000 м. В районе пересечения Саркандского и Акозекского разломов выявлены аномальные дислокации поверхности сеймотектонического происхождения [Тимуш, 1980]. Все эти обстоятельства в сочетании с большой протяженностью зоны (более 200 км) дают основание ожидать здесь землетрясения с $M \approx 7,5$.

Джунгарская сейсмогенная зона ориентирована на северо-запад в соответствии с разломом, который иногда называют Главным Джунгарским. История геологического развития его подробно описана Н. А. Афоничевым [1959, 1967], В. С. Войтовичем [1969] и др. По ряду признаков Джунгарский разлом одновременно является глубинным сдвигом и глубинным сбросом [Войтович, 1969]. Движения вдоль него возобновлялись неоднократно. В новейший этап он разграничивал блоки с разнонаправленными движениями. Максимальная амплитуда перемещений (около 2500 м) отмечается на юго-восточном фланге разлома. Многочисленные складчато-разрывные дислокации четвертичных отложений свидетельствуют о его активности вплоть до голоцена. Часть этих дислокаций, несомненно, сеймотектонического происхождения [Войтович, 1969] и свидетельствует о том, что здесь возможны землетрясения с $M \approx 7,5$. В сейсмологическом отношении район изучен слабо.

Такумская сейсмогенная зона связана с разломами Куртинской «переходной зоны» [Ержанов и др., 1980]. Мощность земной коры в этой зоне изменяется от 40 до 45 км с северо-запада на юго-восток. Амплитуда смещения фундамента здесь около 500 м. Имеется ряд геоморфологических признаков проявления новейших тектонических движений в этом районе [Тимуш, 1971; Тимуш и др., 1972; Платонова, Тимуш, 1978].

Главным сейсмическим событием, связанным с данным разломом, было Баканасское землетрясение 25 сентября 1979 г. с $M \approx 6$, эпицентр которого приурочен к северо-восточному его флангу.

Кокшеельская сейсмогенная зона связана с разломом, ограничивающим Южно-Прибалхашскую впадину с юго-востока и входящим, видимо, также в Куртинскую зону разломов [Ержанов и др., 1980]. По данным геофизических исследований, амплитуда смещения поверхности палеозойского фундамента вдоль него достигает 2000 м. В районе Кокшеельского разлома зарегистрированы землетрясения 10—14-го энергетического класса, что с учетом Баканасского дает основание ожидать здесь и более сильные (с $M \approx 6$).

Акозекская, Катбарская, Моинкумская сейсмогенные зоны выделены на отдельных участках разломов, установленных геофизическими методами и по данным бурения. Амплитуды смещения по ним небольшие, но имеющиеся сведения о сеймотектонических дислокациях (см. главу 4) позволяют отнести их к числу сейсмогенных. Здесь возможны, по-видимому, мелкофокусные землетрясения с $M \approx 6$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместный анализ геологических, геофизических, сейсмологических, геодезических и других материалов, полученных в последние годы, позволил оценить роль неоген-четвертичного тектогенеза в формировании структур земной коры юго-востока Казахстана, выявить особенности глубинного строения литосферы сейсмоактивных районов в сравнении с прилегающими к ним территориями, сформулировать методологические принципы сеймотектонического районирования, имеющие прямое отношение к проблеме прогноза землетрясений, а также наметить комплекс мероприятий, направленный на решение этой проблемы.

Земная кора юго-востока Казахстана уже в палеозое имела неоднородную структуру. Существовали различные по тектоническому режиму области — геосинклинальные пояса и относительно устойчивые (срединные) массивы. В позднем палеозое завершился процесс консолидации земной коры, а последовавший затем этап эпигерцинской пенепленизации сnivelировал контрасты рельефа, которые вновь появились уже в результате неотектонических движений. В течение этого этапа произошла существенная переработка палеозойского структурного плана. В Тянь-Шаньском сегменте Среднеазиатского орогенного пояса она выразилась в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий по направлениям, секущим как палеозойские подвижные зоны, так и относительно устойчивые массивы.

Блоковая структура свойственна не только верхней части земной коры, она прослеживается и на глубину, вплоть до верхней мантии. Мегаблоки и блоки с различной мощностью земной коры и строением сочленяются через переходные зоны, для которых характерны сравнительно резкие градиенты мощности и повышенная раздробленность субстрата за счет глубинных разломов.

Современные движения, обуславливающие землетрясения

(т. е. сейсмичность), согласуются с особенностями новейшей структуры земной коры. Эпицентры сильных землетрясений сосредоточены главным образом в районах развития молодых поднятий, сформировавшихся в ходе деструкции крупнейших раннеальпийских сводов. В пределах мегаблоков и блоков землетрясения приурочены к глубинным разломам, а между ними — к зонам резко выраженных вертикальных градиентов мощностей земной коры. Повышенная сейсмичность связана также с зонами, «аномально» ориентированными поперек простирания морфоструктур Тянь-Шаньского сегмента.

Особенность тектонического строения Тянь-Шаньского сегмента состоит в том, что его элементы (мегаблоки, блоки, переходные зоны) ориентированы в основном с юго-запада на северо-восток. Глубинные неоднородности не согласуются с геотектоническими структурами палеозойского этапа развития, но увязываются с новейшим структурным планом. Верхняя часть земной коры, включая современную ее поверхность, в мегаблоках и блоках чрезвычайно сильно раздроблена вследствие развития трещин разного ранга и генезиса (от экзогенных до тектоногенных). Наибольшей глубины проникновения эти трещины (разломы) достигают в подвижных зонах с переходным типом земной коры. Подобная структура оказалась весьма неустойчивой. Под влиянием не только эндогенных, но и космогенных сил мегаблоки и блоки перемещаются, используя каркас переходных зон и внутривблоковых разломов. Элементы структуры земной коры, которые при этом вовлекаются в современные движения, относятся к сейсмогенным.

Установление связи сейсмических событий с элементами сейсмотектонической модели, разработанной для юго-востока Казахстана, имело важное значение при создании Алма-Атинского прогностического полигона и организации на нем комплексных исследований по поиску предвестников землетрясений, а также при составлении карты сейсмотектонического районирования.

Для литосферы Тянь-Шаньского сегмента в отличие от других регионов Казахстана характерно наличие высоких гор и их «корней» в земной коре. Пространственное совпадение «корней» гор в низах земной коры с горными сооружениями на поверхности Земли в альпийской орогенной зоне наводят на мысль о том, что Тянь-Шаньский сегмент земной коры прошел недлительный этап развития. «Незавершенность» глубинных процессов ярко проявляется в росте общей мощности земной коры. На продолжающуюся активность глубинных процессов в литосфере указывают и сейсмические события. Особенно остро теперь стоит вопрос о природе сил, вызывающих вертикальные перемещения структурных неоднородностей в земной коре.

Комплексный подход к проблеме прогноза землетрясения — это наиболее перспективный путь для решения ее основных частей (определение места, времени и силы землетрясения). В данной работе приведены принципы разрабатываемой новой методики сеймотектонического районирования, основанной именно на комплексном анализе геолого-геофизических и сейсмологических материалов в рамках структурно-динамической модели земной коры. В результате выделены новые сейсмогенные структурные элементы, установлены возможные значения магнитуд землетрясений в сейсмогенных зонах. Однако необходимо отметить, что взаимная увязка сейсмологических данных с геологической моделью земной коры — важная, но, по существу, еще не разработанная часть проблемы. Ей и будут посвящены дальнейшие исследования авторов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекторова Е. А.** Особенности строения и развития внутренней области палеозойд Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 58—71.
- Андреев А. П.** и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. — Сов. геол., 1966, № 6, с. 38—45.
- Антоненко А. Н.** Строение земной коры Чу-Илийского региона по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. Алма-Ата, 1979, с. 165—171.
- Альмуханбетов Д. А.** Расслоенность верхней мантии по материалам магнитотеллурического зондирования. — Там же, с. 172—174.
- Арсланбеков Ш. У.** Современные вертикальные движения на территории Кызылкумов и их отражение в рельефе. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1972. 23 с.
- Артюшков Е. В.** Геодинамика. М., 1979. 327 с.
- Афоничев Н. А.** Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау. — Сов. геол., 1959, № 8, с. 8—15.
- Афоничев Н. А.** Формационный анализ и геолого-структурное районирование. — В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1966, с. 138—149.
- Афоничев Н. А.** Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. — Сов. геол., 1967, № 2, с. 10—16; № 3, с. 12—18.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н.** Геологический разрез Джунгарского Актау и его палеозоологическое обоснование. — В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата, 1961, т. 3, с. 47—52.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н.** Схема стратиграфии третичных отложений юго-востока Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных. — В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата, 1958, т. 2, с. 5—16.
- Бажанов О. В., Диденко-Кислицина Л. К., Костенко Н. Н.** Палеогеновая система. Заилийский район. — В кн.: Геология СССР. М., 1971. Т. XL. Южный Казахстан. Кн. 1, с. 445—454.
- Байкенов Ш. А., Казанин Ю. И., Шлыгин А. Е.** Стратиграфия нижнего палеозоя. — В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1966, с. 17—27.
- Байкенов Ш. А., Казанин Ю. И., Шлыгин А. Е.** Кембрийская система. Джунгарский Алатау. — В кн.: Геология СССР. М., 1971. Т. XL. Южный Казахстан. Кн. 1, с. 95—98.
- Бакиров А. Б.** Геологические формации рифея и нижнего палеозоя бассейна реки Чон-Кемин. — В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, 1967, с. 15—28.
- Бакиров А. Б.** Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, 1978. 190 с.

- Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д., Сердюков М. К.** Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата, 1975. 169 с.
- Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. М., 1962. 606 с.
- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966. 121 с.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н.** Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., 1964. 220 с.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф.** Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., 1969. 246 с.
- Беремжанов Б. А.** Солеобразование в некоторых континентальных бассейнах Казахстана. Алма-Ата, 1968. 164 с.
- Беспалов В. Ф.** Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, 1971. 363 с.
- Беспалов В. Ф.** Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000 (объяснительная записка). Алма-Ата, 1975. 158 с.
- Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И.** Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). — Тр. Геолкома. Нов. сер., 1914, вып. 89, с. 1—270.
- Борисов А. А., Федынский В. В.** Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., 1964, с. 14—30.
- Борсук Б. И.** Геосинклинальный и платформенный этапы развития Казахстанской складчатой области. — В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. М., 1963, вып. XIV, с. 58—68.
- Борукаев Р. А.** История тектонического развития Чингизской геантиклинальной зоны. — В кн.: Геология Чингизской геантиклинальной зоны. Алма-Ата, 1962, с. 2—15.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф.** Складчатые комплексы Восточного Казахстана. — В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, 1964, с. 2—12.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В.** Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., 1963, с. 5—33.
- Вознесенский В. Д.** О возрасте уртынжалского комплекса в Прибалхашье и некоторых структурных особенностях Прибалхашья в конце раннего и начале среднего палеозоя. — В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л., 1965, с. 18—30.
- Войтович В. С.** Природа Джунгарского глубинного разлома. М., 1969. 190 с.
- Воробьев А. А.** Физические процессы в недрах Земли. Томск, 1970. 296 с.
- Галицкий В. В.** Палеогидрография и неотектоника Восточного Прибалхашья. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1957, вып. 2(28), с. 32—42.
- Гамбурцев Г. А.** Прогноз землетрясений. — Избранные труды. М., 1960, с. 436—443.
- Геология СССР.** М., 1971. Т. XL. Южный Казахстан. Кн. 2. 286 с.
- Герасимов И. П., Ранцман Е. Я.** Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964, с. 146—152.
- Геренчук К. И.** Тектонические закономерности в орографии речной сети Русской равнины. — Зап. Всесоюз. геогр. об-ва. Нов. сер., 1960, т. 20, с. 82—94.
- Гзовский М. В.** Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963, № 1, с. 149—178.
- Гзовский М. В.** Основы тектонофизики. М., 1975. 536 с.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И.** Но-

вые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 2, с. 177—194; № 3, с. 353—370.

Гоби-Алтайское землетрясение. М., 1963. 391 с.

Горбунова И. В., Кочетков В. М. Сейсмичность. — В кн.: Геология СССР. М., 1971, Т. XL. Южный Казахстан. Кн. 2, с. 199—206.

Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. М., 1959. 246 с.

Губин И. Е. О детальном сейсмическом районировании. — В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М., 1980, с. 5—26.

Диденко-Кислицина Л. К. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1966, с. 160—166.

Ержанов Ж. С., Калмурзаев К. Е., Нерсесов И. Л. Жаланаш-Тюпское землетрясение 25 марта 1978 года. — Вестн. АН КазССР, 1978, № 10, с. 38—44.

Ержанов Ж. С., Курскеев А. К., Тимуш А. В. Особенности строения земной коры и сейсмическое районирование Южного Прибалхашья. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980а, № 3, с. 6—18.

Ержанов Ж. С., Курскеев А. К., Тимуш А. В. Особенности развития и сейсмичность земной коры юго-востока Казахстана. — В кн.: Вопросы прогнозирования землетрясений. Душанбе, 1980б, № 2, с. 4—12.

Ержанов Ж. С., Курскеев А. К., Тимуш А. В. Важнейшие сейсмогенные зоны юго-востока Казахстана. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Результаты исследований по прогнозу землетрясений». Алма-Ата, 1980в, с. 33—35.

Ефимов И. А. Главнейшие тектоно-метаморфические и магматические комплексы складчатых систем докембрия Казахстана и Северной Киргизии. — В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Алма-Ата, 1976. Т. 1. Проблемы петрологии, с. 56—68.

Ефремов И. А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 3, с. 62—70.

Зайцев Ю. А. О роли остаточных массивов в консолидации земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 2, с. 53—66.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 4, с. 12—20.

Звонцов В. С. Строение и особенности развития Балхашского срединного массива в каледонскую эпоху. — В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 41—48.

Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., 1977. 200 с.

Иванов А. И., Старов В. И. Абсолютный возраст гранитоидов Северо-Тянь-Шаньской зоны. — В кн.: Геохронология СССР. Л., 1974, т. 2, с. 38—46.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947. 257 с.

Кассин Н. Г. Гидрогеологический очерк Илийского бассейна. — Тр. ГГРУ, 1930, вып. 3, с. 1—46.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960, с. 28—72.

Кнауф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. — В кн.: Каледонская орогения. М., 1960, с. 142—148.

Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. — Геотектоника, 1966, № 5, с. 48—57.

Костенко Н. Н. К истории Балхаша. — Изв. КазФАН. Сер. геол., 1946, вып. 8 (26), с. 8—14.

Костенко Н. Н. Стратиграфия кайнозоя Юго-Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 2, с. 14—22.

Костенко Н. Н., Бажанов В. С. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М., 1961, т. 3, с. 389—394.

Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М., 1975, 198 с.

Крестников В. Н., Рейснер Г. И., Горбунова И. В. Сейсмическое обоснование карты сейсмического районирования Восточного Казахстана. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., 1968, с. 335—341.

Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий по геофизическим данным. М., 1968. 264 с.

Кунин Н. Я., Шацлов В. И. Глубинное строение Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 6, с. 85—94.

Курскеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. Алма-Ата, 1977. 191 с.

Курскеев А. К. О природе землетрясений и динамической модели земной коры Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 38—46.

Курскеев А. К. Геофизическое районирование земной коры Юго-Восточного Казахстана и сопредельных районов. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 42—52.

Курскеев А. К., Тимуш А. В. Основные принципы сеймотектонического районирования (на примере Юго-Восточного Казахстана). — В кн.: Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе, 1981, с. 67—69.

Курскеев А. К., Штейман М. Б. Результаты изучения вариаций геофизических полей на Алма-Атинском полигоне. — В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., 1976, с. 48—56.

Курскеев А. К., Штейман М. Б., Лыготкин Ю. И. Методика проведения гравиметрических работ на Алма-Атинском геофизическом полигоне. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ ИГН АН КазССР в 1974 г. Алма-Ата, 1976, с. 236—238.

Курскеев А. К., Штейман М. Б., Нысанбаев Т. Е., Насырова З. М. Исследование вариаций геофизических полей на Алма-Атинском полигоне в связи с современными движениями земной коры. — В кн.: Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М., 1980, с. 107—116.

Курскеев А. К., Юдахин Ф. Н. Скоростные и геоэлектрические неоднородности верхней мантии. — В кн.: Жаналаш-Тюпское землетрясение. Алма-Ата, 1981, с. 38—41.

Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. Деформационные измерения. М., 1978. 160 с.

Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., 1977. 214 с.

Лукиянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., 1963, с. 33—48.

Любецкий В. Н. Системы глубинных разломов Казахстана. — В кн.: Тектоническое строение Казахстана. Алма-Ата, 1975, с. 54—98.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965. 380 с.

Магницкий В. А., Калашникова И. В., Сидоров В. А. Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту. 1973, с. 571—578.

Майрин С. Е., Шлыгин А. Е. Интрузивный магматизм. — В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1966, с. 96—109.

Медведев В. Я., Степанов П. П. Плотностная характеристика древних толщ западной части Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1960, № 10, с. 26—42.

Мелькановицкий И. М. Закономерности изменения физических свойств горных пород Средней Азии и Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1963, № 11, с. 36—50.

Мельхиор П. Земные приливы. М., 1968. 484 с.

Меньшиков С. Ф., Тимуш А. В. К проблеме мела в Илийской впадине. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 3, с. 138—140.

Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М., 1974. 195 с.

Методы детального изучения сейсмичности. М., 1960, № 9 (176). 114 с. (Тр. ИФЗ АН СССР).

Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961, с. 41—64.

Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961, с. 11—40.

Мирошниченко В. П., Шульц С. С. Аэрометоды изучения новейшей тектоники. — В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961, с. 65—70.

Можаяв Б. Н. Геоморфологические аномалии, их выделение и интерпретация. — Геоморфология, 1970, № 2, с. 12—18.

Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 9 июня 1887 г. — Тр. Геолкома, 1890, т. X, № 1, с. 1—154.

Мушкетов И. В. Физическая геология. Спб., 1891, ч. I, 636 с.

Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М., 1978. 137 с.

Нерсесов И. Л., Нурмагамбетов А., Сыдыков А. Детальное изучение сейсмического режима Казахстана и прилегающих территорий. Алма-Ата, 1982. 159 с.

Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., 1979. 184 с.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1949, т. 8, с. 1—262.

Никитченко И. И. Западно-Джунгарский (Солдатсайский) сдвиг. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 4 (29), с. 225—240.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). М., 1977. 535 с.

Нурмагамбетов А., Сыдыков А. Некоторые вопросы детального изучения сейсмичности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. — В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М., 1980, с. 127—131.

Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе, 1975. 189 с.

Остропики П. А. Общие закономерности тектонического развития и некоторые вопросы геологической интерпретации современных движений земной коры Приалмаатинского района. — В кн.: Теоретические вопросы исследований современных движений земной коры. М., 1980, с. 39—51.

Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Орогенез Северного Тянь-Шаня в свете новых геологических наблюдений и вероятный глубинный механизм процесса. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 1—15.

Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. Алма-Ата, 1976, с. 80—91.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань: (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., 1955. 552 с.

Платонова Л. И., Тимуш А. В. О морфологических особенностях проявления неотектонических нарушений во впадинах Юго-Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 54—59.

Пухляков Л. А. Электро-метаморфическая гипотеза происхождения землетрясений. — Изв. Томского ПТИ, 1976, т. 289, с. 62—78.

Пушкарев И. К., Шацков В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь — Балхаш. — В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1968, с. 65—82.

Решение Всесоюзного совещания «Детальное сейсмическое районирование». М., 1977, с. 4—14.

Ржевский В. В., Новиков Г. Я. Основы физики горных пород. М., 1964. 208 с.

Ризниченко Ю. В. Проблемы детального изучения региональной сейсмичности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 7, с. 3—20.

Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., 1965. 350 с.

Сигалов В. М. Исследование современных движений земной поверхности на геодинамических полигонах Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз. М., 1980, с. 184—190.

Собакарь Г. Т. Роль разломно-блоковой тектоники в формировании структуры земной коры. Киев, 1976. 178 с.

Солоненко В. П. Землетрясения и рельеф. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 5—15.

Солоненко В. П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. М., 1977, с. 5—47.

Солоненко В. П., Хромовских В. С. Мощные землетрясения Большого Кавказа. — Природа, 1974, № 6, с. 34—47.

Стовас М. В. Избранные труды. Днепропетровск, 1975. 198 с.

Строительные нормы и правила (СНиП П-А. 12—69). М., 1977, ч. 2, гл. 12. Строительство в сейсмических районах. 53 с.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., 1974. 184 с.

Субботин С. И. Вопросы теории тектогенеза. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, 1975, с. 185—192.

Сыдыков А. Применение теории экстремальных значений для изучения сейсмичности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии. — Вестник АН КазССР, 1979, № 1, с. 71—75.

Тимуш А. В. К стратиграфии палеогена и неогена центральной части Илийской впадины. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1965, вып. 3(28), с. 52—62.

Тимуш А. В. Геоморфологические признаки новейшей тектоники в песках Южного Прибалхашья. — В кн.: Материалы Республ. научно-метод. конференции по вопросам географии. Алма-Ата, 1970а, с. 27—29.

Тимуш А. В. Отражение в рельефе структуры фундамента и осадочного чехла неогена низовьев реки Каратал. — В кн.: Материалы Республ. научно-метод. конференции по вопросам географии. Алма-Ата, 1970б, с. 44—47.

Тимуш А. В. Геоморфология низовьев рек Каратал и Аксу как отражение неотектонических движений. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Алма-Ата, 1971. 30 с.

Тимуш А. В. Морфология песков Южного Прибалхашья как критерий их возрастного расчленения. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 68—73.

Тимуш А. В. О возможной сеймотектонической природе некоторых геоморфологических аномалий на предгорных равнинах Южного Прибалхашья. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 59—67.

Тимуш А. В. О новейшей тектонике песчаных равнин низовьев рек Каратал и Аксу (Южное Прибалхашье). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 46—54.

Тимуш А. В., Абрамович Б. М., Байканов А. С. Применение морфо-структурного метода к изучению тектоники регионального водоупора (на примере низовьев р. Или). — В кн.: Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972, с. 238—240.

Тимуш А. В., Меньшиков С. Ф. Фрагменты палеогеографии неогена северо-западных отрогов Джунгарского Алатау и прилегающих равнин Южного Прибалхашья. — В кн.: Биология и география [Сборник статей аспирантов и соискателей]. Алма-Ата, 1971, вып. VI. с. 161—166.

- Троцюк В. Я. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазопойсковых работах. М., 1967, 152 с.
- Уразаев Б. М., Акишев Т. А., Нурмагамбетов А. Сейсмическое районирование Казахстана. Алма-Ата, 1979. 118 с.
- Уеда С. Новый взгляд на Землю. М., 1980. 214 с.
- Философов В. П. Краткое руководство по геофизическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960. 94 с.
- Финько Е. А. Связь современных тектонических движений земной коры с новейшими структурами в предгорных и низогорных районах Тянь-Шаня. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964, с. 172—183.
- Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10, с. 11—20.
- Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М., 1978. 238 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 510 с.
- Хромовских В. С., Солоненко В. П., Семенов Р. М., Жилкин В. М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М., 1979. 188 с.
- Шацкилов В. И. Детальные сейсмические исследования Алма-Атинского сейсмоопасного района с целью сейсмического районирования и микрорайонирования. Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М., 1976. 24 с.
- Шацкилов В. И., Пушкарев И. К., Старикович В. Н., Волков А. Л. Опыт использования обменных волн при ГСЗ. Геология и геофизика. Новосибирск, 1970, № 10, с. 40—48.
- Шебалин Н. В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6, с. 12—20.
- Шлыгин А. Е. Казахстанско-Тянь-Шаньская область каледонской консолидации. — В кн.: Геология СССР. М., 1971, Т. XL. Южный Казахстан. Кн. 2, с. 103—105.
- Шлыгин Е. Д., Кудайбергенова Н. К., Шлыгин А. Е. Основные геолого-структурные и металлогенические элементы Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 14—28.
- Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 2, с. 8—17.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. геогр. об-ва. Нов. сер., 1948, т. 3, с. 35—48.
- Щеглов В. И. Некоторые аспекты механики очага землетрясений. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Алма-Ата, 1978. 13 с.
- Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, 1970. 182 с.
- Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, 1968. 228 с.
- Щерба Г. Н., Степанов В. В., Кудряшов А. В. и др. Геотектогенез Казахстана и редкометальное оруденение. Алма-Ата, 1972. Т. I. Геотектоногены и магматизм. 216 с.
- Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. М., 1980, с. 101—110.
- Brace W. F., Panliding I. B. W. Dilatancy in the fracture crystalline rocks. — J. Geophys. Res., 1966, v. 11, N 16, p. 61—69.
- Brace W. F. Current laboratory studies pertaining to earthquake prediction. — Tectonophysics, 1968, v. 6, p. 58—70.
- Nur A. Advances in rocks Mechanics. — In: Proc. Third. Congr. inter. Soc. Rock. Denver. Colorado, 1974, p. 120—134.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ	5
Стратиграфические комплексы	5
Интрузивные комплексы	51
Глава 2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ	71
Тектоническое районирование	71
Структурные комплексы	75
Петрофизическая характеристика структурных комплексов	81
Подвижные зоны палеозойского этапа развития	95
Тектоническое развитие земной коры в новейший этап	99
Подвижные зоны неотектонического этапа развития	107
Глава 3. ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КО- РЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ	112
Геолого-геофизическая характеристика глубинных элементов Тянь-Шаньского сегмента земной коры	115
Геофизические неоднородности верхней мантии	122
Глава 4. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕ- СКИХ СТРУКТУР	126
Соотношение структур верхней части земной коры с глубинными	126
Новейшие тектонические движения и рельефообразование	127
Роль разрывных нарушений в формировании очагов землетрясений	137
Геоморфологические аномалии как показатели тектонической активности предгорных районов	145
Сейсмотектонические деформации на предгорных равнинах Южного Прибалхашья	155

Глава 5. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ	164
Сейсмичность земной коры	165
Геофизические критерии подвижности структурных элементов земной коры	170
О природе сил, вызывающих движения структурных элементов земной коры	180
Динамическая модель земной коры Тянь-Шаньского сегмента	183
Глава 6. СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ	191
Принципы сеймотектонического районирования	191
Структурные основы выделения сейсмогенных зон в верхней части земной коры	196
О легенде карты сеймотектонического районирования	206
Краткая характеристика основных сейсмогенных зон	210
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	219
ЛИТЕРАТУРА	222

**Жакан Сулейменович Ержанов,
Абдрахман Козлоевич Курскеев,
Анатолий Владимирович Тимуш,
Надим Мусич Чабдаров**

ЗЕМНАЯ КОРА СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА

*Утверждено к печати Ученым советом Института сейсмологии
Академии наук Казахской ССР*

Рецензенты: кандидат геолого-минералогических наук *А. Б. Оспанов*,
кандидат технических наук *В. И. Шацлов*

Зав. редакцией *Н. А. Менжулина*
Редактор *Г. Е. Каткова*
Художественный редактор *А. Б. Мальцев*
Технический редактор *Е. М. Тахметова*
Корректор *Р. А. Баяндина*

ИБ № 1078

Сдано в набор 20.04.82. Подписано в печать 31.08.82. УГ10109.
Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 14,5. Уч.-изд. л. 15,8 (1 вклейка). Тираж 1000. Заказ 86.
Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР.
Типография издательства «Наука» Казахской ССР.
Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, Шевченко, 28.

НОВЫЕ КНИГИ

издательства «Наука» Казахской ССР 1982 год

Нерсесов И. Л., Нурмагамбетов А., Сыдыков А.
Детальное изучение сейсмического режима Казахстана и прилегающих территорий. 8,5 л. 1 р. 70 к.

В книге дана подробная характеристика сейсмичности и сейсмического режима юга и юго-востока Казахстана и прилегающих территорий с целью уточнения степени сейсмической опасности. Впервые обобщен опыт количественного изучения на территории Казахстана сейсмической активности, максимальных возможных землетрясений и сейсмической сотрясаемости. Разработана методика оценки основных параметров сильных землетрясений по макросейсмическим данным. Описаны особенности сейсмического режима каждой зоны и сделаны выводы о возможности возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы. Предложена методика использования исходных сейсмологических данных для решения многих прикладных задач, в том числе для составления карт как общего, так и детального сейсмического районирования.

Сейсмическое микрорайонирование города Алма-Аты. 7 л. 1 р. 10 к.

В книге анализируются новые данные о сейсмическом микрорайонировании Алма-Аты. Изложена методика определения фоновой балльности по данным комплексных экспериментальных наблюдений. В результате анализа материалов многократного нивелирования по густой сети профилей выявлены активные разломы, влияющие на формирование поверхностного сейсмического эффекта при землетрясениях. Приведена новая интерпретация макросеймики трех разрушительных землетрясений прошлого, позволившая уточнить карту расчетной балльности. На основе проведенных исследований составлена карта комплексного сейсмического микрорайонирования Алма-Аты. Предложенная методика определения фоновой балльности может быть успешно применена при аналогичных исследованиях на территории городов Душанбе, Фрунзе, Ташкента, Иркутска, Джамбула, Красноводска и др.

Заказы можно направлять по адресу: 480091, г. Алма-Ата, ул. Фурманова, № 91/97, Казахская контора «Академкниги»

или

480015, г. Алма-Ата, ул. Жарокова, № 154а, магазин «Книга — почтой».

25704

4006

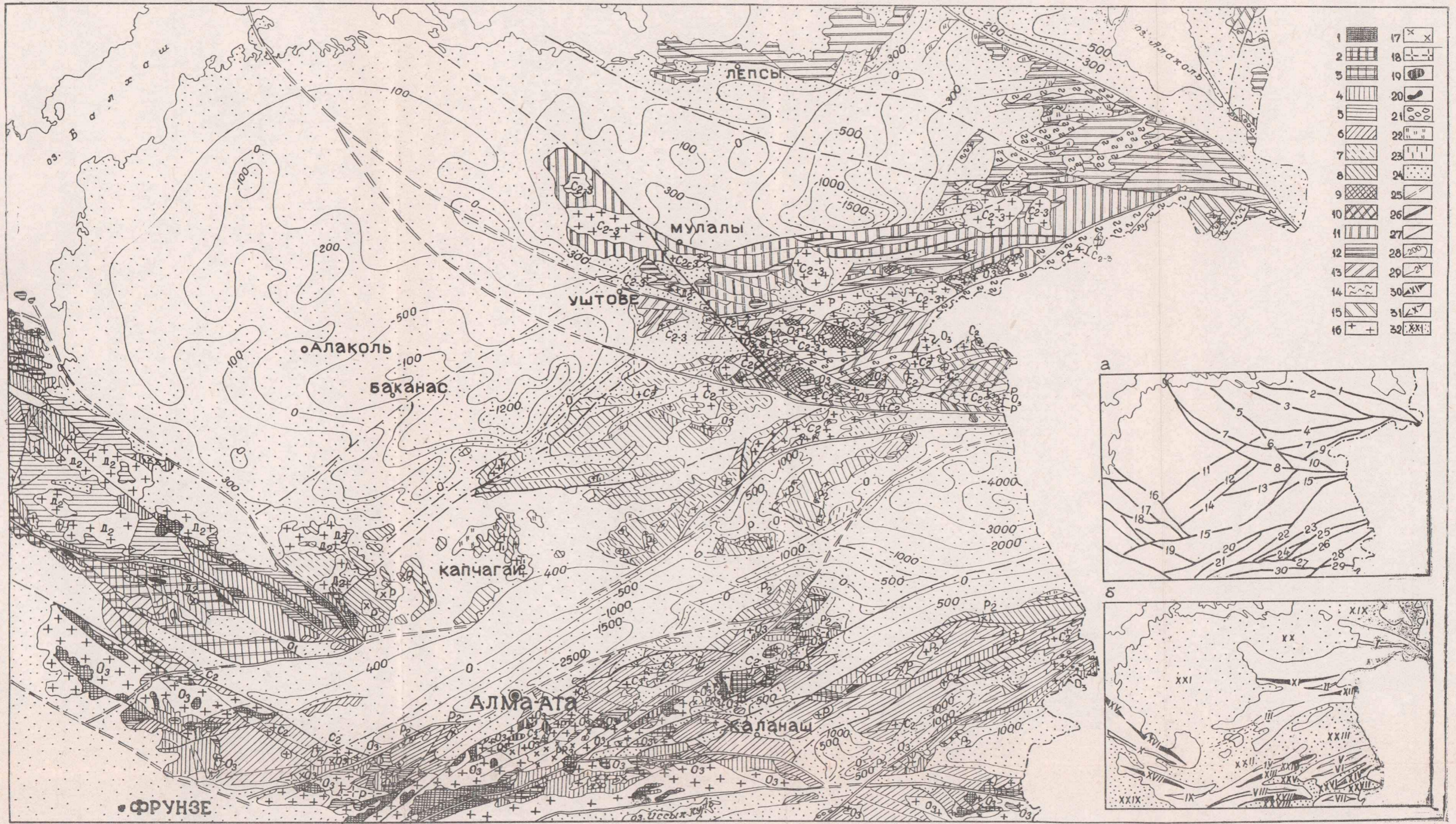


Рис. 2. Тектоническая схема юго-востока Казахстана

Структурные этапы областей каледонской складчатости: 1 — добайкальский; 2 — байкальский (позднедокембрийский); 3 — раннекаледонский (C_{1-2} , C_{2-3}); 4 — среднекаледонский (O_{1-2} , O_3 , S); 5 — позднекаледонский орогенный (D_1 , D_{1-2}); 6 — раннегерцинский (C_{1t} — C_{1s}); 7 — позднегерцинский нижний (C_{2-3}); 8 — позднегерцинский верхний (P—T). Структурные этапы областей герцинской складчатости: 9 — каледонский нижний (Pz_1); 10 — каледонский средний (S, O_{1-2}); 11 — герцинский нижний (C_1 — D_{2e}); 12, 13 — герцинский средний: 12 — геосинклинальный (D_{2gv} — C_{2b}), 13 — геоантиклинальный (S_{2ld_2} — D_{2e}); 14, 15 — позднегерцинский орогенный: 14 — нижний морской (C_{1v_3} —S), 15 — верхний континентальный (C_1 —P). Интрузии (возраст показан индексом): 16 — граниты и гранит-порфиры; 17 — диориты и гранодиориты; 18 — сиениты и граносиениты; 19 — габбро и габбро-диориты; 20 — дуниты, перидотиты, пироксениты.

Альпийский комплекс. Структурные этапы: 21, 22 — чехла эппалеозойской платформы: 21 — нижний (T_3 — J_3); 22 — средний (K_1 — Pg_3); 23 —

верхний предорогенный (красноцветная моласса Pg_3^3 — N_1^1); 24 — верхний орогенный (сероцветная моласса N_1^2 — Q_{VI})

Разломы: 25 — проникающие в мантию; 26 — внутрикоровые; 27 — прочие

Дополнительные обозначения: 28 — изогипсы поверхности палеозойского фундамента. На врезках: 29 — главные разломы и их номера; 30—32 — основные тектонические структуры и их номера: 30 — антиклинории, 31 — синклинории, 32 — предгорные и межгорные впадины

Главные разломы (на врезке, а): 1 — Джунгарский (Главный Джунгарский); 2 — Кипелийский; 3 — Сандыктас-Чулакский; 4 — Саркандский; 5 — Мулалинский; 6 — Западно-Джунгарский (Солдатсайский); 7 — Мынчукурский; 8 — Южно-Джунгарский; 9 — Сарычильдинский; 10 — Текелу-Усекский; 11 — Таукумский; 12 — Бакбактинский; 13 — Малайсаринский; 14 — Кокшелевский; 15 — Алтынэмельский (Илийско-Конуроленский); 16 — Балхашский; 17 — Жельтауский; 18 — Жалаир-Найманский; 19 — Кендык-

таский; 20 — Алма-Атинский; 21 — Кемин-Ушконурский; 22 — Чилик-Кеминский; 23 — Северо-Далаашинский; 24 — Байсорун-Чиликский; 25 — Северо-Кетменский; 26 — Туокский; 27 — Северо-Кунгейский; 28 — Басултауский (Южно-Исык-Кульский); 29 — Копылский; 30 — Тасминский.

Основные структуры (на врезке, б). Синклинории: I — Тастауский; II — Бороталинский; III — Сарыозекский; IV — Илийский; V — Северо-Кетменский; VI — Южно-Кетменский; VII — Баянкольский; VIII — Чилик-Кеминский; IX — Қастекский; X — Жалаир-Найманский. Антиклинории: XI — Центрально-Джунгарский; XII — Южно-Джунгарский; XIII — Зайлийский; XIV — Каратауский; XV — Бурунтауский; XVI — Восточно-Жельтауский; XVII — Кендыктасский; XVIII — Кунгейский. Межгорные и предгорные впадины: XIX — Алакольская; XX — Саркандская (Северо-Джунгарская); XXI — Южно-Прибалхашская; XXII — Алма-Атинская; XXIII — Панфиловская (Джаркентская); XXIV — Сюгатинская; XXV — Жаланашская; XXVI — Каркаринская; XXVII — Текеская; XXVIII — Исык-Кульская; XXIX — Чуйская

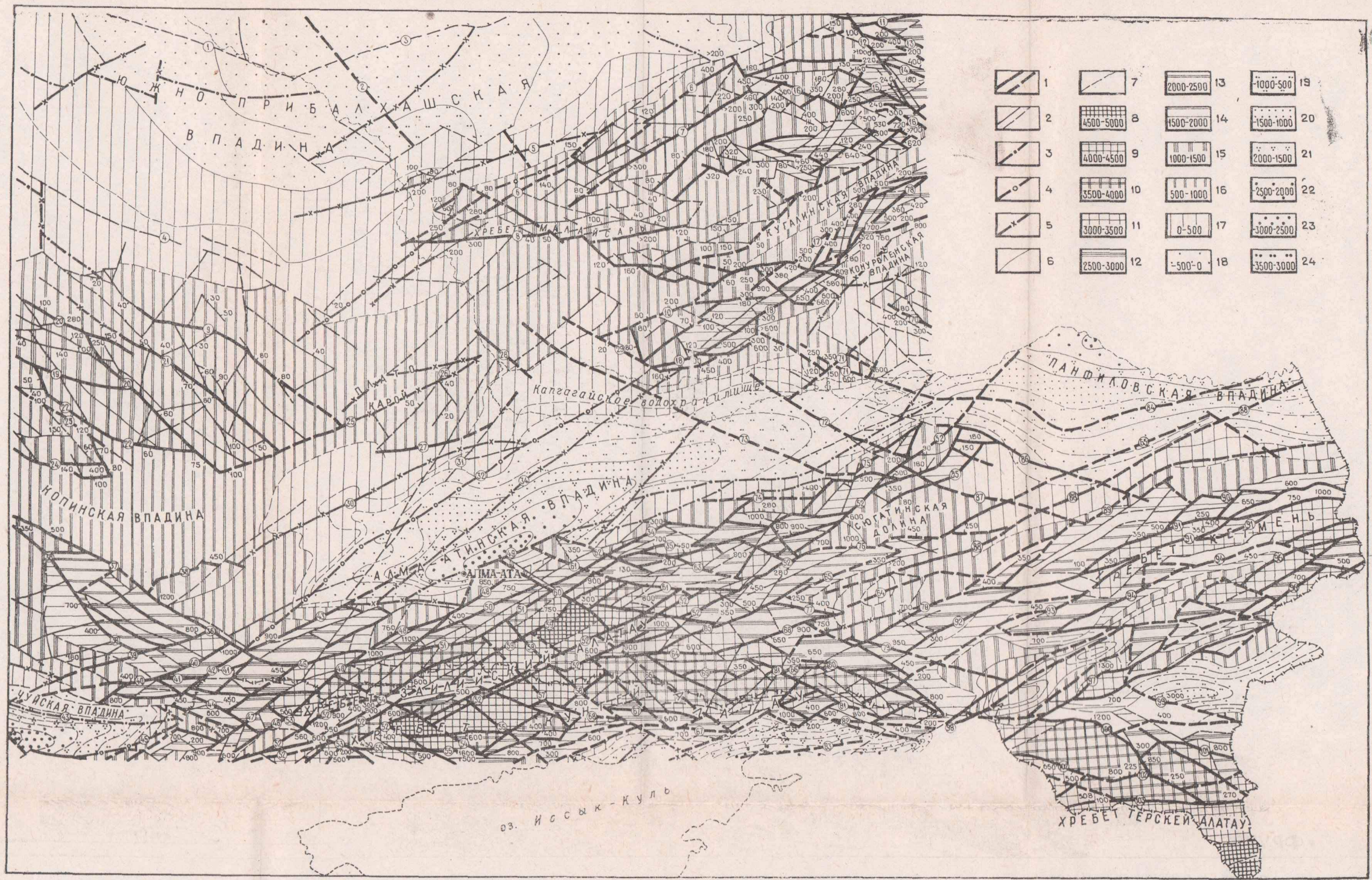


Рис. 12. Схема новейшей тектоники юго-востока Казахстана

Разломы разных рангов по геологическим данным (достоверные и предполагаемые): 1 — рельефообразующие; 2 — прочие (цифры показывают величину относительного превышения одного блока над другим, штрих на разломе обращен в сторону опущенного блока). Глубинные разломы по геофизическим данным: 3 — проникающие в мантию; 4 — проникающие в базальтовый слой; 5 — локализованные в гранитном слое. Изогипсы кровли палеозойского фундамента: 6 — установленные бурением и по геологическим данным; 7 — по геофизическим данным; 8—24 — высотное положение поверхности эпигерцинского пенеппла.

Основные разломы (цифры в кружках): 1 — Топарский; 2 — Старопллийский; 3 — Баканас-Уштобинский (Таукумский); 4 — Қолшенгельский; 5 — Кокшеельский; 6 — Курты-Мукринский; 7 — Достарский; 8 — Малайсаринский; 9 — Балхашский (Каражирьский); 10 — Карашокинский; 11 — Мынчукурский; 12 — Западно-Джунгарский (Солдатсайский); 13 — Текели-Усекский; 14 — Текелийский; 15 — Сууктубинский; 16 — Южно-Джунгарский; 17 — Доланатинский; 18 — Алтынэмельский; 19 — Агулсейский; 20 — Апрахайский; 21 — Сарыбастауский; 22 — Қаройский; 23 — Бабасайский; 24 — Копинский; 25 — Куртинский; 26 — Балатаскабакский; 27 — Сорбулакский; 28 — Қапцагайский; 29 — Бахтиярский; 30 — Таргапский; 31 — Каскеленский; 32 — Чемолганский; 33 — Боролдайский; 34 — Қинкбай-Жумақский; 35 — Таутургенский; 36 — Кендыктауский; 37 — Дегересский; 38 —

Актюз-Актаский; 39 — Ешкилинский; 40 — Карақунузский; 41 — Кастекский; 42 — Каракастекский; 43 — флексурно-разрывная зона; 44 — Уйтас-Қашқажолский; 45 — Иссыкатинский; 46 — Қарагайлыбулакский; 47 — Кечи-Кеминский; 48 — Кемин-Ушконурский; 49 — Алма-Атинский; 50 — Котурбулакский; 51 — Северо-Талгарский; 52 — Чилик-Кеминская группа разломов; 53 — Джиланаг-Торайгырский; 54 — Қаргалы-Чокталынский; 55 — Культортский; 56 — Западно-Доланатинский; 57 — Чилик-Кеминский перевальный; 58 — Ақсу-Тоғузақский; 59 — Талгарский; 60 — Право-Талгарский сдвиг; 61 — Бесағашский; 62 — Иссыкский; 63 — Асинский сдвиг; 64 — Байсорун-Чиликский; 65 — Северо-Далаашикский; 66 — Корумды-Ойталынский; 67 — Северо-Ақсейский; 68 — Южно-Ақсейский; 69 — Северо-Кунгейский надвиг; 70 — Западно-Катутауский; 71 — Қалқанские разломы; 72 — Қарасайский; 73 — Бас-Боролдайский (Соркольский); 74 — Қаратурукский; 75 — Бала-Богутинский; 76 — Торайгырский; 77 — Бескарагайский; 78 — Северо-Кулуктауский; 79 — Жаланапский; 80 — Кенсуйский; 81 — Южно-Кенсуйский; 82 — Талдысуйский; 83 — Тасминский; 84 — Илийский; 85 — Богутинский; 86 — Чунджинский; 87 — Богуты-Чарынский; 88 — Карадала-Чарынский; 89 — Северо-Кетменский; 90 — Ақтамский; 91 — Центрально-Кетменская группа; 92 — Южно-Кулуктауский; 93 — Туякский; 94 — Южно-Кетменский; 95 — Каратауский; 96 — Сумбинский; 97 — Басулытауский; 98 — Чульдырские; 99 — Дегересский; 100 — Копылский; 101 — Қарагайлы-Ақтамский; 102 — Тиекский; 103 — Терсейский