ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И РУДНЫЕ ПОЯСА

Г. Н. Щерба

АЛМА-АТА • 1970

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

УДК 551.24;553

В книге затронуты проблемы развития земной коры под влиянием внешних и внутренних факторов. По материалам Казахстана развивается концепция глубинных подвижных зон — областей разрядки напряжений в земной коре и верхней мантии, по которым происходили дифференциация и миграция вещества из верхней мантии в земную кору. Вдоль этих зон в течение каждого тектонического цикла шла перестройка земной коры, ее качественное изменение, сиалитизация, возрастание мощности (ступенчатое развитие земной коры). Осадконакопление, магматизация, складчатость, увеличение мощности вдоль колонны преобразования обусловили возникновение протяженных линейных структур — геотектоногенов.

Одновременно со всеми этими процессами изменялся геохимический профиль; в неравновесных условиях возникала сепарация рудного вещества и образовывались месторождения различных генетических типов, в своей совокупности создававшие рудные пояса геотектоногенов. Состав оруденения в течение каждого металлогенического цикла, от эпохи к эпохе, стремился ко все большей литофильности. В полициклических геотектоногенах наряду с концентрацией рудного вещества происходило и его рассеивание по мере воздымания фронта метаморфизма и магматизации.

Автор излагает систему взглядов на взаимосвязанное развитие тектоники, магматизма и рудообразования, могущую представить интерес для широкого круга геологов.

Табл. 12, илл. 25, библ. 217.

2—9—5
Доп. 70 м

ОТ РЕДАКТОРА

По мере развития всего фронта наук модернизируется и геология. Одной из наиболее заметных тенденций такого обновления геологии является стремление охватить научным анализом не только поверхность Земли, но и проникнуть внутрь ее, хотя бы в пределы земной коры и верхней мантии. Это стало возможным благодаря достижениям региональной геофизики и логических научных схем, трактующих глубинное состояние вещества планеты на основе новейших данных термодинамики и физической химии. В связи с этим поверхностное плоскостное мышление все более решительно вытесняется объемным, принимающим во внимание глубинную координату.

Геология — наука естественноисторическая, поэтому проблема глубинного строения верхних оболочек Земли потребовала прежде всего анализа воздействия глубинных процессов на приповерхностные структуры и формации в ходе развития земного шара. Идея сплошного и пространственно непрерывного воздействия материи и энергии подстилающих оболочек на перекрывающие не получила развития. Большим успехом пользуется представление о преобразовании земной коры под влиянием глубинного вещества, поступающего вдоль преимущественно линейно-вытянутых локальных мобильных зон, проникающих в мантийную часть планеты. Такие сравнительно узкие энергетически активные зоны раскалывают земную кору на более пассивные блоки. Так, примитивная схема зонального оболочечного строения Земли сменилась более совершенной схемой мозаично-оболочечной структуры с дифференцированным разрезом земной коры для отдельных ее блоков. В этой схеме блокового развития и строения земной коры еще много неопределенного и дискуссионного. Но вместе с тем она представляет новое слово в науке о Земле, к которому не

могут не прислушаться представители разных ее направлений. В частности, специалисты в области геологии рудных месторождений пытаются использовать ее для совершенствования теории эндогенного рудообразования и металлогении. Одна из таких, очень интересных и далеко идущих попыток освещена на страницах настоящей книги члена-корреспондента Академии наук Казахской ССР Г. Н. Щербы, известного исследователя рудных месторождений обширных пространств Казахстана. Территория Казахстана, по его данным, расчленяется на блоки, ограниченные линейновытянутыми, геологически активными, сообщающимися с верхней мантией зонами, которые он называет геотектоногенами. По возрасту среди них выделяются рифейские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские геотектоногены, часто развивающиеся наследованно с образованием полицикличных их разновидностей. В истории формирования геотектоногенов различаются периоды первоначального растяжения, сменяющегося последуюшими деформациями сжатия. Меняющемуся режиму динамических напряжений соответствует эволюция магматизма от его начальных базальтоидных форм к гранитоидным к концу процесса. После этого остается сделать еще один шаг для того, чтобы рассмотреть эволюцию эндогенного рудообразования на фоне мозаично-блоковой модели земной коры в связи с геолого-исторической обстановкой, возникающей в длительно и направленно развивающихся геотектоногенах. Геотектоногены выступают как крупные геологические элементы, контролирующие размещение рудных поясов последовательных металлогенических эпох, причем этот контроль объясняется не только чисто механическими структурными причинами, но и тем, что только в сравнительно узких границах геотектоногенов осуществлялась магматическая дифференциация веществ верхней мантии и земной коры, без которой не мыслится дифференциация рудообразующих соединений, приводящая к возникновению рудных месторождений.

Идеи, развиваемые Г. Н. Щербой, выходят далеко за пределы Казахстана. Взгляды его достаточно целеустремленные и радикальные. Можно не сомневаться в том, что мимо них не пройдут равнодушно исследователи рудных месторождений и других областей нашей страны.

Академик В. И. СМИРНОВ

Глава 1

Проблема развития земной коры

Последние десятилетия в развитии региональной геологии ознаменовались рядом открытий фундаментального значения, базирующихся на новых данных геофизики и планетологии. Если первые позволили получить сведения о строении земной коры и верхней мантии, т. е. проникнуть внутрь Земли, то исследования космоса и планетной системы Солнца показали, что Земля, как планета, подчиняется общим законам движения и развития, свойственным Солнечной и Галактической системам. Из этого следует, что развитие Земли, в том числе геологическое, обусловлено постоянным взаимодействием космических факторов и внутренней материальной и энергетической системы Земли, состоящей из расслоенных оболочек, находящихся в неполностью уравновешенном состоянии. Понимание этого привело к созданию ряда концепций о геологическом строении и развитии земной коры Г. Д. Ажгирея, Г. Д. Афанасьева, В. В. Белоусова, В. Г. Бондарчука, Н. П. Васильковского, А. П. Виноградова, Г. А. Гамбурцева, Р. М. Деменицкой, Г. Н. Каттерфельда, Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, Ю. А. Кузнецова, Б. Л. Личкова, Е. Н. Люстиха, В. А. Магницкого, Е. К. Мархинина, Е. Е. Милановского, Ф. С. Моисеенко, М. В. Муратова, А. В. Пейве, В. И. Попова, Г. Л. Поспелова, Г. П. Тамразяна, В. В. Федынского, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова, И. И. Чебаненко, Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнманна, Г. Н. Щербы, А. Л. Яншина и многих других.

Еще более многочисленна группа зарубежных ученых, среди которых особенно нужно отметить С. Н. Бубнова, Е. Булларда, Г. Булларда, Б. Гутенберга, Г. Джефриса, Р. Дитца, Ф. Кинга, Л. Кобера, Е. Крауса, Г. Менарда, С. Ранкорна, А. Тойта, И. Уилсона, Г. Хесса, Г. Штилле и многих других.

ЗЕМНАЯ КОРА

Располагая бóльшей информацией о геологии поверхности, мы до настоящего времени преимущественно анализируем все изменения и процессы в земной коре сверху вниз и не делаем существенных попыток (исключая частные примеры) анализировать изменения снизу вверх, скажем, от верхней мантии, со стороны активного начала — основного двигателя всей совокупности эндогенных процессов.

Все материалы проведенных сейсмических и гравиметрических исследований ЗК континентов, а также океанов показали, что всюду мы встречаемся с неоднородностями и что в целом ЗК имеет *слоисто-блоковое* строение, которое в какой-то мере, по-видимому, свойственно и верхней мантии. Дифференциация вещества внутри ЗК особенно тесно связана с процессами вертикального перемещения более «объемных» и легких элементов и их соединений из верхней мантии, в верхней части которой в этот период происходит разуплотнение.

Сейчас трудно отдать предпочтение какой-либо одной из предложенных гипотез — зонного плавления, перемещения фронта плавления, конвективных потоков, дегазации, селекционного выплавления и всплывания базальтовых астенолитов, изменения объемов вещества под влиянием термодинамических процессов, анатексиса, вулканической, диффузной и, наконец, трансмагматических растворов.

Заслуживает внимания книга, в которой рассмотрена связь тектогенеза с процессами в мантии Земли (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968). Хотя ее авторы полностью отрицают подкоровые течения как причину вертикальных движений, но в то же время признают, что существенное значение для развития Земли имеет непостоянство скорости вращения геодинамической системы. В дальнейшем все движения земной коры — образование глубинных разло-

мов, прогибов и поднятий, магматических очагов — объясняются изменением объемов вещества верхней мантии под влиянием критических процессов, приводящих к фазовым, полиморфным и электронным переходам вещества. Если признать возможность таких переходов в достаточно больших объемах вещества верхней мантии, то первопричиной возникновения критических ситуаций все же нужно считать факторы космические, т. е. изменение фигуры Земли в процессе ее перемещения в космосе (ротационные силы, приливное трение, приращение гравитационного поля на орбите). Вероятно, механизм многообразен и включает ряд перечисленных выше процессов, а их роль (доля участия) определяется самими условиями в конкретных подвижных зонах и геоблоках.

Вероятно, справедливо мнение о том, что условные «геофизические» слои земной коры отвечают соответственно основным областям («фронтам») базальтизации, диоритизации, гранитизации и мигматизации (Борисов, 1967 и др.). При этом предварительно должны «разуплотняться» нижележащие слои, начиная с верхней мантии, в связи с вертикальной миграцией вещества и поступлением наиболее «объемных» и легких компонентов сиалического состава.

Рост базальтового слоя ЗК происходит вследствие выплавления базальта из верхней мантии либо из ее части — слоя Гутенберга, лежащего на глубинах 100—150 *км*. Температура плавления базальта 1200°, андезита при 18 килобарах — более низкая (Рингвуд, Грин, 1966). Исходя из этого Ю. М. Шейнманн (1967) делает вывод о том, что андезит является наиболее кислой глубинной магмой. Все более кислые магмы — это либо смешанные корово-глубинные, либо чисто корового происхождения. Признав правильность подъема границ разогрева в тектоносфере, Ю. М. Шейнманн (1967, рис. 1) в то же время отрицает не только принцип зонной плавки, но и изменение состава очагов магматизма на разных уровнях ЗК, что является очевидным противоречием.

Существует модель, согласно которой плотностная дифференциация вещества происходит даже в нижней мантии, и фракции с малой плотностью продвигаются вверх вдоль рифтовых зон; по пути из них выплавляется базальт (Bemmelen Van, 1965; Артюшков, 1968). Что-то сходное с этим процессом отмечается при петрологическом анализе мате-

риала из системы океанических рифтов; наконец, на расслоенность верхней мантии указывают данные многих сейсмических зондирований.

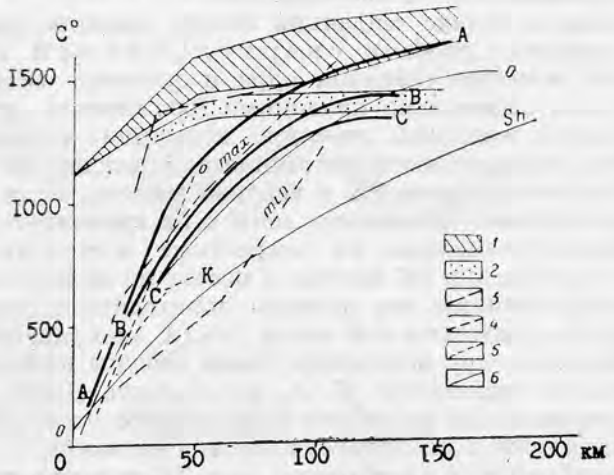


Рис. 1. **Сравнение различных предположений о температуре в верхах мантии и коре** (по Ю. М. Шейнманну, 1969). Магмы: *1* — под геосинклиналями; *2* — под внегеосинклинальными областями. Твердое вещество: *AA* — геосинклиналей, *BB* — трапповых областей, *CC* — областей щелочных базальтов. Кривые, построенные по данным: *3* — В. В. Белоусова (для геосинклиналей), *4* — Любимовой (максимальный и минимальный варианты), *5* — В. А. Магницкого (для океанов — *O* и для континентов — *K*), *6* — А. Рингвуда (для океанов — *O* и для «щитов» — *Sh*).

В соответствии с проведенными расчетами равновесий мультисистем и геологическими данными глубокие зоны метаморфизма имеют такой состав (Маракушев, 1968):

	P кбар	*T*°C
гранатсодержащие метаморфические породы	5—12	650—850
эклогиты и эклогитовые гранулиты до глубины 40 *км*	12—20	до 1100

В базальтовом слое могут содержаться эклогитовые и пироксен-плагиоклазовые гранулиты. Замещение базальтового слоя, ликвидация «корней гор» происходят путем замещения гранулитов пироксенитами и перидотитами.

Что же касается широко распространенных гранитов, то, по мнению большинства исследователей, они имеют внутрикоровое происхождение — дифференциационное в слое диорита и палингенное в слое гранита.

Имеющаяся сейчас тенденция искать причины тектонических движений даже в сверхглубинной дифференциации вещества (граница ядра и мантии), сопровождаемой гравитационными явлениями (всплывание силикатной колонны), возникла, очевидно, вследствие игнорирования факта периодичности тектонических циклов на Земле и динамичности разреза ЗК и верхней мантии. Если иметь в виду конкретные подвижные зоны с их сравнительно ограниченными размерами, их возрастные вступления, локальные перестройки ЗК именно в местах их заложения, то, естественно, причины эти должны определяться рамками тектоносферы, рамками той части Земли, которая вовлекается в движение при изменении самой фигуры планеты.

Интересно наблюдение Н. А. Беляевского (1969), показавшего возрастание мощности базальтового слоя под эвгеосинклиналями с их интенсивным магматизмом.

В докембрийских платформах слои ЗК характеризуются ровными параллельными поверхностями; мощность базальтового слоя (вместе с диоритовым) больше мощности гранитного. В более молодых платформах уже проявлены «возмущения» в виде изменчивости границ, изменения соотношения мощностей слоев, усложнения поверхностей раздела. Это усложнение особенно возрастает в самых молодых складчатых областях, одновременно повышается и общая мощность ЗК — до 70 *км* (Памир), а мощность гранитного слоя — до 30—40 *км*. Подобная же зависимость отмечена для Центрального Казахстана Ф. С. Моисеенко (1969).

Обращает на себя внимание тот факт, что мощность земной коры меньше (30—35 *км* при относительно бóльшей мощности слоя базальта и диорита) в областях молодой активизации, наложенной на древние структуры, чем при последовательном наложении каледонского, герцинского и киммерийского циклов (где она достигает 60 *км*).

Наконец, прямым указанием на «океанизацию» (базальтизацию ЗК, образование эклогитов) является отсутствие на платформах «корней гор» в поверхности М, ее выравнивание. В герцинских зонах их величина составляет уже первые километры (до 5—8 *км* в Казахстане), а под киммери-

дами и альпидами—10—20 и более километров. Это обстоятельство отмечалось и ранее (Щерба, 1962, 1963, 1965). Тогда же мы указывали на зависимость состава и характера металлогении от типов разреза и мощности ЗК; то же самое

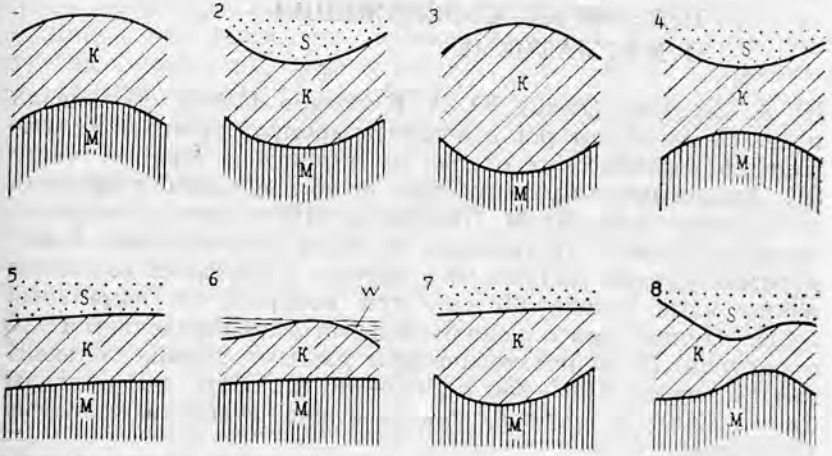


Рис. 2. **Форма соответствий рельефа поверхности М и поверхности консолидированной коры** (Беляевский, 1969). Горизонтальный пунктир — толща воды (индекс W); точки — осадочная толща (индекс S); косая штриховка — консолидированная кора (индекс К); вертикальная штриховка — верхняя мантия (индекс М).

сейчас доказывает и Н. А. Беляевский (1969, стр. 40). Анализируя соотношение рельефа поверхностей М и консолидированного основания ЗК, он выделил восемь типов, дав им различные наименования. Достаточно посмотреть приведенные им схемы (рис. 2), чтобы убедиться в отсутствии соответствия, поскольку из восьми типов в пяти такого соответствия нет; наоборот, обнаруживается несогласие в характере этих двух поверхностей, что указывает на определенную неуравновешенность между нижними и верхними слоями ЗК.

В последнее время намечается тенденция перехода от слоевой модели ЗК к сплошной с фазовыми превращениями и плотностными порогами на границах. Возникает мнение о необходимости пересмотра интерпретации данных волнового поля (отраженные, рефрагированные и преломленные волны). Однако и в этом случае сохраняют свое прежнее

значение механизм и колонка дифференциации вещества ЗК, наличие субгоризонтальных границ и поверхностей скольжения.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О МАГМАТИЗМЕ

Ю. А. Билибин (1955), Ю. А. Кузнецов (1964) обосновали идею, согласно которой с течением времени происходит миграция магматических очагов из нижних в верхние части ЗК. Аналогичное представление было высказано и другими исследователями. Ю. М. Шейнманн (1969) проанализировал существующие к настоящему времени геологические и экспериментальные данные об условиях и глубинах возникновения магм (около 60 *км*), при которых их начальный состав (толеитовая и щелочно-базальтовая) определяется температурой. По сейсмологическим данным, магмы поднимаются с глубин 100—250 *км* (27—80 килобар, температуры 1500—1900°) в пределах тектоносферов с разной степенью разогрева.

Таблица 1

Средние температурные градиенты (в градусах на 1 *км*)

	От 50—60 *км*	От 35 *км*
Геосинклиналь (В. В. Белоусов)	24	39
Океан (В. А. Магницкий)	22	22
Геосинклиналь (Ю. М. Шейнманн)	21	26
Толеитовые области (Ю. М. Шейнманн)	19	21
Щелочные базальты (Ю. М. Шейнманн)	17	19
Океан (А. Рингвуд)	16	18
Щиты (А. Рингвуд)	11	13
Континент (В. А. Магницкий)	14	16

Градиенты в магмах для геосинклиналей — 6—9°, материковых частей для траппов — 5,5° и щелочных базальтов 4°С на 1 *км* (Шейнманн, 1969).

Вулканические серии островных дуг, по мнению Ю. М. Шейнманна, произошли из первичных магм типа оливиновый толеит, которые при падении давления обога-

щаются алюминием за счет боковых пород, при движении теряют часть твердой фазы, подкисляются, обогащаются водой и изменяются до состава щелочного базальта, а затем и андезита. При этом автор, в сущности, исключает наличие промежуточных бассейнов вулканизма и дифференциацию в них магм, что, конечно, неверно. Контрастность состава вулканитов в одном разрезе, чередование в близкие по времени вулканические циклы с образованием родственных серий и другие особенности могут быть объяснены только дифференциацией в промежуточном очаге и разделением на основные, средние и кислые.

Внегеосинклинальные трапповые серии, по Ю. М. Шейнманну, отличаются отсутствием пород среднего состава и резким преобладанием базальтов. Первичные оливиновые толеиты возникают на глубинах 50—60 *км*, главная дифференциация магм происходит на 12—15 *км*, а затем — свободный выход по открытым разломам, тогда как в геосинклиналях потоки магм замыкаются и возникают промежуточные бассейны.

Поля *щелочных базальтов* (Эфиопия и др.), как считают некоторые исследователи, могли возникнуть вследствие ряда причин: охлаждения расплава на глубине, либо существенного понижения давления, либо добавления вещества мантии и воды. Смена толеитов щелочными базальтами — результат дифференциации в очаге.

В целом взгляды Ю. М. Шейнманна об образовании магм различного состава базируются на изменении первичных магм на длительном и протяженном пути их перемещения с больших глубин вследствие отжимания твердых фаз и обогащения жидкой фазы путем контаминации. Разные режимы (T, P) при этом регулируют изменения первичной толеитовой магмы. В такой трактовке много искусственного, много всякого рода допущений. Почти исключаются ликвация и дифференциация магм на промежуточных уровнях, тектонический режим, состав пород на пути перемещения магм, тогда как именно эти причины вполне могут объяснить все разнообразие магм. Наконец, само возникновение тектоносферов в общем-то обязано случаю, с чем нельзя согласиться.

Появление кислых липаритовых магм в самом начале очередного цикла (например, на Рудном Алтае) либо самостоятельных поясов гранитоидов (телеорогенных, субсек-

вентных) — свидетельство того, что магматические очаги с развитием ГПЗ могут зарождаться и затем распространяться сверху вниз, а не только снизу вверх (тектоносферы — тектоногены; Шейнманн, 1968). Об этом же говорит появление типичных ультрабазитов в большинстве случаев позднее базальтоидов. Именно в базальтовом слое и верхней мантии имеются критические условия, сдвиг которых приводит к выплавлению магм, и совершенно не обязательно в этих случаях участие сверхглубоких локальных очагов либо астеносферы в целом.

Мнение о том, что второстепенные гипербазитовые пояса не связаны с мантией и что в процессе геосинклинального развития не происходит подъема ультраосновной магмы (Москалева, 1968), пока ничем не обосновано. Верно только то, что гипербазиты, как и все другие ранние геологические тела, при более поздних процессах в подвижных зонах (динамометаморфическое, магматическое и механическое воздействие) подвергаются всякого рода преобразованиям — деформациям, метасоматическим изменениям, в том числе переходу дунита в гарцбургит, лерцолит (Ефимов, 1968), серпентинизации и т. п.

Ф. С. Моисеенко (1969, стр. 158) утверждает, что гранитные массивы не испытали значительного перемещения и зарождались на небольших глубинах в тех местах, где сейчас располагаются сами плутоны. При этом им были проанализированы самые разнообразные случаи, за исключением простого — установленного вертикального перемещения блоков для создания камерного пространства, кстати, обоснованного нами в печати достаточно давно (1951) и поддержанного большинством исследователей Казахстана. Кроме того, локально-очаговый разогрев и плавление пород в окружающей инертной среде пока ничем не аргументированы, в том числе и скоплением радиоактивных элементов.

Многие исследователи (Нагибина, 1963; Молчанова, 1969; Пущаровский, 1967; Кормилицын, 1968) отмечают для районов Востока СССР то обстоятельство, что гранитные пояса здесь часто вообще не связаны с геосинклинальными системами и формируются вне их. То же самое мы показали еще много раньше (Щерба, 1955, 1956, 1960) для Центрального Казахстана, герцинские гранитные пояса которого часто рассекают в диагональном направлении каледонские складчатые пояса либо даже формируются неза-

висимо от геосинклиналей в более древних консолидированных структурах (так называемые «внегеосинклинальные» гранитные пояса). В сущности, то же дает весьма обстоятельное исследование Ф. С. Моисеенко (1969). Едва ли термин «резонансный» можно применить к герцинскому магматизму Казахстана, накладывающемуся на каледонские структуры (Пущаровский, 1969, стр. 11). Разломная тектоника в данном случае также является герцинской.

Процесс ступенчатого развития ЗК предполагает закономерное обогащение верхних ее слоев O, Si, K, Na, H_2O, F, Cl, S, C и др. за счет восходящей миграции этих элементов из верхней мантии (глубины, по А. А. Ярошевскому, до 60—70 *км* и более); в сущности, это упоминавшийся выше процесс наращивания базальтового слоя снизу и его последующая гранитизация в верхней части. Водная и газовая оболочки также являются следствием дегазации верхней мантии, особенно наглядной при вулканических извержениях. Е. К. Мархинин (1967) вулканическим механизмом с известным основанием объясняет вообще формирование всей ЗК, океанов и воздушной оболочки, основываясь на данных по Курильской гряде, где с мела до настоящего времени вынесено $6{,}5 \cdot 10^6$ *км*^{3} сиалического материала. Большинство исследователей сейчас признают, что ЗК формировалась в результате дифференциации вещества верхней мантии, механизм которого, как было отмечено выше, оказывается довольно разнообразным.

Верхние части ЗК обогащаются H_2O, Si, K, Na и другими элементами еще и потому, что они обладают повышенной растворимостью и способностью к комплексообразованию, часто не связаны с другими элементами. Их вынос приводит к повышению содержания Mg, Fe в более глубоких частях.

Имеются, наконец, высказывания о том, что характер поверхности М зависит от рельефа современной поверхности по принципу изостатического равновесия, что нарушения определяются неотектоническими движениями (Афанасьев, 1968 и др.). Н. А. Беляевский (1968) путем статистической обработки обширного материала ГСЗ показал, что такой вывод является необоснованным. Изменяются лишь корреляционные зависимости для континентов и океанов, свидетельствующие о различии процессов, протекавших при формировании этих структур земной коры.

мантии, выделявшихся либо по принципу зонной плавки, либо выносившихся в виде легкоподвижных соединений, литофлюидных смесей, а позднее — продуктов вулканизма и седиментогенеза.

2. Земная кора начала образовываться на определенной стадии консолидации планетного вещества Земли в катархее; современное ее состояние — результат длительного и неодинакового для разных частей развития.

3. Земная кора развивалась снизу за счет приращения ее слоев и в меньшей мере растворения «океанизации», а также сверху — при вулканизме, денудации, осадконакоплении. Перераспределение вещества происходило и во внутренних слоях. Во всех случаях отмечается вертикальная и латеральная дифференциация вещества земной коры.

4. Развитие земной коры обусловлено взаимодействием внешних (космических) и внутренних (внутриземных) факторов. Принимается разделение ЗК на слои в геофизической терминологии (сверху вниз) — седиментный, гранитный, диоритовый, базальтовый, граничащий с условно перидотитовым слоем верхней мантии. Слои, а также границы между ними считаются геологическими, т. е. мы принимаем «геологическую модель» строения ЗК. Здесь мы не останавливаемся на широкой дискуссии по этой проблеме, которая все еще идет в геологических кругах и достаточно хорошо известна.

ЗЕМНАЯ КОРА КАЗАХСТАНА

«Седиментный слой» имеет плотность 1,5—2,6 *г/см*^{3} и характеризуется скоростью распространения упругих колебаний (продольные волны) 2—5 *км/сек*. Состоит из глин, песков, галечников, песчаников и гравелитов, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, известняков, песчаников, конгломератов, туфов и туффитов, агломератов, игнимбритов, эффузивных залежей различного состава, отдельных интрузивных тел среди осадочных или вулканических пород, а также коры выветривания осадочных и магматических пород. Часто слой называется вулканогенно-осадочным. Мощность его резко переменная и колеблется от первых сотен метров до нескольких километров, достигая в некоторых крупных прогибах 10—12 *км* и более (Прикас-

пий)*. Возраст пород — кайнозой, мезозой и палеозой, реже более древний.

«Гранитный слой» плотностью 2,5—2,7 *г/см*^{3} и с пластовой скоростью продольных волн 5,0—6,5 *км/сек* состоит из гранитов, гранодиоритов, уплотненных вулканитов липарито-дацитового состава, отдельных горизонтов вулканитов среднего состава, интрузивных тел среднего и основного состава, уплотненных метаморфизованных песчаников (роговиков), карбонатных пород (мраморизация), слюдяных сланцев, гнейсов, порфироидов, мигматитов. Мощность гранитного слоя 8—18 *км*. Она повышается в орогенных областях и зонах активного магматизма. Возраст — палеозой и более древний.

«Диоритовый слой». Плотность 2,7—2,9 *г/см*^{3}, скорость продольных волн 6,1—6,6 *км/сек*. Состав (предположительно): диориты, гранодиориты, адамеллиты, роговики, скарнированные карбонатные породы, амфиболиты, гранулиты, вулканиты среднего и основного состава, метаморфиты глубокой зоны. По сейсмическим данным не всегда и не везде выделяется. Мощность резко переменная — 5—20 *км*. Возраст пород преимущественно допалеозойский.

«Базальтовый слой». Плотность 2,9—3,3 *г/см*^{3}, скорость продольных волн 7—7,7 *км/сек*. Состав неоднороден (предположительно): разнообразные породы гранулитовой фации метаморфизма, магматические дифференциаты подкорового слоя — базальты, основные габбро и ультраосновные интрузии, гранулиты, эклогиты (Кокчетавская глыба). Мощность переменная — 10—15 *км* и более. Отдельные выступающие блоки верхней части базальтового слоя относятся к докембрию. Прорывающиеся в верхние структурные ярусы ультраосновные интрузии имеют раннепалеозойский и среднепалеозойский возраст. Граничные скорости на поверхности М составляют 8,3—8,5 *км/сек*. Часто границы переходные (система слоев или разуплотненная мантия). Ниже границы М пластовые скорости продольных волн возрастают до 8,3 *км/сек* и более. Повышенная скоростная характеристика слоев ЗК Казахстана объясняется либо ее интенсивной магматизацией, либо древним

---

* Здесь и далее мощности слоев приводятся по сейсмическим данным, а поэтому они несколько отличаются от мощностей, рассчитанных по гравиметрии (Моисеенко, 1969 и др.).

возрастом и уплотнением (Антоненко, Курскеев, 1968; Моисеенко, 1969 и др.).

Следует подчеркнуть, что слои ЗК гетерогенны и что породы, слагающие их, различны не только по составу, но и по возрасту.

Как показали сейсмические исследования, кроме «волновода» на глубине 100—120 *км*, в верхней мантии также наблюдается расслоенность, особенно частая вблизи границы М. При сейсмических зондированиях в Казахстане отражающие поверхности были зафиксированы на глубинах 5, 8, 10 *км* и более ниже поверхности М (рис. 4).

По данным сейсмологических исследований, проведенных Н. К. Булиным (1967) по профилю Чарск — Лениногорск, четкие поверхности раздела в верхней мантии были установлены на глубинах 80, 90, 100 и 170 *км* (рис. 5). И здесь они отличаются неровностью, прерывистостью, особенно вблизи глубоких разломов. Все это показывает, что структурное расслоение и дифференциация вещества прошли гораздо глубже и что в дальнейшем границы ЗК, возможно, будут пересмотрены за счет их расширения на глубину. Таким образом, можно предполагать, что значительная часть верхней мантии подвергается дифференциации и служит поставщиком материала для построения ЗК.

Расслоенность верхней мантии, четкие поверхности раздела, состав ксенолитов в трубках взрыва — все это указывает на ее гетерогенность, наличие в ее составе магматических (перидотит, дунит и их дифференциаты), метаморфических (эклогиты и др.) и диспергированных пород того же состава (типа гнейсов, милонитов, сланцев), судя по пониженным скоростям упругих волн.

Существуют, как известно, такие *типы земной коры:* океанический, который можно уже разделить на подтипы — первичный, развивающийся, переходный (рис. 3); континентальный с подтипами — древнейший, обычный, молодой; ороген ный (каледонский, герцинский, киммерийский, альпийский). Все разрезы ЗК Казахстана относятся к двум последним типам.

Земная кора Казахстана изучалась геологическими и геофизическими методами — сейсмическими, сейсмологическими, гравиметрическими, магнитометрическими, электроразведочными. Это геофизические исследования Г. А. Гамбурцева, Д. Н. Казанли, А. А. Попова, М. Д. Мо-

розова, Ф. С. Моисеенко, И. П. Беневоленского, А. П. Андреева, В. В. Бродового, В. А. Бугайло, Л. Я. Проводникова, А. Ф. Непомнящего, А. Н. Антоненко, В. И. Гольдшмидта, Н. Я. Кунина, Г. Р. Бекжанова, А. П. Гавели, Б. Р. Юманова, В. А. Кличникова, М. И. Жукова, Б. А. Вейцмана, В. Н. Любецкого и многих других. В результате этих работ получен ряд опорных разрезов ЗК по профилям Алма-Ата — Балхаш — Темиртау — Петропавловск, по Успен-

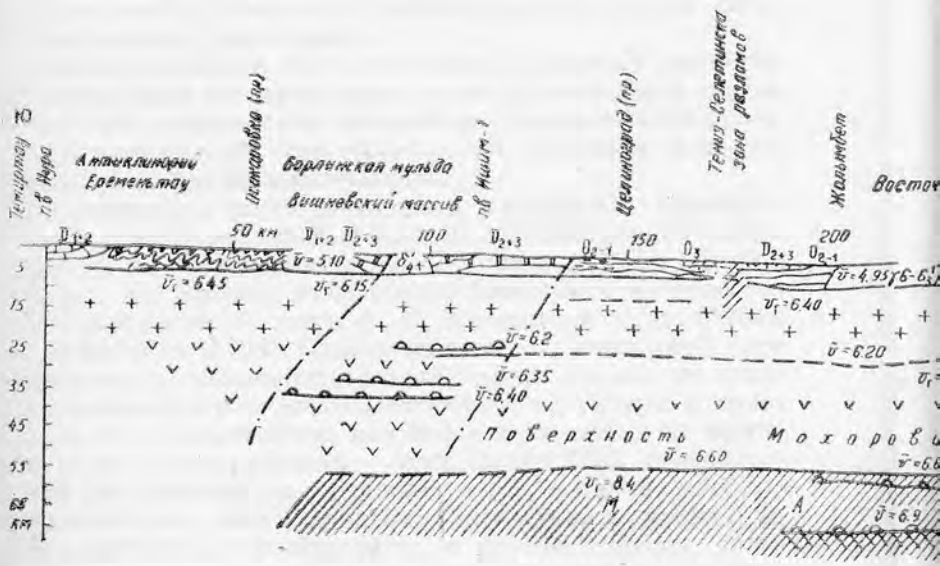
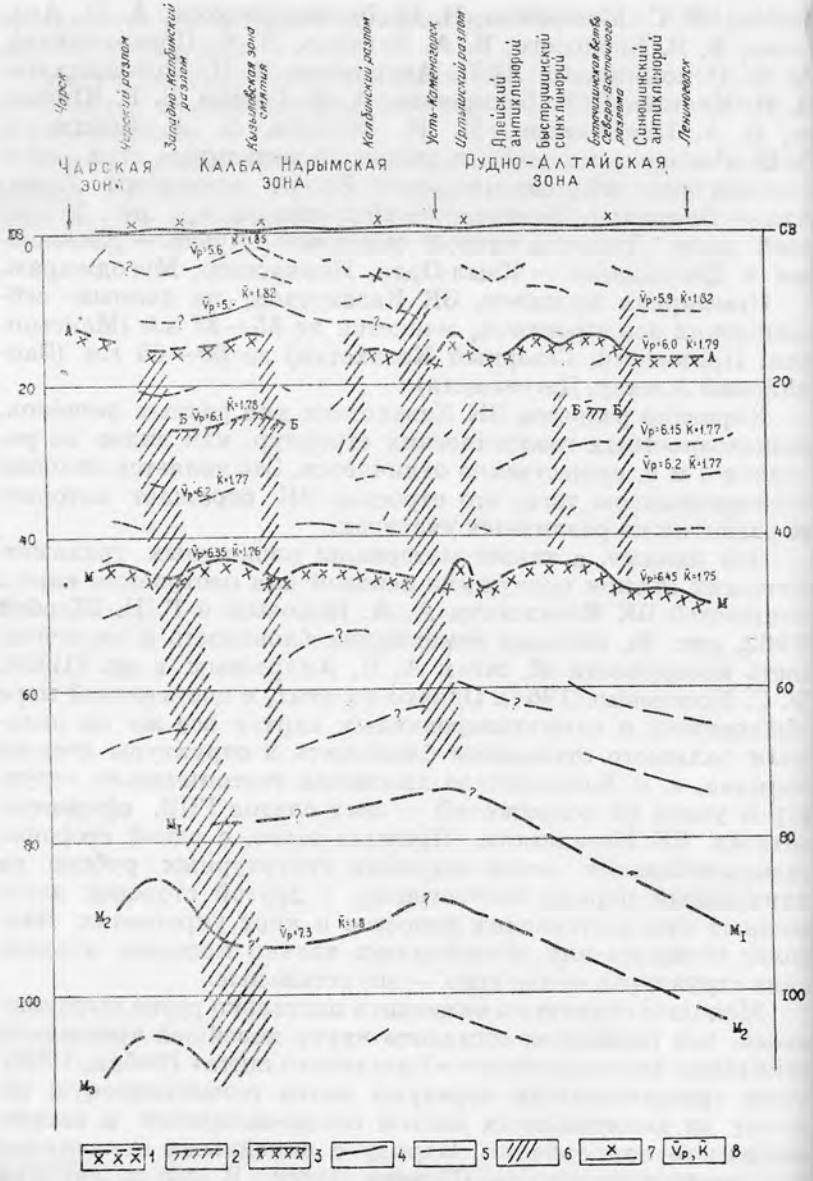


Рис. 4. **Разрез земной коры по профилю ГСЗ Темиртау — Петропавловск** (Антоненк
подтвержденные; *4* — зоны крупных тектонически

восточного направления. Наряду с линеиными отмечаются и кольцевые структуры (Попова, 1966). В обоих случаях


Чарск
Чарский разлом
Западно-Калбинский разлом
Кызылтобская зона смятия
Калбинский разлом
Усть-Каменогорск
Иртышский разлом
Алейский антиклинорий
Быстринский синклинорий
Восточнокалбинский (Северо-Восточный) разлом
Синюшинский антиклинорий
Лениногорск
ЧАРСКАЯ ЗОНА
КАЛБА НАРЫМСКАЯ ЗОНА
РУДНО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА
ЮВ
СВ
0
20
40
60
80
100
А
Б
М
M_I
M_2
M_3
$\bar{V}p$=5.6 $\bar{K}$=1.85
$\bar{V}p$=5.9 $\bar{K}$=1.82
$\bar{V}p$=6.0 $\bar{K}$=1.79
$\bar{V}p$=6.1 $\bar{K}$=1.78
$\bar{V}p$=6.15 $\bar{K}$=1.77
$\bar{V}p$=6.2 $\bar{K}$=1.77
$\bar{V}p$=6.35 $\bar{K}$=1.76
$\bar{V}p$=6.45 $\bar{K}$=1.75
$\bar{V}p$=7.3 $\bar{K}$=1.8
1
2
3
4
5
6
7
$\bar{V}p$, $\bar{K}$
8

устанавливается унаследование от более древних направлений, вплоть до наложения, а также зависимость от морфологии поверхности М.

Более точную и однозначную информацию мы получаем на сейсмических разрезах. Как отметили, в частности по Успенской зоне, А. А. Попов, В. В. Аргентов, А. Б. Оспанов, Г. Р. Бекжанов (1968), по Северному Казахстану — А. Н. Антоненко и Г. К. Дубровин (1968), по Прикаспию — А. И. Димаков (1968), все основные поверхностные геологические структуры находят отражение в глубинном строении ЗК, и, следовательно, движения, приведшие к их образованию, имели глубинный характер, затрагивали все слои ЗК и верхней мантии, были следствием подкоровых движений и преобразований. Основные оконтуривающие разломы, в том числе и молодые, как известно, прослеживаются до верхней мантии. К аналогичным выводам можно прийти по материалам сейсмических профилирований Д. Н. Казанли, И. К. Пушкарева, Б. А. Хрычова, А. Н. Антоненко, Т. И. Кориташевской и других исследователей по другим районам.

О том, что земная кора в ряде районов Казахстана достигла зрелости континента в протерозое, а местами даже и в архее, свидетельствует наличие таких континентальных осадков в древнейших свитах, как кварцевые песчаники (акдымская серия), кислые эффузивы (Срединный антиклинорий), особенно в протерозое, а также поздних гранитов и гранито-гнейсов — арысский комплекс Южного Казахстана, жаункорский—Улутау (1180±100 млн. лет; Ю. А. Зайцев и др., 1968) и другие.

Рис. 5. **Сейсмологический разрез через Алтайский геотектоноген по линии Чарск — Лениногорск** (Булин, 1969). *1* — опорный горизонт (А) в земной коре; *2* — горизонт Б (поверхность Конрада); *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — границы интенсивного обмена в верхней мантии; *5* — границы земной коры и верхней мантии, стратификация которых не установлена; *6* — зоны резкого изменения характера геолого-сейсмического разреза и рельефа сейсмических границ, возможно, связанные с глубинными разломами: *а* — большой вертикальной протяженности, *б* — более локальные; *7* — разломы по геологическим данным; *8* — значения средней скорости продольных волн в среде над границей и величина параметра.

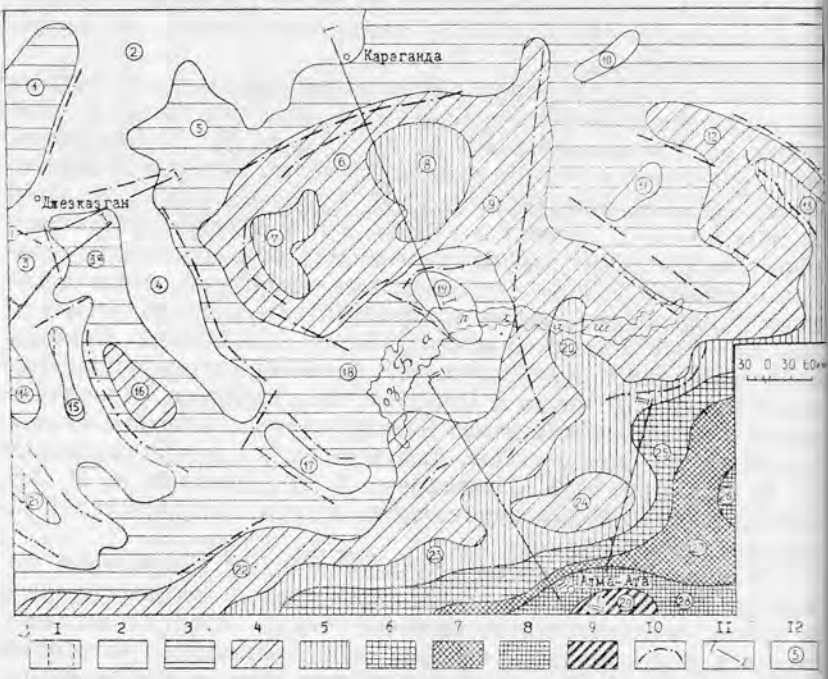


Рис. 6. **Схема мощностей земной коры в южной части Восточного Казахстана** (Щерба, Попов, 1962). *1* — мощности земной коры от 40 до 43 *км*; *2* — 43—46 *км*; *3* — 46—49 *км*; *4* — 49—52 *км*; *5* — 52—55 *км*; *6* — 55—58 *км*; *7* — 58—61 *км*; *8* — 61—64 *км*; *9* — более 64 *км*; *10* — линейные зоны ступенчатых перегибов в земной коре с амплитудой до 3—6 *км*; *11* — опорные профили ГСЗ: I—I — Института геологических наук АН КазССР и «Казгеофизтреста», II—II — Института физики Земли АН СССР; *12* — отдельные блоки земной коры.

Таким образом, ЗК Казахстана отличается неоднородностью, существенным различием мощностей (35—60 *км*), соответствием между геологическими структурами поверхности и глубинным строением. Характер геофизических полей фрагментарный, блоки разделены серией разломов различных направлений. На основании совокупности геологических и геофизических данных (Андреев и др., 1964; Моисеенко, 1964) была составлена схема тектонического районирования Казахстана с выделением жестких глыб древних

блоков, полей каледонской и герцинской складчатости и отдельных глубинных разломов. При этом был снят покров мезозой-кайнозойских отложений. Эти данные, а также первичные материалы нами были использованы при выделении главных структурных элементов ЗК Казахстана.

Представляет интерес и «коэффициент базальтонасыщенности» ($K_б$), введенный Б. А. Андреевым и др. (1964) и выражающий отношение мощности базальтового слоя к мощности ЗК в целом. Для древних глыб он колеблется от 0,38 до 0,77, каледонских структур — 0,56—0,67 и герцинских — 0,50—0,72. Таким образом, видно, что этот коэффициент все же не отражает степени эволюции ЗК. Нам представляется, что более важным будет коэффициент гранитизации ($K_г$), показывающий отношение мощности гранитного слоя к суммарной мощности ЗК (без верхнего седиментного), что особенно важно для ГПЗ. Об этом будет сказано несколько ниже. Авторы уделили большое внимание глубинным разломам, расклассифицировав их по глубине проникновения в ЗК. Утверждена также связь этих разломов с ареалами магматизма (Андреев, Бекжанов и др., 1966, стр. 41—44; 1969), установленная нами ранее по чисто геологическим данным.

Сейсмический разрез по линии Караганда — Петропавловск (достаточно схематизированный) показывает, что границы разделов в ЗК весьма устойчивы и горизонтальны лишь в пределах Западно-Сибирской плиты (Антоненко, Дубровин, 1968), а южнее под складчатыми системами их устойчивость нарушается, мощность ЗК возрастает до 54 *км* вместо обычных 45—47 *км*. Еще две границы ($V_г$ = =8,7 *мк/сек*) устанавливаются на глубинах 55—65 *км*. Векторы градиентов в топографии поверхности М имеют северо-западную направленность, такую же, как и полосы разломов, прослеживаемые до границы М. По данным А. Н. Антоненко и Г. К. Дубровина (1968), мощности ЗК и величины граничных скоростей здесь более высокие (большие плотности в Кокчетавской глыбе), и, что важно, волновая характеристика для Кокчетавского блока существенно отличается от соседних (рис. 4).

Нарушения в поверхности подкорового слоя имеют северо-западное простирание, тогда как господствующие структуры здесь не столь ориентированы и, пожалуй, преобладают субширотные.

Таблица 3

Плотности и изменения скорости продольных волн при всесторонних давлениях для различных пород Центрального Казахстана
(Воларович, Курскеев, Уразаев и др., 1966, 1967)

Порода	Плотность, $г/см^3$	Скорость продольных волн, $км/сек$, при давлении, $кг/см^2$				
		1	1000	4000	6000	8000—9000
Интрузивные породы						
Перидотит	3,12	6,30	7,30	7,80	7,94	8,00
Пироксенит	3,19	6,60	7,26	7,32	7,38	7,60
Габбро	2,87	6,54	6,76	7,02	7,06	—
Гранодиорит	2,80	6,04	6,26	6,63	6,70	6,71
Гранит биотитовый	2,67	4,83	5,93	6,25	6,31	6,34
Гранит	2,58	5,22	5,43	5,85	6,00	6,02
Сиенит-порфир	2,60	5,27	5,83	6,06	—	—
Вулканогенные породы						
Диабаз	2,98	6,14	6,70	6,82	6,86	6,93
Порфирит	2,81	5,83	6,19	6,49	—	6,69
Туф дацитовый	2,80	6,06	6,17	6,36	—	6,57
Туф порфиритовый	2,76	5,48	6,10	6,38	—	6,54
Порфирит	2,65	5,50	5,60	5,80	—	5,97
Порфир кварцевый	2,62	4,26	5,70	6,16	—	6,28
Туф липаритовый	2,59	5,26	5,68	5,80	—	5,93
Осадочные породы						
Песчаник	2,78	5,50	5,89	6,03	—	—
Песчаник	2,73	5,67	5,88	6,00	—	—
Песчаник	2,69	5,04	5,80	6,09	—	—
Песчаник	2,66	4,47	4,88	5,33	—	—
Песчаник	2,54	5,37	5,54	5,96	—	6,10
Алевролит	2,76	5,35	6,00	6,02	—	—
Алевролит	2,09	3,46	3,77	3,91	—	—
Известняк	2,73	5,86	6,20	6,20	—	6,62
Конгломерат	2,68	4,90	5,22	5,51	—	—
Метаморфические породы						
Эклогит	3,38	7,17	7,68	7,72	7,82	7,87
Сланец хл-амф.	3,11	6,36	6,56	6,89	—	7,32
Амфиболит	3,08	6,37	6,88	7,38	—	7,53
Сланец эп-хл-кв.	2,78	5,98	6,01	6,17	—	6,46
Сланец хл-му-кв.	2,70	4,88	5,94	6,32	—	6,59
Сланец кв-пшп	2,68	5,06	5,54	5,89	—	6,06
Порфироид	2,68	5,27	5,69	5,88	—	—
Микрокварцит	2,64	5,80	5,92	6,05	—	6,06

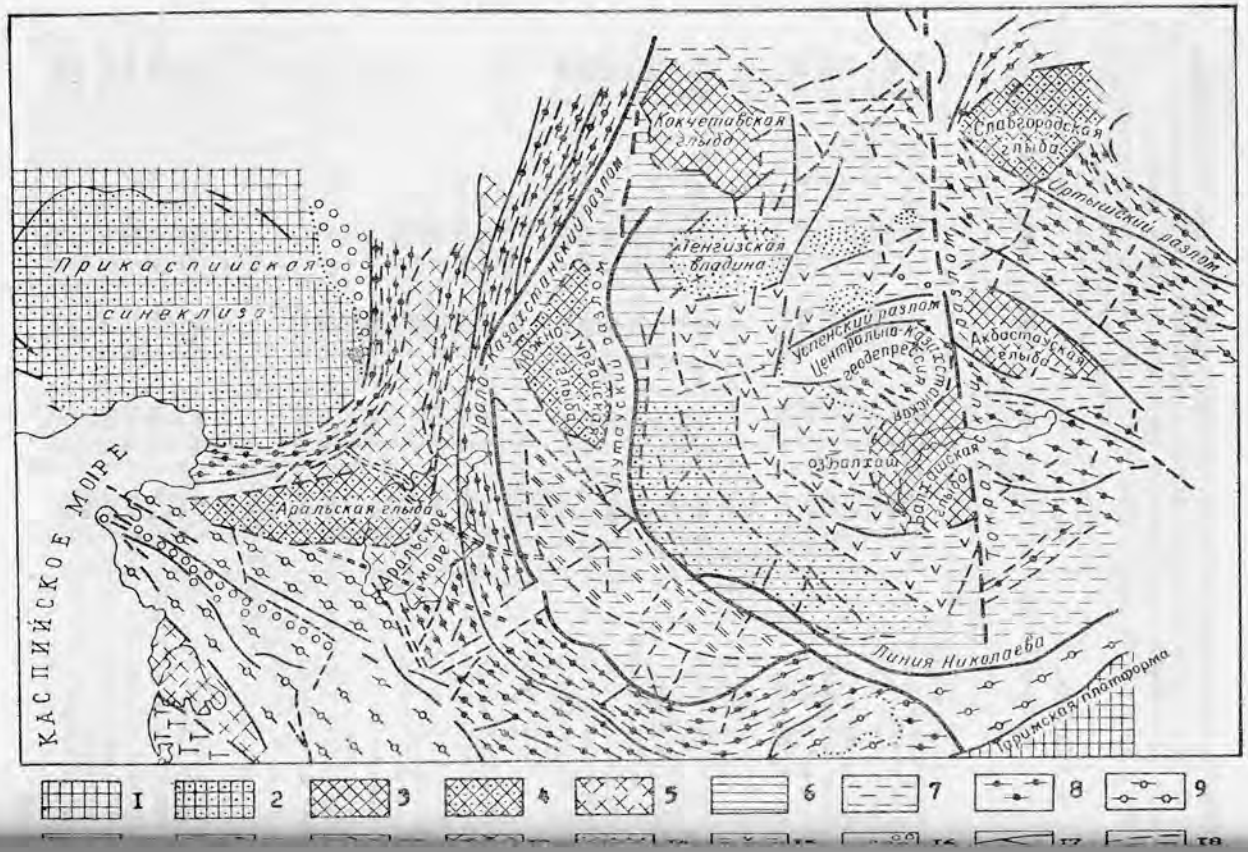

Прикаспийская
синеклиза
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
Аральская впадина
Аральское море
Южно-Тургайский прогиб
Улутауский прогиб
Кокчетавская глыба
Тенгизская впадина
Северо-Казахстанский разлом
Западно-Сибирская плита
Славгородская глыба
Ишимский разлом
Успенский разлом
Центрально-Казахстанская геодепрессия
Акбастауская глыба
Кокшетауская складчатая область
Каркаралинская складчатая область
Карагандинская глыба
Линия Николаева
Крымская платформа
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Рис. 7. **Схема тектонического районирования Казахстана по геолого-геофизическим данным** (Андреев, Бекжанов, Эйдлин и др., 1966, 1969). *1* — области древних платформ; *2* — погруженные участки древних платформ; *3* — жесткие глыбы, срединные массивы в складчатых областях; *4* — то же, погруженные под платформенный чехол мезокайнозоя и верхов палеозоя; *5* — области повышенной жесткости фундамента, играющие роль срединных массивов, часто периферические зоны «жестких» глыб; *6* — области завершенной каледонской складчатости (устойчивая консолидация); *7* — области незавершенной каледонской складчатости (неустойчивая консолидация); *8* — области завершенной герцинской складчатости Урало-Сибирского складчатого пояса; *9* — области завершенной герцинской складчатости Тяньшанской геосинклинальной области; *10* — области альпийской складчатости; *11* — герциниды на фундаменте незавершенных каледонид; *12* — то же (миогеосинклинального типа); *13* — то же, на участках повышенной жесткости; *14* — впадины в краевой орогенной зоне каледонид; *15* — зона интенсивного герцинского орогенеза (вулканический пояс); *16* — передовые прогибы герцинид; *17* — глубинные разломы, границы складчатых областей, тектонических блоков; *18*—глубинные разломы внутри складчатых областей.

СТУПЕНЧАТОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сущность нашей гипотезы ступенчатого развития земной коры (Щерба, 1960, 1963, 1965) заключается в следующем.

В развитии ЗК существуют *две формы*.

1. Медленная, постепенная и постояннодействующая, охватывающая всю поверхность планеты; она выражается в стремлении к механическому и физико-химическому упорядочению неравновесной системы: верхняя мантия — земная кора, слои земной коры, земная поверхность — атмосфера и гидросфера, Земля — Вселенная. *В глубоких зонах* происходит диффузный обмен веществ, вынос из верхней мантии вместе с тепловым потоком летучих и подвижных компонентов (с большими атомными радиусами) и наращивание ЗК, а также реакционное взаимодействие на границе верхняя мантия—земная кора, где наряду с наращиванием базальтового слоя имеет место и частичное его растворение, особенно выступов («корней гор»). *Во внутренних* частях коры происходит аналогичное взаимодействие между слоями земной коры; ведущие процессы — гомогенизация внутри слоев и между слоями. На *поверхности* Земли — латеральные процессы денудации, спокойной седиментации (в океанах и морях), диагенез, химического и механического перераспределения веществ. Эту форму развития с некоторой долей условности можно назвать **эпейрогенической** в соответствии с более широкими толкованиями С. Н. Бубнова (1934), Н. С. Шатского (1937), Г. Штилле (1957) и других и во избежание умножения терминов.

2. Быстрая динамическая форма развития в пределах локальных зон, резко нарушающая создающиеся равновесия, приводящая к относительно быстрому изменению мощности ЗК (обычно наращиванию), ее качественному преобразованию, возникновению и активизации магматических процессов, складко- и горообразованию, опусканиям и поднятиям, горизонтальным перемещениям. Эта форма развития ЗК может быть названа с той же условностью **орогенической**. Создавая качественно новые образования в ЗК, она еще более нарушает равновесие в системе и вызывает «дополнительную работу» для эпейрогенических процессов, убыстряя их темп.

Орогеническая форма развития циклична, что обусловлено, вероятно, космическими факторами. Важно то, что земная кора под влиянием каждого цикла, изменяясь качественно, становится иной, переходит как бы на новую **ступень развития**, которая и выражается образованием определенных типов и подтипов ЗК (рис. 3) с возрастающей степенью гранитизации. В этом заключается основная суть идеи ступенчатого развития ЗК. Изложенная в печати (1963, 1965) и выступлениях, в том числе на 5-м металлогеническом совещании в г. Фрунзе (1968), она, по-видимому, не привлекла к себе внимание, так как позднее к аналогичным выводам (даже терминологически) пришли Э. Н. Янов (1969), Ф. С. Моисеенко (1969), даже не упомянувшие этих работ.

Если эпейрогеническая форма развития ЗК действует постоянно и повсеместно, обеспечивая стабилизацию, упорядочение системы, то орогеническая — периодически и локально, вызывает разупорядочение, перестройку и последующий переход одного типа ЗК в другой согласно перечню на рисунке 3. Релаксация движений, эпейрогеническое нивелирование обычно приводят только к частичному восстановлению однородности ЗК, тогда как общая аномалия в геологическом пространстве обычно сохраняется в том или ином виде даже на протоматериках, спустя первые миллиарды лет.

Формирование слоев ЗК происходит, по-видимому, не только и не столько путем преобразования верхних слоев, сколько вследствие изменения состава за счет притока нового вещества из более глубоких горизонтов. Если слой базальта возникал в основном в результате выплавления вещества верхней мантии, слой диорита пополнялся за счет слоя базальта, слой гранита — за счет слоя диорита (рост гранитогнейсовой поверхности), тогда существенное значение начинали приобретать процессы метаморфизма — гранитизации седиментного слоя. Такой процесс может иметь отчасти форму «активизационной литофлюидизации» (Поспелов, 1969), способствующей межслоевому обмену. Наряду с такой последовательной формой наращивания слоев ЗК существует и «сквозная» форма, когда подкоровые или базальтоидные магматические массы проходят по трещинным системам сквозь промежуточные слои, достигают седиментного слоя и даже поверхности.

Повторное наложение процессов активизации вновь приводит к перерождению ЗК, переходу ее на следующую новую ступень. Поскольку каждый блок земной коры, подвергающийся активизации, все же индивидуализирован, а сама активизация нестандартна, постольку при общем сходстве земных кор одного цикла развития будут формироваться, при общем подобии, свои провинциальные геофизические и геохимические различия.

Обе формы развития земной коры явились причиной создания таких ее элементов, как материки и океаны, платформы, срединные массивы, складчатые и орогенные пояса, рифтовые зоны, океанические хребты и другие подчиненные им элементы второго порядка. Все они достаточно подробно и всесторонне рассмотрены многими исследователями, изложившими свои взгляды в многочисленных работах, в частности в специальном сборнике «Строение и развитие земной коры», 1964 (Г. Ажгирей, В. Белоусов, И. Берсенев, Б. и И. Вольвовские, П. Кропоткин, Г. Леонов, Е. Милановский, В. Попов, А. Пронин, В. Хаин и другие). Особенно обстоятельно они охарактеризованы в монографии В. Г. Бондарчука (1961). Самые последние данные изложены в докладах советских геологов к XXIII сессии Международного геологического конгресса, объединенных в сборнике «Кора и верхняя мантия Земли», М., 1968 (статьи В. Белоусова, Г. Афанасьева, Э. Фотиади, Н. Шило, Н. Беляевского, Д. Коржинского, Е. Денисова, Т. Симоненко, Г. Горшкова и других), «Орогенические пояса» (статьи Г. Ажгирея, В. Бронгулеева, М. Муратова, Ю. Пущаровского, Л. Красного и других).

Основной движущей силой, основной формой орогенического типа преобразования ЗК, обусловливающей ее ступенчатое развитие, являются глубинные подвижные зоны.

Глубинные подвижные зоны (ГПЗ) — это обычно протяженные линейные области относительно быстрой (в геологическом масштабе времени) разрядки тектонических напряжений в земной коре и верхней мантии, связанные с локальным накоплением энергии, приводящие к резкой активизации тектонических, термических, магматических, метаморфических и геохимических процессов, нарушающих однородность геологического пространства, сопровождающиеся интенсивной дифференциацией вещества, пере-

стройкой земной коры главным образом за счет восходящей миграции материала из верхней мантии и нижних слоев земной коры. В верхних ее частях они проявляются на различных стадиях в форме зон разломов, прогибов, формационных серий, фациальных границ, поясов магматизма, метаморфизма, складчатости и орогенеза. ГПЗ функционируют в течение всего тектонического цикла, сохраняя повышенную мобильность по сравнению с окружающими блоками.

На ранней стадии на поверхности ГПЗ проявляют себя в виде структур растяжения — систем разломов, линейных прогибов, грабенов, рифтов, т. е. структур опускания, вдоль которых развиваются обычно морские осадки и базальтоидные вулканогенные формации либо вообще вулканиты повышенной основности, осадочные и вулканогенно-осадочные породы.

Существо механизма перестройки разреза ЗК при растяжении сводится к первоначальному утонению всех слоев с возникновением «шеек». Если прогибы верхних слоев заполняются сверху (вулканизм, седиментогенез), то в нижних, наоборот, происходит энергичное нарастание снизу за счет материала верхней мантии и частично из бортовых частей, и таким образом «вертикальная колонна» из утоненных слоев в конечном итоге превращается в колонну утолщенных слоев, внутренне также перестроенных — магматизированных, с потоками дифференциации и сквозного магматизма.

На средней стадии, протекающей в обстановке главным образом сжатия, а также чередования «сжатие — растяжение», продолжается локальное осадконакопление, происходит складкообразование, сопряженные с ним сдвиги, надвиги, поднятия; бóльшее значение приобретает наземный андезит-дацитовый вулканизм, появляются интрузии преимущественно среднего состава.

На поздней (орогенной) стадии, при чередовании напряжений сжатия — растяжения, господствует гранитоидно-липаритовый магматизм; преобладают восходящие движения, интенсивно развита разломная тектоника, возникают динамоструктуры — зоны смятия, зоны сдвигов и надвигов.

На больших глубинах, во внутренних частях ЗК, в течение всего периода происходят перестройка разреза

зрелой стадии (кора континентов) они вызывают зарождение преимущественно зон разломов и магматической активизации. Промежуточные типы ЗК перестраиваются соответственно, в зависимости от их первоначального строения. Во всех этих случаях сущность и функции ГПЗ остаются одними и теми же, т. е. движущей силой активной динамической формы развития ЗК. ГПЗ — это не отдельные глубинные разломы или даже их системы (одна из частных форм их проявления) и не атрибуты геосинклиналей, а самостоятельная основная орогеническая форма динамического и физико-химического развития ЗК, определяющая заложение и развитие ее блоков, главных структурных элементов (в том числе и геосинклиналей), их размеры, характер и формы проявления, а также темп развития.

Судя по наличию ориентированных линейных структур в ядрах самых древних континентальных массивов, в коре Тихого океана, можно предполагать, что ГПЗ участвовали в зарождении ЗК и формировании основных ее элементов. Исходя из данных хронологических реперов в геологии, можно считать, что ГПЗ возникали периодически в связи с основными общепланетарными этапами развития Земли. Вызываемая неоднородность и неуравновешенность в системе ЗК — верхняя мантия в последующем нивелировалась эпейрогеническими процессами, направленными на восстановление нарушенного равновесия.

Причиной возникновения ГПЗ, как об этом можно судить по данным многочисленных исследователей, является периодическое *изменение фигуры Земли* и ее радиусов в процессе перемещения в Солнечной и Галактической системах, сопровождаемое возникновением областей сжатия и растяжения (критические параллели и меридианы), приливного трения под влиянием орбитального и ротационного движения (В. Томсон, Г. П. Тамразян, Б. Л. Личков, Л. С. Лейбензон, А. Веронне, В. Г. Бондарчук, Г. Н. Каттерфельд, М. В. Стовас и многие другие). В более краткие периоды космические факторы обусловливают изменение сейсмичности Земли.

Имеются такие данные о космических скоростях движений: движение Солнечной системы по галактической орбите — 300 *км/сек*, перемещение Земли по околосолнечной орбите — 29,8 *км/сек*^{2}, скорость точки на экваторе при осевом вращении Земли — 0,5 *км/сек*.

Нужно еще заметить, что активизация смещений масс в верхних частях ЗК при возникновении критических напряжений $\sigma_0 \sim 10^8$ *дин/см*^{2} обладает известной цикличностью общего порядка, в функциональной зависимости от которой находится неравномерное изменение (затухание) угловой скорости ротационного движения и нарастание различий в кинетической энергии блоков и вмещающей среды. На энергетическое состояние влияет и приращение скорости движения Земли на околосолнечной орбите с учетом движения всей системы в Галактике.

Структуры течения, фиксируемые, в частности, по гнейсам и милонитам, меланжу в ЗК практически возникают на различных глубинах. Первоначально, при длительных напряжениях в сотни *кг/см*^{2} и более, зарождается ползучесть, после чего процесс течения развивается очень быстро. При субгоризонтальных растяжениях поверхности течения из наклонных (диагональных к векторам напряжения) переходят в субгоризонтальные, и по этим поверхностям перемещаются (дрейфуют) вышележащие блоки ЗК. М. Е. Артемьев и Е. В. Артюшков (1967) считают, что наибольшие скорости нескомпенсированных движений характерны для блоков размером не менее 200— 300 *км*. При растяжениях в рифтовых зонах нижележащие слои растягиваются и утоняются, образуя «шейки», благодаря чему нарушается изостатическое равновесие.

Непосредственные замеры напряженного состояния пород гранитного слоя в горных выработках на различных глубинах показали, что помимо вертикальных действуют значительные горизонтальные силы сжатия, на глубине 1 *км* достигающие 1000 *кг/см*^{2} (Хаст, 1967). Следовательно, нарушение напряженного состояния тектоническим импульсом в подвижных зонах вызывает цепь деформаций (резонансную, каскадную), обусловленную горизонтальным сжатием (сдвиги, надвиги, взбросы, складчатость) и растяжением. Согласно существующим предположениям, в настоящее время сокращается радиус Земли, и сжатие преобладает над растяжением.

Совершенно необходимым для горизонтального перемещения масс, по А. В. Пейве, является наличие слоя течения на глубине (от 5 *км* и глубже), представленного раздробленными, расслоенными метаморфизованными породами (гнейсы, милониты). Здесь же, по его мнению, возникают об-

ширные площади «внутрикорового магматизма». Аналогичные явления имеют место и в мантии Земли.

Изменение с течением времени положения оси вращения Земли обусловило возникновение кроме субмеридиональных и субширотных еще и других разнонаправленных подвижных зон, образовавших сложную решетку (Пейве, 1956; Щерба, 1955; Чебаненко, 1963 и др.).

В результате обобщений гравитационных данных выделены следующие пять основных направлений трещиноватости в ЗК западной части нашей страны (Беляевский, 1969): меридиональная (±5°), северо-восточная (30—50°), северо-западная (305—315°) и две подчиненные диагональные системы — 75 и 280—295°, которые обладают различной выдержанностью и протяженностью. Пока не ясно, как связаны эти системы с эволюцией силового поля Земли во времени. Поскольку космические факторы (гравитационные и ротационные силы) имеют общепланетарное значение, то ГПЗ должны были покрывать Землю определенной сеткой и соответственно следовало ожидать и решетчатый характер развития системы ГПЗ во всей ЗК, на всей поверхности Земли.

Согласно второй концепции, причинами тектонических движений и связанных с ними явлений служит изменение объема и плотности вещества в отдельных участках мантии (в том числе в астеносфере) под влиянием фазовых и структурных превращений (Магницкий, 1953; Стишов, 1963; Белоусов, 1968; Субботин и др., 1968 и др.). Есть все основания полагать, что вторая концепция дополняет первую и процессы внешние (космические) и внутренние (внутрипланетные) взаимосвязаны.

Фактическое размещение геоблоков с обособлением кор континентов, древних и молодых океанов является косвенным доводом в пользу гипотезы дрейфа континентов (в представлениях П. Н. Кропоткина, 1968). Это следует и из самой неоднородности распределения континентов на Земле (рис. 9) и, следовательно, неуравновешенности их положения с ротационным режимом планеты.

Глубины, которые затронули деформацию Земли, косвенно оцениваемые по гипоцентрам землетрясений, составляют 10—60 *км* для мелкофокусных и 250—700 *км* для глубокофокусных. Усложнение поверхностей раздела и проникновение зоны глубинных разломов Успенской структу-

ры установлено по сейсмическим данным для глубины 50—60 *км* и более (Попов, 1968), а для Алтая, по сейсмологическим данным, 130—170 *км* (Булин, 1967). Таким образом, можно считать, что в Казахстане нарушения однородности верхних оболочек Земли установлены для глубин до 170 *км*; несомненно же, что они еще бо́льшие.

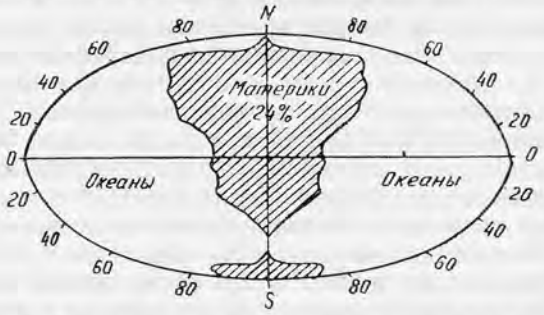


Рис. 9. **Распределение материков и океанов по широтам на Земле** (по Я. Я. Гаккелю, 1963).

Причины магмообразования в глубоких частях ЗК и верхней мантии окончательно не установлены. Существует ряд предположений, подкрепленных расчетами, согласно которым каждая модель в отдельности обеспечивает переход в жидкую фазу (атомные реакции, потоки растворов, падение давления и др.). Важно то, что ослабление давления вдоль узких щелевидных зон в условиях высоких температур вызывает переход твердой фазы в расплав и подток подвижных веществ из более глубоких зон (в силу возрастания градиентов).

При сохранении высокого давления в краевых и нижних частях ЗК подвижная зона в стадию растяжения становится главным каналом, по которому происходит перемещение веществ и тепловой энергии. Даже в последующую стадию сжатия модель работает по принципу клина (пресса) и поэтому идет выдавливание кверху магматических масс (синкинематические интрузии), хотя процесс магмообразования в принципе должен затухать (зато одновременно происходит накопление энергии). Новое растяжение приводит к новому магмообразованию и т. д. Накопление энергии в инверсионную стадию обеспечивает магматизм орогенной стадии. В

химическая сущность процесса, т. е. перераспределение вещества, которое в общем виде представляется как миграция сиалических элементов с большими атомными радиусами, ряда газов и флюидных систем из нижних частей колонны к верхней. При этом различаются такие общие формы миграции: диффузная, магматическая (интрузивная и вулканогенная), флюидно-гидротермальных потоков и механическая (тектоническая, эксплозивная, изостатическая). Внутри каждой из них возможны свои градации для локальных блоков. Естественно, что одновременно с петрогенными компонентами происходят дифференциация и миграция рудогенных, обеспечивающие образование эндогенных и связанных с ними экзогенных рудных концентраций. Следовательно, это процесс весьма широкий и многообразный, далеко выходящий за пределы понятия гипо- и мезотектоники (Бондарчук, 1968), либо объемных превращений веществ (Субботин, 1964), либо, наконец, одного магматизма (Шейнманн, 1968) или метаморфизма.

Возникновение решетки глубинных разломов, как уже отмечалось, — явление общепланетарное, обусловленное взаимодействием космических факторов с глобальными напряжениями. Существующие попытки привязать линейные протяженные зоны к локальным очагам глубокофокусных землетрясений и с ними связать магматизм Земли с его поясами либо очаги гранитизации в седиментном слое (своеобразные «нарывы», Шейнманн, 1967; Моисеенко, 1969) в этой связи нельзя признать убедительными, так же как и магматизацию без затраты энергии — так называемые «внегеосинклинальные магмы», или высокую выдачу энергии вверх из тектогена без возникновения промежуточных очагов магмообразования.

Сквозной характер магматизма гавайского типа, слабая дифференциация магмы при ее быстром продвижении вверх с глубины 50—60 *км* еще не означают того, что так было и так будет всегда, тем более, что в областях палеовулканизма мы обычно встречаемся с дифференцированными вулканитами и очень редко — с недифференцированными.

Возникновение ГПЗ и развитие на их месте определенных геологических структур, поскольку оно в общем подчиняется космическим факторам, обладает определенной периодичностью, давно отмеченной разными исследователями и в очень убедительной форме показанной

Г. П. Тамразяном, С. С. Николаевым, Г. Ф. Лунгерсгаузеном, В. Д. Наливкиным, Л. И. Панкулем и многими другими. Эта периодичность характерна и для ГПЗ Казахстана.

Иногда высказываются предположения об идентичности понятий «глубинный разлом» и «глубинная подвижная зона». Новое определение глубинных разломов, по А. В. Пейве, сейчас выглядит следующим образом:

> «глубинные разломы — это морфологически выраженные, длительно развивавшиеся вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонического перемещения масс». (Пейве, 1967, стр. 8).

Это определение создает еще более четкую грань между глубинными разломами и тем понятием, которое мы вкладываем в глубинные подвижные зоны, что ясно видно из всего изложенного выше.

Основная идея, развиваемая А. В. Пейве, о «разрывно-глыбовом течении» горных масс вполне соответствует современным данным о тектонике жестких массивов и подтверждается многими фактами. Что же касается складчатых движений и явлений дифференциального течения при образовании складок скалывания и течения, то, очевидно, термин «глыбовый» здесь должен исключаться.

Исследования подвижных зон на территории нашей страны дают обширные материалы для суждения о механизме их формирования. При всем различии условий — масштабов, ориентировки, возраста и продолжительности, консолидированности и составе базиса — механизм движений имеет общие черты и состоит из следующих трех главных элементов.

I. Субгоризонтального растяжения, охватывающего все слои ЗК и верхнюю мантию и приводящего к образованию системы разрывов, резкому падению давления, нарушению сплошности ЗК и в связи с этим — к резкой активизации магматических явлений, дифференциации, образованию восходящих потоков вещества. Они вызывают:

а) проседания в верхней части ЗК, сопровождаемые трансгрессией, накоплением осадков;

б) подток вещества в зоны разряжения из верхней мантии и из боковых слоев ЗК и общее расширение системы;

в) вертикальную миграцию вещества, сопровождаемую ростом мощности ЗК и ее слоев, достигающую иногда поверхности (базальтоидный вулканизм, интрузии).

II. Субгоризонтального сжатия столь же мощного масштаба, поражающего главным образом консолидированную и разупорядоченную предыдущими процессами систему подвижной зоны, приводящего к усилению напряжения, накоплению энергии. Следствием являются:

а) горизонтальное сокращение и смятие в складки неконсолидированных пород, возникновение надвигов, шарьяжей;

б) выжимание пластического вещества и интрузий в верхние части подвижной зоны;

в) воздымание всего блока под воздействием касательных напряжений, возникновение диагональных зон скалывания, поперечных разрывов.

Многократность движений сжатия — растяжения в течение активного периода определяет характер развития подвижной зоны, многократность седиментации, деформаций, магматизма и всех прочих явлений до полного завершения цикла. Наряду с вертикальной миграцией вещества происходит и *латеральное* разрастание, сопровождаемое перестройкой ЗК.

III. Вертикальных перемещений разного знака, опусканий всей системы, заключенной между более устойчивыми бортами, в стадию растяжения вследствие нарушения сплошности и механической устойчивости ЗК (по мнению других исследователей, по причине сокращения объема либо оттока подкорового вещества); поднятий в заключительную стадию (орогенную) вследствие изостатического «выталкивания» более легкого сиалитизированного блока либо по причине общей релаксации движений.

За последние годы усилилась критика гипотезы расширяющейся Земли (Трапезников, 1963). Кроме того, много замечаний сделано и по гипотезе «океанизации» материковой коры (Кропоткин, 1968). Во многих публикациях рассмотрены различные аспекты обеих гипотез. Мы позволим себе остановиться лишь на двух моментах, имеющих непосредственное отношение к затрагиваемой теме.

Отсутствие «корней гор» под материковыми массивами, хотя там, как показывает анализ геологического процесса, развивались глубинные подвижные зоны обычного типа,

говорит о том, что эти «корни» в последующем были уничтожены базификацией либо платформы при своем дрейфе были сорваны с прежнего места и переместились относительно своих бывших «корней». Насыщение ЗК со временем все более легким и объемным сиалическим материалом, высвобожденным из «спрессованного» состояния на больших глубинах (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968), неизбежно ведет к известному увеличению объема и мощности ЗК в целом, с явным преобладанием второго процесса, т. е. роста, над первым, т. е. растворением.

В этом смысле очень показательны расчеты роста объема ЗК в послеинверсионную стадию развития ГПЗ. Для Успенской зоны приращение мощности составило 18 *км*, а латеральное расширение — 6 *км*, или ~10%. Совершенно очевидно, что такого же порядка цифры мы будем иметь и для других подвижных зон каледонского и герцинского тектонических циклов. Из этого следует, что ЗК в целом последовательно увеличивается в своем объеме за счет материала верхней мантии, который в поверхностных зонах занимает бóльший объем, нежели в глубоких. Для Восточного Казахстана особо значительное увеличение мощности ЗК произошло за палеозойский период. В течение мезозоя — палеогена происходили главным образом выравнивание неоднородностей, возникавших в палеозое, рост седиментного слоя за счет дезинтеграции консолидированных пород (а также рост мощности ЗК в целом) и в то же время достаточно резкое расчленение жестких структур на отдельные полигональные блоки под влиянием альпийских движений.

Уральская глубинная подвижная зона по возрасту своего заложения является протерозойской. Докембрийский возраст имеют и гипербазитовые (дунит-гарцбургитовые) интрузии Полярного Урала (Морковкина, 1964). Что касается гипербазитов Кемпирсайского пояса, то возраст их одними исследователями считается верхнепротерозойским, а другими — раннекаледонским; они образуют ряд более мелких поясов I, II и III порядков (Москалева, 1968), интрузии в которых развивались в начальные этапы циклов.

Несомненно то, что в этом случае в протерозое произошло расчленение платформенного блока вдоль протяженной меридиональной зоны, его раздвигание в широтном направлении на десятки километров и формирование в промежутке подвижной зоны полициклического типа, проте-

кавшее, по крайней мере, в четыре тектонических этапа — протерозойский и последующие раннекаледонский, позднекаледонский и герцинский со своими структурно-формационными ветвями (и соответственно расширением), неизменно сохранявшими свое основное «уральское направление».

Расчеты (Клушин и др., 1969) подтвердили справедливость того общего положения, что глубина влияния структур, их «корней» находится в зависимости от площадных размеров. Так, для платформенных структур размером $(2{,}3 \pm 0{,}3)\ 10^5$ *км*^{2} глубина «корней» опускается до верхней мантии, т. е. до 70 ± 40 *км*, а для структур в 1 тыс. *км*^{2} — всего 2—5 *км* (что явно занижено). Что же касается всех крупнейших структур, то их «корни» находятся в верхней мантии.

Выборки из непосредственных данных ГСЗ, осветивших, в сущности, только земную кору, показали, что внутренние структуры фиксируются на глубинах 35—40 *км*, а более мелкие — на 12—25 *км* (Хариков, 1965), т. е. эти данные гораздо выше расчетных. Если мы добавим, что алтайские подвижные зоны фиксируются на глубинах до 170 и даже более километров, то условность приведенных расчетов станет еще очевиднее.

Наряду с перестройкой разреза ЗК одновременно перерождалась и верхняя мантия. Таким образом, новому типу разреза ЗК отвечала и более дифференцированная, более кислая по составу прилегающая часть верхней мантии. Такой вывод обосновывается тем, что инициальный магматизм каждого последующего цикла, очаги которого обычно находятся в верхней мантии, становится все более кислым; все меньшее место в нем занимают типичные гипербазиты, сменяющиеся базальтоидами.

Глубинные подвижные зоны — это области проявления интенсивных движений с их особым механизмом и динамикой развития земной коры, а не геологические тела. Поиски подходящего общего определения возникающих под их воздействием структур разнообразного характера привели нас к термину геотектоноген в отличие от понятий геосинклиналь, ороген, тектоноген, тектоген (Ж. Обуэн, Ю. М. Шейнманн, К. Заплетал и др.).

Геотектоноген — региональная, преимущественно вытянутая линейная геолого-тектоническая (деформацион-

но-магматическая) структура, возникшая в течение определенного тектонического цикла (или циклов) на месте глубинных подвижных зон, при участии дифференциации и вертикальной миграции вещества земной коры и верхней мантии, выделяющаяся по своим геологическим, геофизическим и геохимическим признакам в геологическом пространстве. Геотектоноген имеет обычно многоярусное строение и уходит своими корнями в верхнюю мантию. В пределах земной коры его нижняя часть находится в области верхней мантии и базальтового слоя, средняя — в верхах базальтового, в диоритовом и гранитном слоях и верхняя — в седиментном слое.

Сверху вниз структура геотектоногена упрощается. В верхней части он проявлен в виде сложного сочетания складчатых и разрывных структур, образованных в определенном наборе линейно размещенных геологических формаций, обычно с участием магматических пород, блоково-глыбовых зон, зон глубокой трещиноватости. При резком преобладании в строении магматических пород разновидность геотектоногена может быть названа **геомагматогеном**. Таким образом, на поверхности в своем полном развитии это всем хорошо известные складчатые, орогенные, магматические пояса, рифтовые зоны с элементами их макро-, мезо- и микроструктур, обладающие определенной системой, степенью упорядочения и составом, отличающимися от вмещающих геоблоков.

Средняя и нижняя части геотектоногена представлены погружающимися на глубину зонами активного метаморфизма, магматизации, течения, разрывов, в совокупности представляющие результаты дифференциации и потока вещества из верхней мантии, базальтового и диоритового слоев в гранитный и седиментный и в целом преобразования земной коры, наращивания ее общей мощности и перехода на более высокую ступень развития. «Старение» сложной системы совмещенных пространственно геотектоногенов разного возраста, продолжительное воздействие эпейрогенических процессов (денудация верхней части, гранитизация и базальтизация средней и нижней частей), поздние разрывы превращают их в континентальные полигональные геоблоки.

В понятие «тектоген» К. Заплетал (Zapletal, 1968) ввел орогенические пояса (т. е. морфологические образования) и

эпохи складчатости. Сюда не входят зоны активизации вообще, рифтовые системы и т. д., которые могут и не представлять собой орогена.

Под тектоногеном (тектонофером) Ю. М. Шейнманн (1968) понимает зоны магматизации, поднимающиеся из астеносферы, возникшие под влиянием внутреннего локального расплавления. В такой трактовке исключается начальное растяжение и опускание, а, наоборот, допускается поднятие. Кроме того, в ряде случаев опускаются и области расплавления («запаздывание» ультрабазитов, начальные липариты и т. д.).

Сам принцип выделения геотектоногенов как определенных тектонических структур установленного возраста, обладающих известным составом и развившихся на определенном типе ЗК, может служить основой тектонического районирования. Такое районирование отличается от существующего по возрасту наиболее мощной складчатости (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский), по возрасту геосинклинального режима (ВСЕГЕИ), по типам тектонического режима и т. д. Пожалуй, оно близко к систематике, разрабатываемой в Сибирском отделении АН СССР, где в основу кладется геологическое тело определенного класса, состава и возраста.

Внутренние структуры геотектоногена проявляются на разных стадиях развития ГПЗ и обычно не выходят за его пределы. Они бывают продольными (главные), поперечными и диагональными, в архитектуре геотектоногена возникают автономные геологические тела, размещение которых определяется структурами второго порядка. К ним можно отнести фациальные краевые и осевые полосы, структурно-формационные подзоны, пояса и узлы магматитов разного состава и возраста, зоны смятых пород, скрытые поперечные валы и т. д.

Поскольку сами формации с их временной последовательностью и вещественной основой занимают определенное положение на разных стадиях, надо полагать, что основой их образования служит общий механизм ГПЗ, а размещение определяется деформационными структурами, создающимися при взаимодействии формирующегося геотектоногена с движениями вмещающей рамы. На ранней стадии развития это обычно продольные симметричные структурно-формационные подзоны или обычные геосинк-

линальные комплексы. На средней — пояса складчатости, поясовые синкинематические вулкано-интрузивные комплексы основного и среднего состава. На поздней — орогенные магматиты, зоны смятия, поздние разломы (рис. 10).

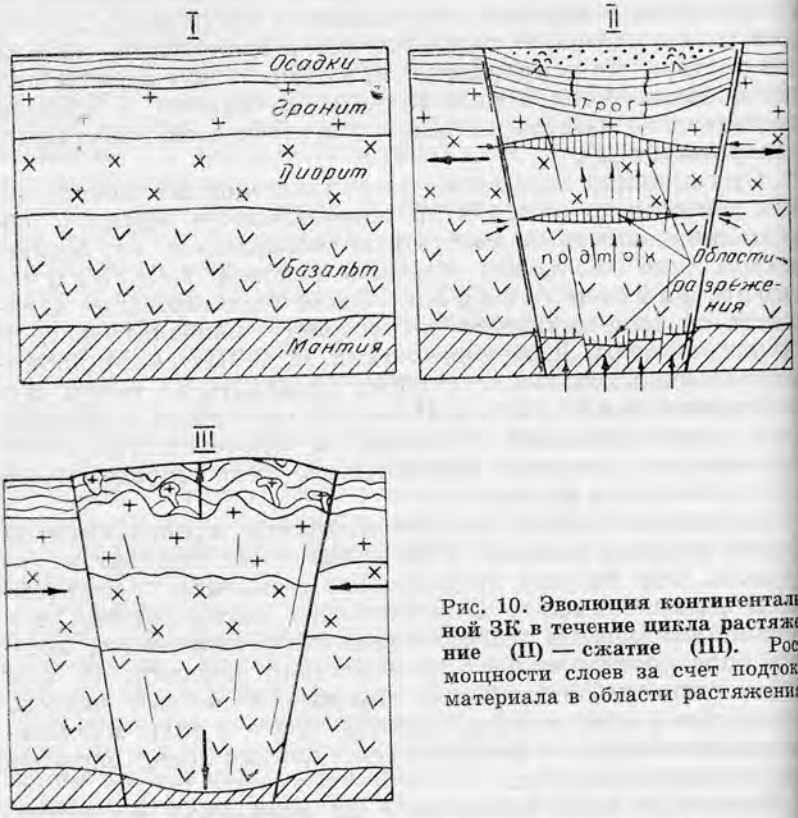


Рис. 10. **Эволюция континентальной ЗК в течение цикла растяжение (II) — сжатие (III).** Рост мощности слоев за счет подтока материала в области растяжения.

Геомагматогены, т. е. геотектоногены с преобладанием магматического материала (более 50%), проявлены довольно широко и имеют, как правило, сложное внутреннее строение. В качестве примера можно привести Юго-Западный Алтай с его системой структурно-формационных зон, в котором магматические породы занимают до 70—80% всей площади. Наряду с продольными северо-западными зонами

второго порядка здесь существенное значение приобретают северо-восточные и субширотные. Развитые вдоль них магматические тела не всегда обнажены на современной денудационной поверхности. Их глубинное залегание и морфология определяются комплексом геофизических методов — гравиметрических, магнитных, электроразведочных, устанавливающих их продолжение на глубины 10—15 *км*. Такая расшифровка, в частности, выполнена коллективом геофизиков и геологов (Г. М. Щук, П. В. Ермолов, Н. И. Стучевский, П. В. Сериков, Т. М. Жаутиков, П. С. Ревякин, В. И. Титов и др.) в 1968 г. для Алтая. Она дает более ясное представление об общей картине геомагматогена (рис. 11), о мощности лишь части магматических процессов в их интрузивной форме, решетке магматогена, которые возникают под влиянием ГПЗ.

Выявляемые по геофизическим аномалиям (линейные зоны градиентов, смещение геофизических полей, линейные аномалии Δg, γ и т. д.) глубинные разломы—это в большей части отдельные реликтовые элементы когда-то бурно проявлявшихся подвижных зон разных порядков. Их особенность заключается в многократности возобновления движений разной амплитуды с различными качественными последствиями.

Следовательно, ранняя стадия развития геотектоногена, когда определились размеры и глубина проникновения ГПЗ в верхнюю мантию, масштабы энергетических процессов, объемы магматизации и степень дифференциации, т. е. сам поток сиалического вещества и летучих, является главнейшей с точки зрения последующей истории развития геотектоногена. Мощность процессов и их качественная характеристика определяют степень разрастания слоев ЗК, масштабы и темпы миграции очагов магматизма кверху, их вещественный состав, размеры структур в инверсионную и орогенную стадии. Именно в начальную стадию закладываются и такие качественные различия, как седиментный (мио-) или седиментно-магматогенный (эвгеосинклинальный) тип геотектоногена.

Хотя общая синхронизация кинематики ГПЗ, по-видимому, обусловлена внешними факторами, все же мощность процессов ранней стадии в какой-то мере служит предпосылкой и того, будем ли мы иметь геотектоноген полного цикла развития или только отдельных его стадий. Можно

Чу-Илийские горы. Rf_1 — каракульджинская свита слюдяных сланцев с гранатом; Rf_2 — акбастауская свита кварцитов, известняков и слюдяных сланцев; акдымская серия кварцитов и кремнистых сланцев; ерементауская серия известняков, сланцев и эффузивов.

Мугоджары. I. Олыталдыкская серия гнейсов, амфиболитов, слюдяных сланцев, кварцитов. II. Узункайрактинская серия кварцитов с графитом, хлорит-серицитовых сланцев и алевропелитов.

Для Северного Улутау И. Ф. Трусова и И. И. Вишневская (1969) приводят такую общую стратиграфическую схему в блоке докембрия:

Архей нижний — **талайрыкская** свита — амфиболиты, гранатовые и полевошпатовые, сланцы амфиболитовые, мраморы . . . . . 800—1000 *м*.
Соввинская свита — сланцы графито-альбитовые, мусковито-альбитовые, микрогнейсы . . . . . 600—800 *м*.

Архей верхний — **артааминская** свита — сланцы амфиболитовые, мусковито-кварцевые, мусковитовые . . . . . 1500—1600 *м*.
Дюсинская свита — сланцы альбитовые с графитом, мусковито-альбитовые, микрогнейсы . . . . . 600—800 *м*.

Протерозой нижний — **карасулейменская** свита — порфироиды, порфироиды по трахиандезитам с горизонтами зеленых сланцев и железистых кварцитов (вверху) . . . . . 2000—2500 *м*.
Байкожинская свита — сланцы серицито-кварцевые, дистено-кварцевые железистые кварциты, филлиты . . . . . 400 *м*.
Керегешинская свита — сланцы углисто-серицито-хлорито-кварцевые, горизонты порфиритоидов, карбонатных сланцев и мраморов . . . . . 900—1100 *м*.

Общая мощность известного разреза докембрия Улутау 7—8 *км*. Подобные разрезы приводятся исследователями и по другим древним массивам.

Широкое развитие среди древнейших разрезов карбонатных пород (мраморы, доломиты, известковистые сланцы) и значительная их мощность (разрезы Улутау, Тянь-Шаня, Алдана, Родопского массива и др.), по-видимому, являются следствием достаточной зрелости ЗК того времени, результатом дебазальтизации (дебазификации), развития уже так называемого «гранитно-метаморфического» слоя в ее разрезе. Мраморизованные слои залегают обычно среди алюмосиликатных пород, нередко превращенных в гранитогнейсы. О возрасте древних массивов говорит даже тот факт, что Балтийский, Украинский, Воронежский, Приуральский массивы окружены поясами складчатости в

1700—1200 млн. лет (Семененко, 1968). Таким образом, история формирования геоблоков Казахстана уходит в протерозой и даже архей. Уже в палеозое эти структуры «обросли» более молодыми салаирскими, позднекаледонскими и герцинскими.

Мнение о первичной «мозаичности» геологических структур Казахстана, о наличии в них наряду с геосинклинальными областями «подвижных шельфов», платформ и континентальных глыб, о несовпадении простираний каледонской и герцинской складчатостей, высказанное Н. Г. Кассиным еще в 1934 г. и развитое им в более поздней работе 1951—1952 гг., поддержанное Е. Д. Шлыгиным (каледонские дуги), сохраняет свое значение и до настоящего времени, точно так же, как и вывод Н. Г. Кассина об омоложении структур восточной половины Казахстана с течением времени в юго-восточном направлении.

Фрагментарность ЗК, неоднородность ее развития имела место в допалеозойское время, о чем можно судить по работам Е. Д. Шлыгина, Р. А. Борукаева, И. Ф. Трусовой и др. В протерозое и, возможно, даже в архее возникли континентальные ядра, которые были разорваны ГПЗ в протерозое и в раннекаледонское время. Уже с этого периода мы фиксируем их раздвигание и значительное смещение фрагментов континентальных блоков друг относительно друга, измеряемое, судя по приведенным схемам (рис. 8, 12), многими десятками километров. В дальнейшем раздвигание их осуществлялось в процессе разрастания шовных, складчатых и орогенных структур в позднекаледонское и герцинское время.

Наиболее крупные поздние сдвиговые перемещения по зонам разломов, главным образом северо-западного простирания, произошли в киммеро-альпийское время. Именно эти разломы и смещения по ним фиксируются сейчас всеми видами геолого-геофизических съемок, именно эти движения обеспечили возникновение поперечных «тыловых» областей растяжения северо-восточного простирания и возникновение здесь грабенообразных структур с континентальными, часто угленосными осадками.

Недостаточно оценено еще значение субмеридиональных подвижных зон. Раннекаледонская зона, обрамляющая с востока Кокчетавский массив, по-видимому, является частью крупной планетарной структуры, заложенной еще в протерозое и протянувшейся далеко к югу, вдоль западных

границ Таримского и Тибетского массивов, и рассекающей даже массив Индостана, о чем недавно писал Б. А. Петрушевский (1969). Влияние этой полицикличной и долгоживущей ГПЗ ощущается на тектонической карте Евразии. С ее движениями связываются даже современные вспышки сейсмичности на территории полуострова Индостан, которая, казалось бы, вполне устойчива.

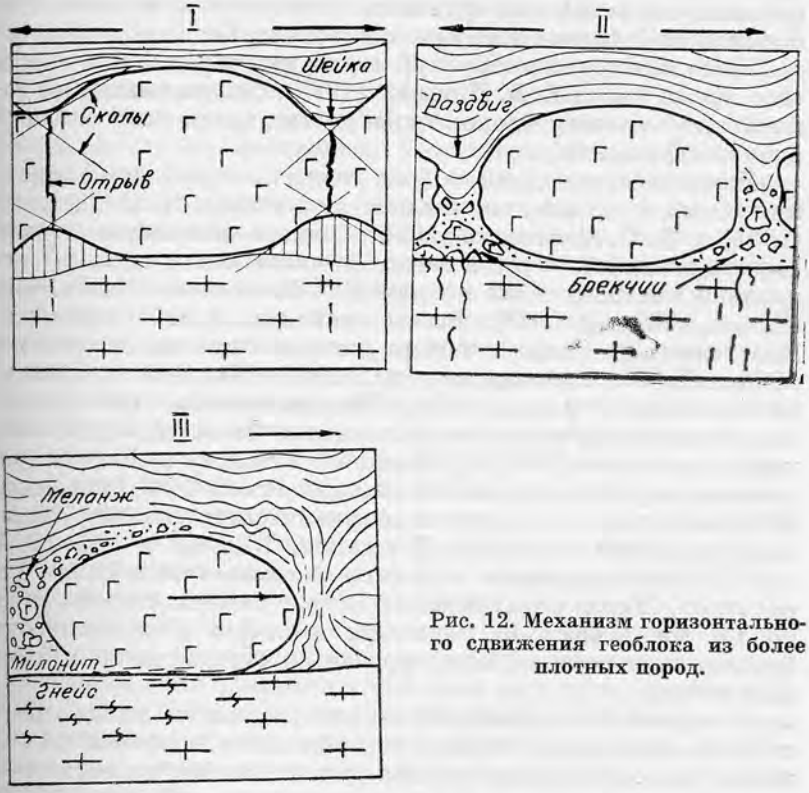


Рис. 12. Механизм горизонтального сдвижения геоблока из более плотных пород.

Наличие четырех, вытянутых в меридиональном направлении (на расстояние 1200 *км* по широте) структур, представленных останцами — фрагментами древних блоков, — Уральской, Мугоджаро-Аральской, Улутауской и Средин-

метричных геоблока — Кокчетавский и Тенгизский. Их очертания определяются линиями трех направлений: субширотного, субмеридионального и северо-западного. Эти три направления в то же время являются главенствующим про-

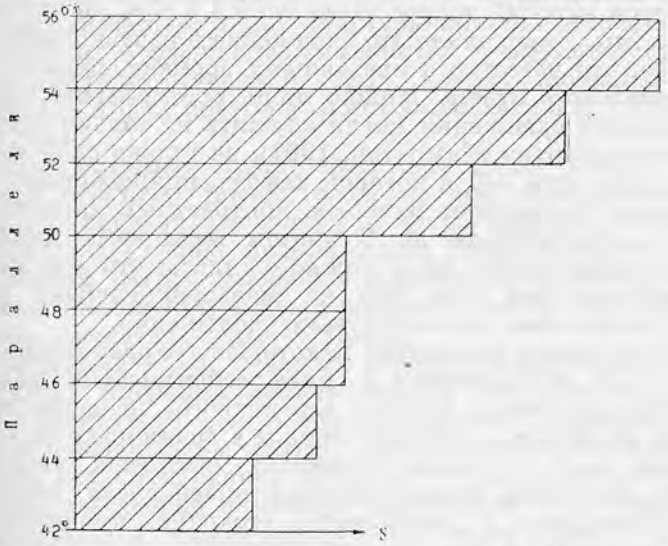


Рис. 13. **Относительное распределение площади (S) древних геоблоков по широтам Восточного Казахстана.**

стиранием ГПЗ, расчленивших древние блоки и заложивших основу всех последующих структурных элементов фанерозоя. Характерно, что субширотные направления обычно перпендикулярны к длинным осям геоблоков и простиранию их внутренних структур и являются деформациями отрыва, а два других направления — главным образом сколовые; они, кстати, совпадают с поздними сдвиговыми нарушениями в каледонидах и герцинидах.

Поскольку субширотные восток-северо-восточные разрывы являются структурами растяжения, а субмеридиональные и северо-западные — скалывания со сдвиговыми перемещениями, то сдвижение масс и отдельных фрагментов геоблоков должно было происходить в северо-западном либо юго-восточном направлении. Судя по смене возраста наращивавшихся облекающих структур, заостренности юж-

ных окончаний геоблоков, по-видимому, относительное смещение их происходило в юго-восточном направлении, т. е. в соответствии с общим вектором смещения на планете.

Второй важный вопрос заключается в том, по каким поверхностям происходило это сдвижение в вертикальном разрезе. То, что известно к настоящему времени, пока не дает окончательного ответа. Можно лишь предполагать, что поверхностями сдвижения могли служить не только глубокие горизонты мантии (Тамразян, 1967), не только слой «волновода», но и слои ЗК, в которой дифференцированность масс геоблоков приобретает наиболее контрастный характер начиная с поверхности М. С учетом механизма движений масс в гетерогенной среде можно ожидать, что чем меньше перемещающийся блок, тем на меньшей глубине располагается основная поверхность его скольжения.

В этой связи интересны некоторые геофизические данные: факт исчезновения в ряде сейсмических разрезов «диоритового слоя», переход «гранитного» непосредственно в слой «базальта», большие скачки в граничных скоростях упругих волн, широкая дисперсия пластовых скоростей, резкие градиенты гравитационных полей среди геологически однородных с поверхности структур, проникновение ряда разломов только до определенных поверхностей. Не имеем ли мы здесь разрывов слоев ЗК и их латерального смещения с заполнением промежутков за счет материала соседних верхнего и нижнего слоев? В этом случае можно предполагать возникновение еще мелких поперечных и диагональных разрывов и сколов, дополнительное расслоение основного горизонта на ряд второстепенных слоев и линз с проскальзыванием по этим промежуточным слоям, их растаскивание, что приводит к утонению всего слоя или в конечном виде — даже к его полному разрыву и смещению. Может быть, именно основные либо промежуточные поверхности раздела ЗК и являются главными структурами, по которым происходило и происходит латеральное смещение второстепенных геоблоков, как это считает А. В. Пейве. Одно из таких глубинных пологих смещений в плане на 7 *км* зафиксировано сейсмическими работами в Успенской зоне на глубине 30 *км*. В этом случае возникали пологие слои течения, своеобразные зоны смятия, диспергированные литофлюидиты, по которым и сле-

довали главные смещения нижних частей геоблоков. Это хорошо подтверждается субгоризонтальной струйчатостью, наблюдаемой в древних гранито-гнейсовых и гнейсовых толщах (древние массивы арысского комплекса, гнейсовые порфирокластиты Кызылтау, Улутау, Тянь-Шань, Родопский массив Балкан и др.). Текстуры кристаллических сланцев, гнейсов, порфироидов, милонитов — результат динамометаморфического течения пород, которое происходило в допалеозое и фанерозое на достаточно больших глубинах (5—8 *км*).

Такой механизм лучше объясняет существующее соотношение структур, дрейф геоблоков при наименьшем расходовании энергии, поскольку не затрагиваются значительные глубины, глубоко проникающие блоки, смещение которых вообще затруднительно с позиции механики и самой природы сочленения коры и верхней мантии, при котором должны смещаться целые сегменты.

Концепция А. И. Суворова (1969) о значительной горизонтальной миграции магматического материала вдоль подошвы гранитного слоя из-под Токрауской депрессии в сторону Успенской зоны весьма проблематична. Состав магматитов (наличие ранних базальтов), эволюция состава во времени, изменение характера ЗК на всю ее глубину свидетельствуют о преимущественном вертикальном перемещении магматического материала. Нельзя не видеть и условности схемы А. И. Суворова (1969, рис. 4), в которой «потоки радиогенного тепла» без видимых причин почему-то имеют изолированный пучковый характер и наклонное положение, тогда как эти потоки должны быть вертикальными. Совершенно непонятен механизм преобразования восходящих потоков вещества верхней мантии в горизонтальные в пределах базальтового и гранитного слоев. Наконец, противоречат выводам автора и многочисленные данные о вулканизме и его очагах, механизме формирования интрузий, развитии магматизма рифтовых зон и строения ЗК геотектоногенов, обладающих всюду своими местными корневыми системами. Тем не менее сама возможность субгоризонтального перемещения магм под влиянием тектонических движений должна учитываться.

Помимо открытых («зияющих») субширотных разломов и линейных структур, по геофизическим данным устанавливаются скрытые разломы такого же направления, четко

с крутопадающими и даже вертикальными сместителями. Отсюда ясно, что представление о крупнейших горизонтальных смещениях по этим разломам отпадает. Авторы, наоборот, указывают на вертикальные амплитуды смещения, достигающие 3—4 *км*; горизонтальные смещения отмечаются только на отдельных участках и оцениваются ими суммарно 10—15 *км* (а ведь это мнение сторонников горизонтальных движений!).

По данным тех же авторов, структуры Успенско-Спасского и Чингизского направлений являются разными, самостоятельными и не образуют сопряженных дуг, как это показано на большинстве геологических и тектонических схем. Собственно, такая же самостоятельность северо-восточных и северо-западных структур показана на всех наших схемах начиная с 1955 г. (Щерба, 1955, 1956, 1960, 1962 и др.), а также описана в монографии «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны» (1967—1969). Эти данные указанные выше авторы почему-то не учли. Интересны их выводы о миграции областей консолидации во времени в структурах Успенско-Спасского направления (СВ) с северо-запада на юго-восток, а в Чингизских — с северо-востока на юго-запад. Правда, для первых намечается несоответствие (в центре — древний Тектурмасский блок). Токрауский разлом, как предполагают авторы, возник на стыке двух разнонаправленных дугообразных систем и с течением времени разрастался в южном направлении, затухая в Балхашском районе.

Несмотря на затруднительность крупных внутриматериковых перемещений с точки зрения механизма занятия пространства, поступает много новых данных о значительных масштабах сдвиговых перемещений и в других районах, в частности в Туркмении (Карашор-Донгузсыртский в 50 *км*), Тянь-Шане, Джунгарии. Таким образом, факт значительных и широко распространенных горизонтальных смещений в мезокайнозое можно считать доказанным.

Фактические данные по Казахстану позволяют сделать такие общие выводы.

1. Формирование древних блоков Казахстана и их ядерных частей, а также линейных структур подчиняется одному ведущему процессу — вертикальной и подчиненной ей латеральной миграции вещества из верхней мантии в земную кору.

2. Главным механизмом преобразования ЗК, ее развития, являются напряжения и деформации растяжения — сжатия, сопровождающиеся изменением температуры, формирующие глубинные зоны, цикличные по своему характеру и обусловленные космической историей развития планеты Земля. Эти движения облегчали вертикальную миграцию сиалического вещества из верхней мантии, его сепарирование, дифференциацию и обеспечивали ступенчатое развитие ЗК от первичной океанической до зрелой материковой.

3. Развитие выступов геоблоков в ЗК, ядер континентов (в местах сопряжения или перекрещивания глубинных подвижных зон) нарушило общее равновесие системы в условиях ротационного режима планеты, при котором возникали тангенциальные напряжения, приводившие к перемещениям геоблоков, скользившим по поверхностям течения в астеносфере, и другим горизонтальным поверхностям, находящимся на различных уровнях. При этом могли происходить разрывы и растяжения слоев в верхней мантии и земной коре, диспергирование и расплавление масс, динамометаморфическое течение, образование фронтальных поясов сжатия (складчатость, смятие, шарьяжи и т. п.) и тыловых областей растяжения (грабенов).

4. Механизм развития геологических структур — геотектоногенов Казахстана — на месте ГПЗ обеспечивал не только вертикальное перемещение вещества и разуплотнение верхней мантии, но и их рост в латеральном направлении, общее расширение с раздвиганием прилегающих блоков и их гранитизацией (сиалитизация), образованием широкой решетчатой магматизации (так называемый внегеосинклинальный магматизм) окружающих блоков.

5. Фиксируемые на геологических картах разломы, в том числе крупные, представляют собой результат упругих деформаций ЗК самого позднего периода и по возрасту в своем большинстве являются мезокайнозойскими. По ним происходили наклонные и субгоризонтальные смещения геоблоков в мезокайнозое с образованием в тыловых зонах растяжения континентальных прогибов — грабенов.

Глава 2

Систематика геотектоногенов

Элементами геотектоногена являются формационные тела седиментного, магматического и метаморфического происхождения, разломы разных масштабов, в том числе проникающие в мантию, а чаще система разломов (отрыва, скола), зоны смятия — динамометаморфического течения вещества, троги — осевые, линейные, узкие, корытообразные грабены и их заполнение, бортовые части, обычно вовлекаемые в движения позднее, и синхронно образующиеся структурно-формационные зоны и пояса складчатости, метаморфизма и магматизма. Вся эта мобильная система в целом, охватывающая все слои в пределах ЗК, имеющая в разрезе форму клина с основанием в верхней мантии, по вертикали представлена колонной преобразования (рис. 14).

Колонна преобразования нами условно, по качественному различию процессов, соответственно со строением геотектоногена, разделяется на три части: нижнюю корневую — в пределах верхней мантии и основной части базальтового слоя, среднюю — верхней части базальтового, всего диоритового и гранитного слоев и верхнюю — в пределах седиментного слоя. Механизм всех процессов в колонне преобразования определяет характер, масштабы и тип изменения ЗК в данной области и самого геотектоногена. Таким образом, в составе вновь образованной структуры содержатся следующие элементы:

а) переработанные древние блоки, состоящие из гибридного материала (коромантийные);

Как совершенно справедливо отмечает Г. П. Тамразян (1967, стр. 11), «в силу космической взаимообусловленности времени наступления геократических и талассократических эпох геотектонические этапы являются почти повсеместными (распространяясь по всему земному шару), различаясь лишь в частностях, они охватывают тем самым как геосинклинальные, так и платформенные регионы».

Отсюда попытка некоторых исследователей ограничить развитие структуры рамками одной какой-либо «стабилизации», а само развитие «геосинклиналей» ставить в зависимость лишь от некоторых факторов чисто внешнего проявления в своей основе неправильна. Нельзя автономизировать ни структуры, ни их частные этапы, изолировав их от общепланетарного развития. Это хорошо, в частности, показал в своей статье Н. А. Крылов (1969).

По совмещению осей вращения Земли и осей симметрии А. В. Долицкий (1969) определяет возраст эпох складчатости и дает следующую периодизацию тектоническим циклам, укладывающимся в 150 млн. лет каждый:

3150	2400	1650	900	150
3000	2250	1500	750	0
2850	2100	1300	600	
2700	1950	1200	450	
2550	1800	1050	300	

оценивая среднюю скорость перемещения полюсов в 5 *см* в год.

Предлагается еще и новая шкала возрастных подразделений докембрия по материалам Азии и Австралии (Борукаев и др., 1969). Вероятно, с усовершенствованием определений радиохронологического возраста и это деление будет пересмотрено. Важно отметить наличие для допалеозоя периодичности с разрывом 0,9—0,5—0,2 млрд. лет.

С учетом цикличности можно представить общую периодичность тектонических движений (см. табл. 5).

Для общей систематики ГПЗ по времени, очевидно, не нужны дробные этапы, являющиеся частью общего полного цикла, а необходимо брать весь период становления геотектоногена, формировавшегося на протяжении ряда малых циклов по 5—10—21 млн. лет каждый.

Таблица

Общая периодичность тектонических циклов

Эра	Граница мегациклов, млн. лет	Граница полных и малых циклов, млн. лет	Тектонический комплекс и фаза тектоногенеза
Архей	3680—2820	5 циклов	Нуклеиды
	2820—1960	5 циклов	Саамиды, беломориды
Протерозой	1960—1100	5 циклов	Карелиды (акитканиды, г тиды)
	1100—240	1100—928	1-й рифейский (сатпуриды)
		928—756	2-й рифейский (аравалиды)
		756—584	3-й рифейский (аравалиды)
Неогей (фанерозой)		584—498	Байкальский
		498—455	Салаирский (сардинский)
		455—412	Таконский
		412—369	Позднекаледонский
		369—326	Раннегерцинский
		326—283	Среднегерцинский
		283—240	Позднегерцинский
	240	240—197	Киммерийский
		197—154	«
		154—111	«
		111—68	Австрийская фаза
		68—25	Ларамийская фаза
		25	Позднеальпийская фаза

Возможно, что отклонения от продолжительности боль шого и полного циклов вызваны смещением критически параллелей вследствие смещения оси вращения Земли н 90° в течение малого цикла (45—50 млн. лет), в результат чего сменяются напряжения сжатия — растяжения (Радзи вилл, 1965). Изменение радиуса Земли происходит по боле кратковременным циклам. Другие исследователи (Яно 1965) отрицают миграцию полюсов, дрейф континентов, и менение объемов Земли на основании длительности сущест вования систем глубинных разломов. Эти возражения не состоятельны, поскольку сам режим проявления разломо во времени неодинаков. Что же касается ГПЗ, то их разви тие явно циклично.

Началом формирования ГПЗ можно считать период мет ду предыдущей континентальной молассой орогенного эт па и возникновением разломов и трога, обычно с морским осадками, концом — завершение консолидации орогена, п явление моласс с базальтоидами (для подвижной зоны по

ного цикла развития). Если же до этого была континентальная кора, то разрывы и зарождение трога шли в начале и завершение — на стадии окончания гранитоидно-щелочного магматизма. Но все эти детали потребуются для уточнения временных границ отдельных структур. Сейчас же для общей схемы можно ограничиться делением геотектоногенов Казахстана на следующие возрастные группы.

I. **Архейские** в ядрах древних блоков; выделяются условно (из-за отсутствия датировки) по фрагментам гнейсово-амфиболитового комплекса, эклогитов и кристаллических сланцев; сильно переработаны, верхние и даже средние части колонны сденудированы, сохранились в основном только нижние и потому более дробно пока не разделяются, хотя можно наметить циклы по общей систематике.

II. **Протерозойские** занимают значительную часть древних блоков Казахстана, обычно согласно их вытянутости в субмеридиональном и северо-западном направлениях (Уральские, Улутау, Джусалы, Жалаир-Найманский, Балхашский, Акбастауский, Тектурмасский, Каратауский и др.), реже в широтном (Тянь-Шань). Лишь в отдельных случаях можно отделить от ранних, главным образом по более слабой степени метаморфизма, пород. Вследствие интенсивной денудации, как правило, представлены лишь верхи средней части колонны преобразования. Нередко переработаны каледонидами и герцинидами.

III. **Палеозойские** наиболее распространены в Казахстане. Выделяются каледонские вообще, а среди них — раннекаледонские (Cm—O) и позднекаледонские (S—D), затем герцинские, иногда раннегерцинские (D_3—C_1), среднегерцинские (C_2—C_3) или позднегерцинские (C_3—P—T_1).

IV. **Мезокайнозойские**, киммерийские (системы мезозойских грабенов) и альпийские (третичные и современные высокогорные цепи Алтая, Джунгарии и Тянь-Шаня).

Возможно и более дробное деление по отдельным циклам тектогенеза лишь для тех случаев, когда формирование геотектоногенов заканчивалось на определенном этапе, и границы эти вполне отчетливы. Чаще же известны случаи полицикличности, тогда структуры могут получать смешанное название (каледонско-герцинские, киммеро-альпийские, ранне-среднегерцинские и т. д.).

ПО СТАДИЯМ РАЗВИТИЯ

В свое время Ю. А. Билибин (1955) предложил период развития геосинклинальных систем делить на отдельные стадии: ранние, средние, поздние. Позднее вместо трех стадий стали выделять пять: начальные, ранние, средние, поздние, конечные. Какие процессы вкладывались в эти градации, общеизвестно. Думается, что и для разделения периода формирования геотектоногена также целесообразно выделять временные качественные стадии, причем использовать уже утвердившуюся и ясную терминологию. На первых порах можно принять трехчленное деление.

К ранней стадии развития относится время зарождения ГПЗ, выражающееся в разрядке напряжений растяжения ЗК в виде образования системы разломов, прогибаний ЗК, трогов, фациальных и формационных зон (обычно трансгрессивных), магматизации нижней части колонны и появления базальтоидного магматизма в его эффузивной и интрузивной формах обычно в верхней части колонны преобразования. Верхней границей ранней стадии является общее прекращение процессов, связанных с растяжением, т. е. опусканий и сопряженных с ними магматизма (андезит-базальтового вулканизма, появляются габброиды, иногда гипербазиты) и седиментации. Процессы магматизма имеют открытую форму (вулканизм), полузакрытую (интрузии в верхнюю часть колонны), закрытую (магматизация в нижних слоях ЗК).

Таким образом, ранняя стадия развития геотектоногена в ряде случаев может быть сопоставлена с геосинклинальной. Преобразование земной коры заключается в интенсивной вертикальной миграции вещества из верхней мантии, в наращивании снизу базальтового и сверху седиментного слоев.

В среднюю стадию (инверсионную) начинают преобладать процессы сжатия, возникают переменные и восходящие движения всей системы, латеральное сокращение, приводящее к складкообразованию, смятию, надвигам. Седиментация носит локальный умеренный характер, фациально резко изменчива. Магматизм продолжается в моменты растяжения в вулканической и интрузивной формах, состав его становится средним — диорит-гранодиорит-андезит-дацитовым.

зуется система сложного полициклически-зонального геотектоногена. В качестве примера можно привести Алтайский, Чу-Илийский, Тектурмасский геотектоногены, образованные ГПЗ каледонского и герцинского циклов.

ПО МЕХАНИЗМУ РАЗВИТИЯ

Для всех ГПЗ в самом начале развития характерно появление узкого линейного трога или вытянутой системы трогов симметричного или асимметричного строения, а также системы разломов в случае возникновения так называемых зон активизации. Трог и все следующие за ним структуры при этом могут развиваться относительно одновременно (одновременные) или последовательно от одного фланга к другому (*последовательные*), как это характерно для девонского вулканического пояса Центрального Казахстана или Южноджунгарско-Балхашского верхнепалеозойского. Если переработка ограничится пределами одного трога, то это будут *простые* геотектоногены. Затем от первоначального трога, принимая его за осевую зону, структуры развиваются либо в результате раздвигания или переработки обоих бортов (*симметричные* двустороннего развития), что наиболее часто, либо неодинаково (*асимметричные*); если происходит преобразование только одного борта, то это будут ГПЗ *одностороннего* или однонаправленного развития (некоторые структуры Урала и Мугоджар).

Последовательное преобразование ЗК вдоль серии сравнительно узких полос приводит к образованию сложно-сочлененных структурных зон. Таким путем возникают сложные *зональные* геотектоногены (Чингизский и др.), реже, при наличии одной троговой зоны, — *простые*.

В Северном Прибалхашье мы встретились с примером *каркасного* геотектоногена, когда более древний геоблок (в данном случае каледонский) оказался рассеченным системой ГПЗ более мелких порядков нескольких направлений, по которым развивалась магматизация ЗК в герцинский цикл. Произошло образование как бы склеротического штокверкового геоблока, ячейки которого сохранили элементы каледонских структур, а узкие зоны обрамления

оказались переработанными и магматизированными в по
следовательные этапы тектонических движений среднего и
верхнего палеозоя.

Наконец, следует еще сохранить понятие о моноцик
личных ГПЗ — одного полного цикла развития — и
полициклических (телескопированных) — двух и более
циклов развития, совмещенных в пространстве, как это уже
было принято для геосинклиналей (Смирнов, 1959).

ПО СТРУКТУРЕ ОСНОВАНИЯ

Тип разреза ЗК, на которой закладывается ГПЗ, очень ва
жен с точки зрения самого уровня зрелости ЗК, а также на
правленности и самих конечных результатов воздействия,
т. е. на какой ступени развития до этого была ЗК и какой
может она затем оказаться в результате воздействия на нее
ГПЗ и регенерации (Щерба, 1960, 1963, 1965; Хаин, 1969).

Структурное основание может быть как однородным,
так и разнородным, фрагментарным на разных отрезках
ГПЗ, может как продолжать непрерывное развитие данного
блока, так и накладываться с перерывом на уже консолиди
рованные структуры. В качестве последнего примера особен
но примечательна Уральская ГПЗ, расколовшая платформу,
а затем возобновлявшая многократно свою активность. Ча
ще же ГПЗ последовательно развиваются по краям более
древних наращиваемых геоблоков и поражают ослаблен
ные участки ЗК.

Структура основания, когда она достаточно консолиди
рована, влияет в том смысле, что в этих условиях ГПЗ при
обретает характер зоны активизации, т. е. магмати
ческой регенерации, в результате чего возникают геомагма
тогены (в том числе пояса так называемых внегеосинкли
нальных гранитов, например, Кызылтауский, Зерендин
ский, а также пояса вулканизма). Соотношение слоев ЗК
основания определяет и геохимический профиль новых раз
вивающихся структурных зон. Отсюда следует, что, зная
уровень развития и геологическое строение геоблока, вме
щающего геотектоноген, можно предугадать его характер.
Это важно для тех примеров, когда структура перекрыта
молодыми осадками (Тургайский прогиб, Южное Прибал
хашье, Приаралье).

В общем случае ГПЗ могут закладываться на океанической коре (Срединный Атлантический хребет, Курилы, Командоры и т. д.), на коре промежуточного типа (Камчатка, Японские острова), континентальной (грабены Африки, зоны «активизации» на всех континентах, Урал) и орогенной (полициклические структурные зоны Срединного пояса, Кордильеры, Евроазиатские пояса альпид и т. д.).

Таким образом, геотектоногены могут быть континентальные (зоны активизации), межконтинентальные (раздвигание — Урал, Красное море и др.), океанические (океанические хребты), промежуточные и орогенные.

ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ПРОЯВЛЕНИЮ

Геологический результат воздействия ГПЗ всегда многообразен, однако среди формаций верхней части колонны могут преобладать те или иные группы новообразованных пород (независимо от уровня денудационного среза). В таком случае уместно бывает подчеркнуть эту особенность геотектоногена.

Структурно-формационные геотектоногены характеризуются поясовым развитием пород определенной группы (или даже подгруппы) формаций — осадочных (геосинклинальных, геоантиклинальных, платформенных), вулканогенно-осадочных.

Структурно-магматические геотектоногены — пояса вулкано-плутонические, интрузивные, разделяющиеся по составу магматитов, т. е. геомагматогены.

Структурные геотектоногены — пояса линейной складчатости (пликативные), трещиноватости (дизъюнктивные), грабенов, динамотермального метаморфизма (различных фаций).

ПО ФОРМЕ СТРУКТУР

В этом отношении целесообразно применять существующую номенклатуру структурных форм — от основных (антиклинории, синклинории, горсты, грабены, орогены, глубинные разломы, магматические пояса и т. д.) до второстепенных (антиклинали, синклинали, прогибы, дизъюнктивные струк-

туры, надвиговые формы, шарьяжи и т. д.), отражающих конкретные геологические структуры. При этом учитывается неоднородность строения геотектоногенов, дискретность форм вследствие фрагментарности основания, гетерогенности движений и неравномерность распределения разных по составу веществ. По-видимому, следует различать два класса геотектоногенов: **линейные** и **каркасные**. Первый не требует пояснений. **Каркасные** геотектоногены развиваются обычно по более древним блокам, рассеченным ГПЗ третьего-четвертого порядков разных направлений с относительно ограниченными амплитудами вертикальных движений, но интенсивной магматизацией. Характерны пропитывания блоков древних пород молодыми магматитами (вулканоплутонизм, интрузии), внутренняя неоднородность, «стертость» чисто геосинклинальных признаков, преобладание восходящих сводово-блоковых движений. Форма таких геотектоногенов преобладающе изометричная, неправильная.

ПО СОСТАВУ

По породному или формационному составу вновь образованных геотектоногенов можно также провести разделение. Имеются такие основные группы пород для верхней части колонны преобразования.

О с а д о ч н ы е — морские миогеосинклинальные, платформенные, окологорные фации (пред-, меж-, внутригорные прогибы, шлейфы и т. д.).

В у л к а н о г е н н о-о с а д о ч н ы е — эвгеосинклинальные, субаэральные континентальные, платформенные.

М а г м а т и ч е с к и е — вулканогенные, интрузивные.

Что касается метаморфических пород, то, как следует из самих условий формирования геотектоногенов, они присутствуют во всех типах зон на среднем и нижнем уровнях колонны преобразования и потому не могут служить классификационным признаком. Выход их на поверхность указывает на достаточно глубокий денудационный срез и лишь в отдельных случаях — на интенсивный динамометаморфизм. По последнему качественному признаку можно выделять структуры с зонами смятия и динамометаморфического течения или без них.

Подвижные зоны магматического и реже вулканогенно-осадочного типа (геомагматогены) по петрохимическому составу можно разделить на следующие три группы: базальтоидные (симатические), базальтоидно-гранитоидные (промежуточные) и гранитоидные (сиалические) (Смирнов, 1964; Твалчрелидзе, 1966 и др.).

На состав геотектоногенов влияют полнота, степень дифференциации магматического вещества в колонне. Показателем этого являются два коэффициента

$$K_{\text{г}}=\frac{M_{\text{г}}}{M_{\text{г}}+M_{\text{д}}+M_{\text{б}}};$$

$$K_{\text{дф}}=\frac{M_{\text{г}}+M_{\text{д}}}{M_{\text{б}}},$$

где $K_{\text{г}}$ — коэффициент гранитизации земной коры (0,20—0,39);

$K_{\text{дф}}$ — коэффициент дифференцированности земной коры (0,41—1,70);

$M_{\text{г}}$, $M_{\text{д}}$, $M_{\text{б}}$ — мощности соответственно гранитного, диоритового и базальтового слоев.

Значения этих коэффициентов для различных геоблоков Казахстана показаны на рисунке 15. Чем меньше $K_{\text{дф}}$, тем больше оснований считать, что подвижная зона будет иметь фемический базальтоидный характер. $K_{\text{г}}$ обладает меньшей дисперсией значений и бывает близким для платформ и орогенов. Чем он больше, тем увереннее можно ожидать сиалический профиль новых образований, а также оценивать полноту дифференцированности кристаллического основания геоблоков.

В последнее время делаются попытки количественно определить средние составы слоев ЗК и исходя из этого сравнить их между собой либо с другими геоблоками. Так, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1968) вычислили, что средний состав осадочной оболочки отличается от состава гранитного слоя повышенным содержанием Ca, соотношением K:Na и $FeO:Fe_2O_3$, а также H_2O, CO_2, S, Cl и других летучих.

Ф. С. Моисеенко, Н. П. Есиков (1969) вычислили средний состав ЗК Центрального Казахстана, взяв за основу стандартные составы соответствующих пород и принятые ими мощности слоев. При этом оказалось, что этот состав при-

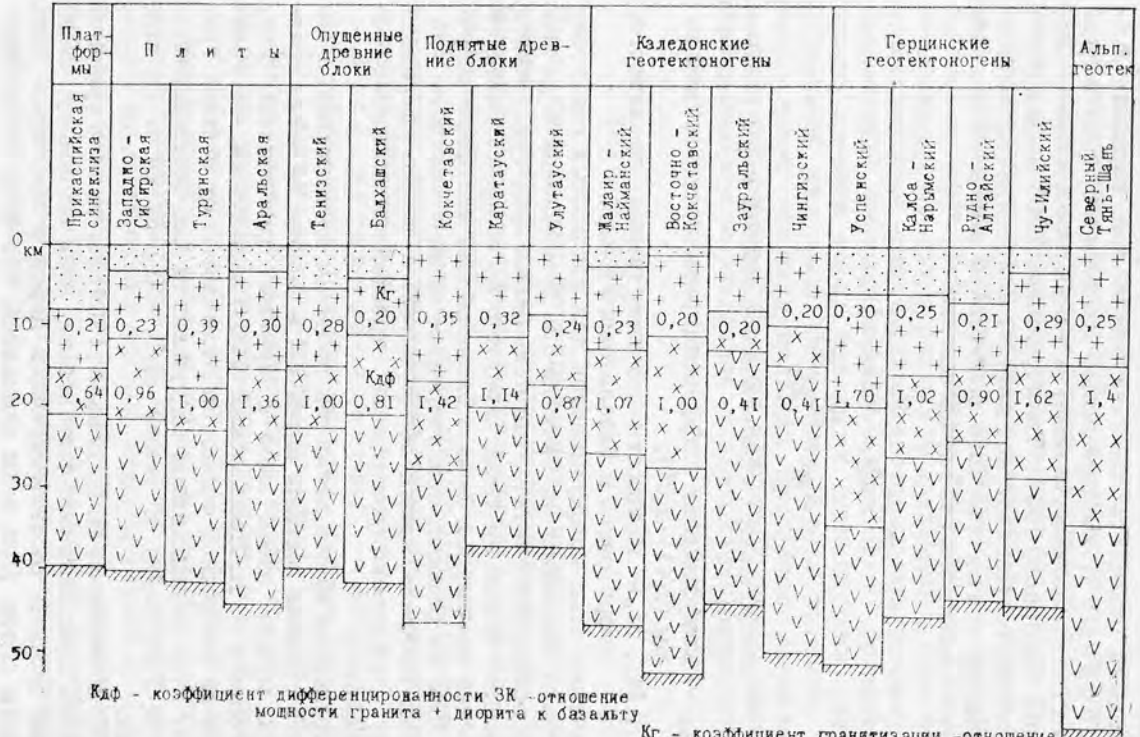


Рис. 15. Разрезы земной коры основных типов структурных блоков Казахстана

ближается к составу андезито-базальта. Приведем сделанные ими расчеты для площади 82 000 $км^2$ (Моисеенко, 1969; табл. 6).

Таблица 6

Соотношение составов ЗК части Центрального Казахстана и некоторых типов горных пород (Моисеенко, 1969), вес. %

Окислы	Земная кора	Состав коры по отношению к					
		перидотиту		габбро		диориту	
		+	—	+	—	+	—
SiO_2	53,89	9,7		5,6			2,88
TiO_2	0,81	0,3			0,10		0,03
Al_2O_3	16,81	13,4			1,20	0,14	
Fe_2O_3	2,90	1,3		0,23			0,26
FeO	5,00		3,6		1,49	1,00	
MnO	0,13		0,1				
MgO	5,55		32,2		2,43	1,38	
CaO	8,95	6,00			2,33	2,24	
Na_2O	2,95	2,6		0,45			1,44
K_2O	1,59	1,4		1,02			0,53
H_2O	1,01	0,9		0,16			0,35
P_2O_5	0,22	—		0,01			0,03

Тот факт, что средний состав осадочной оболочки Земли более «фемичен», чем состав гранитного слоя, содержит больше извести, магния, калия, окисного железа, марганца и летучих, меньше кремния, натрия (Ронов, Ярошевский, 1968; Моисеенко, 1969 и др.), т. е. как бы находится в противоречии с общей закономерностью смены состава оболочек по вертикали, объясняется двумя причинами. Первая — смешение при седиментогенезе продуктов денудации пород разного состава, в том числе и более основных глубинных. Вторая — отложение в области осадконакопления таких продуктов глубинной дебазальтизации, как Ca, Mg, Fe, Mn и др. Что же касается летучих, то обогащение ими седиментного слоя вполне закономерно.

Конечно, все это крайне приближенно и условно (особенно состав ЗК), но все же мы получаем известное представление о тенденции изменения составов. Известным диссонансом в таблице 6 кажется поведение Ca и закиси железа, их избыток в ЗК — следствие дебазальтизации и выноса на поверхность.

В целом же наблюдается такой естественный ря миграции основных элементов из верхней мантии в последо вательные слои ЗК и на ее поверхность при эпейрогениче ской и орогенической формах развития: O, H, N, C, S, Cl, I (и другие летучие), Si, Al, K, Na и др.

Этот ряд может нарушаться в случае принудитель ной миграции петрогенных (и рудогенных) элементов вмес те с интрузиями либо при дифференциации магм в проме жуточных бассейнах. Сюда можно отнести привнос фем ических элементов ультраосновных и основных интрузий и вулканитов в седиментный слой, вынос на поверхность Mg Ca, Fe и др. в качестве избыточных продуктов дифферен циации из промежуточных очагов базальтоидного вулка низма.

ПО РАЗМЕРАМ

В интересах общности деления геотектоногенов по их размерам следует рассматривать их масштабность примени тельно к параметрам планеты. Такое деление на классы бы ло предложено ранее (Щерба и др., 1962). Его можно при нять и здесь без особых изменений.

Первого порядка — геотектоногены материкового масштаба (в том числе пояса, линеаменты), расположен ные на сочленении ряда крупных геоблоков — платформы субплатформы и на окраинах материков. Длина измеряется многими тысячами километров (Средиземноморский, Аль пийско-Индокитайский, Кордильерский, Тихоокеанский Срединно-Атлантический и др.).

Второго порядка — располагающиеся внутри конти нентов или по их обрамлению, протяженностью в первы тысячи километров (Урал, Монголо-Охотский, Алтай).

Третьего порядка — являющиеся частями или со пряженными элементами предыдущих, либо отдельные са мостоятельные внутри и на границах геоблоков. Протяжен ность — сотни километров (Рудный Алтай, Успенский, Тур гайский, Жалаир-Найманский, Чингизский, Мугоджарский и др.).

Четвертого порядка — это уже структурные зоны протяженностью в десятки километров, самостоятельны либо части сложных линейных или каркасных геотектоно генов (их большинство).

Пятого порядка — структурные зоны местного значения — зоны трещиноватости, трещинные интрузии и дайковые поля, отдельные вулканические центры и кольцевые системы, структурные швы и т. п. протяженностью от первых километров до 10—15 *км*, связь которых с глубинными процессами установлена; части структур предыдущих классов.

ПО ДРУГИМ ПРИЗНАКАМ

При необходимости возможно разделение ГПЗ и самих геотектоногенов по глубинности заложения (если для этого имеются объективные данные), т. е. коровые и мантийные с охватом всего вертикального диапазона тектоносферы.

Форма геотектоногенов в плане обычно линейная, слегка дугообразная; помимо этого известны прямолинейные, ветвящиеся, ступенчатые, кулисные, каркасные (Токрауский), блоково-цепочечные и иные.

К континентальным геомагматогенам каркасного типа одной стадии развития относятся трапповые массивы Сибири и Южной Африки со сквозными каналами магматизма.

В разрезе колонна преобразования имеет клиновидную форму, резко усложненную при латеральном разрастании; возможно вертикальное, наклонное и очень редко субгоризонтальное положение колонны преобразования при латеральной магматизации слоев ЗК.

Вскрытость геотектоногенов, уровень денудационного среза колонны, также бывает неодинаковой. Наряду с выходом на поверхность верхней части колонны (ее верхи и низы) имеются случаи невскрытого слепого залегания, что особенно характерно для поперечных структур низшего порядка (Урал, Алтай, Центральный Казахстан), а также перекрывания древних структур более молодыми образованиями (на плитах, платформах — южные продолжения Урала, Мугоджар, Улутау, Тургай). Геологические признаки в этом случае теряют свою отчетливость, и обнаружение таких скрытых структур возможно при анализе геофизических полей.

Имеются, наоборот, и глубоко вскрытые структуры.

В. А. Глебовицкий (1969) для Северного Приладожья отмечает длительность проявления метаморфизма в глубоких частях подвижного пояса, приводящего к метаморфической зональности; кульминация происходит в этапы инверсионных движений. Ультраметаморфизм, по его данным, приводит к проявлению широкого натрово-кремниевого метасоматоза и образованию диорит-плагиогранитной серии, а затем на поздних стадиях — калиево-кремниевого метасоматоза и гранитной магмы. Это как раз отвечает низам средней части колонны геотектоногена. По его мнению, в глубинных сечениях колонны из гранодиоритового фундамента и происходит выплавление гранитов. При этом возникают гранитово-гнейсовые купола, растущие в течение длительного периода времени, охватывающего более чем один геосинклинальный цикл. По-видимому, этот вывод можно отнести лишь к полицикличному геотектоногену, так как в других с отмиранием ГПЗ все процессы затухают.

Разным уровням колонны преобразования геотектоногена соответствуют также определенные фации поясового или ареально-поясового метаморфизма (по Н. Л. Добрецову, В. С. Соболеву и В. В. Хлестову, 1969). Для средней части это будут (по терминологии названных авторов) эклогит-дистен-гнейсовая и эклогит-глаукофан-сланцевая (типы Кокчетава и Калифорнии) и другие, пока недостаточно известные фации метаморфизма пород офиолитового и базальтового состава, для верхов средней части — дистен-сланцевая, дистен-силлиманитовая, гранулито-гнейсово-сланцевая и для верхней части — зеленосланцевая, а в зонах смятия даже мигматит-гнейсовая, гранулит-гнейсовая фации метаморфизма.

Недостаточно рассмотрен имеющий очень большое значение динамотермальный метаморфизм, создающий в локальных зонах (даже высоких уровней) условия, отвечающие большим глубинам с большими горизонтальными градиентами температуры и давления. Именно благодаря этому среди малоизмененных пород возникают полосы динамосланцев, всякого рода порфироидов, гнейсовидных и мигматитов (Иртышская и Северо-Восточная зоны Алтая, Успенская и другие), формирующие зоны смятия Казахстана, иногда принимаемые за древние породы фундамента.

Направление (простирание) геотектоногенов имеет важное значение, поскольку оно, помимо всего прочего,

Глава 3

Геотектоногены Казахстана

Изложенные выше принципы ступенчатого развития ЗК и ее механизм в виде ГПЗ, на месте которых развиваются геотектоногены, позволяют с этой позиции перейти к самому общему анализу некоторых главнейших структур Казахстана. Мы сейчас не можем касаться деталей геологического строения (бóльшей частью они опубликованы), намеренно обходим спорные или недостаточно разрешенные вопросы еще общепринятой в Казахстане геосинклинальной теории.

История развития ЗК в архее для территории Казахстана менее изучена, чем для многих других районов страны (Русская платформа, Восточная Сибирь). Можно предполагать, что ЗК Казахстана прошла в общем тот же путь, что и на остальной материковой части планеты. Как это уже отмечалось ранее (Щерба, 1968), возможно деление его на три основных периода:

«базальтовый» — примерно до 3680 млн. лет;

«диоритовый» — примерно 3680—2820 млн. лет (5 циклов; нуклеиды, становий);

«гранитный» — примерно 2820—1960 млн. лет (5 циклов; саамиды, беломориды, удоканий, наладжайний, эфебий).

В течение указанных периодов, уже в планетную стадию развития Земли, во всяком случае с момента создания базальтового слоя, начал более отчетливо проявляться механизм ГПЗ, от цикла к циклу возникала своя решетка ГП

и геотектоногенов, происходило разрастание ЗК, каждый раз с возникновением нового качества, с заполнением ячеек сети, латеральным разрастанием базальтового, затем диоритового и, наконец, гранитного слоев. Если указанная последовательность вытекает из оболочечного строения ЗК и верхней мантии, механизма дифференциации вещества (уже экспериментально из ультраосновных пород выплавлена базальтовая магма, а из базальтов — гранитная), то абсолютная геохронология основных периодов, конечно, весьма условна и возможна передвижка на один полный цикл (860 млн. лет) в ту и другую сторону.

Начальная стадия очередного цикла геотектоногена может проявляться различно в зависимости от ряда причин. Перечислим некоторые модели.

1. Глубоководными морскими осадками в случае широкого прогиба при растяжении и раздвигании бортовых частей ЗК переходного и континентального типов.

2. Морскими осадками и офиолитовой формацией в тех же условиях при наличии глубоких расколов в ЗК, облегчавших вулканизм.

3. Мелководными флишем и молассой при орогенной коре; наличие сквозных глубоких расколов вызывает появление вулканитов, состав которых определяется степенью зрелости разреза ЗК (чем она ближе к молодому орогену, тем кислее состав вулканитов). Базиты могут интрудировать с некоторым отставанием.

4. Континентальными осадками, молассой при активных горстоглыбовых движениях (современные альпиды Казахстана).

Окончание цикла также может проявиться по-разному в зависимости от его завершенности. В Казахстане можно отметить такие границы:

1) поздняя моласса орогена;

2) мощные флишевые накопления континентального типа, иногда без резких несогласий;

3) тектоно-магматические образования инверсионного характера (многие каледониды);

4) поздние магматиты, завершающие дифференциационный ряд серии;

5) коры выветривания медленной стабилизации.

Гетерогенность ЗК, наличие фрагментарности приводят к нарушению синхронизации движений отдельных геобло-

ков (рис. 8), различию профиля развития, местному выпа-
дению отчетливых форм малых циклов тектогенеза. Тако
положение исключает возможность установления одинако-
вого общего развития по проявлению только какого-либо
одного признака.

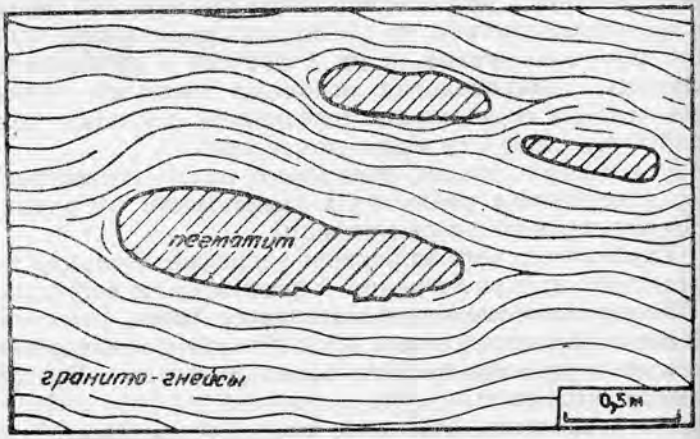


Рис. 16. **Раздробленный и будинированный пегматит в раннепротерозойских гранито-гнейсах со следами субгоризонтального течения (Родопский массив, рудник Говедарник, Болгария).**

Приведенные выше разноречивые данные о периодиза-
ции, отсутствие общепринятых стратиграфических подраз
делений по Казахстану для докембрия, недостаток радио
хронологических дат для древних комплексов вынуждают
ограничиться пока самыми общими соображениями о воз
растной последовательности развития лишь отдельных гео
блоков и более молодых геотектоногенов Казахстана.

РИФЕЙСКИЕ ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ

Доказательством неоднородности строения территории
в рифее (1100—584 млн. лет, три цикла по 172 млн. лет
сатпуриды, синиды, араваллиды), вопреки мнению о том
что вся площадь представляла собой с верхнего протерозо
единую геосинклиналь, являются наличие отдельных древ
них геоблоков и их обособленность среди складчатых поле

палеозоя, отчетливо ориентированная форма, линейные зоны с развитием более ранних амфиболитов по основным вулканогенным породам, сланцев, карбонатных пород, затем плагиогранито-гнейсов и, наконец, гранито-гнейсов, представляющих комплексы последовательных этапов развития геотектоногенов (Урал, Мугоджары, Улутау, Тянь-Шань), подвергшихся метаморфизму в условиях амфиболитовой фации.

Совершенно ясные перерывы и несогласия внутри протерозоя (до пяти), на границе его с более древними породами (аралбайская и бектурганская свиты Улутау по прежнему делению, кеминская и актюзская свиты Тянь-Шаня и других регионов — не менее двух-трех несогласий), появление субплатформенных молассовидных орогенных формаций на границах разновозрастных комплексов докембрия — все это с несомненностью свидетельствует о гетерогенности ЗК докембрия и наличии линейных структурных зон, разделявших континентальные массивы, затем консолидировавшихся и выдвинутых позднее на поверхность уже в позднем докембрии. С этими оговорками, не разделяя по возрасту (можно принять цикличность согласно таблице 4 или 5), под общим названием рифейские можно указать на ряд геотектоногенов в западной, центральной и южной частях Казахстана.

Три близрасположенных параллельных геотектоногена субмеридионального простирания выделяются для казахстанской части Урала и Мугоджар (Абдулин и др., 1968; рис. 17), затем вдоль Улутау, Джусалинского блока и Срединного антиклинория, по восточной границе Кокчетавского и западной окраине Славгородского массивов.

Северо-западные геотектоногены четко обособляются в осевой части Каратау, Жалаир-Найманского блока и Юго-Западном Прибалхашье, а также в Холзунском массиве.

Субширотные зоны выделяются в Кокчетавском массиве и южнее, на границе с Тенгизской плитой, затем вдоль Тектурмасского горста и, наконец, в Северном Тянь-Шане. Надо ожидать наличия линейных структурных зон на прямолинейных границах других структурных геоблоков (Балхашского и др.).

Конечно, это лишь часть геотектоногенов рифея. Остальные глубоко погружены либо переработаны последующими

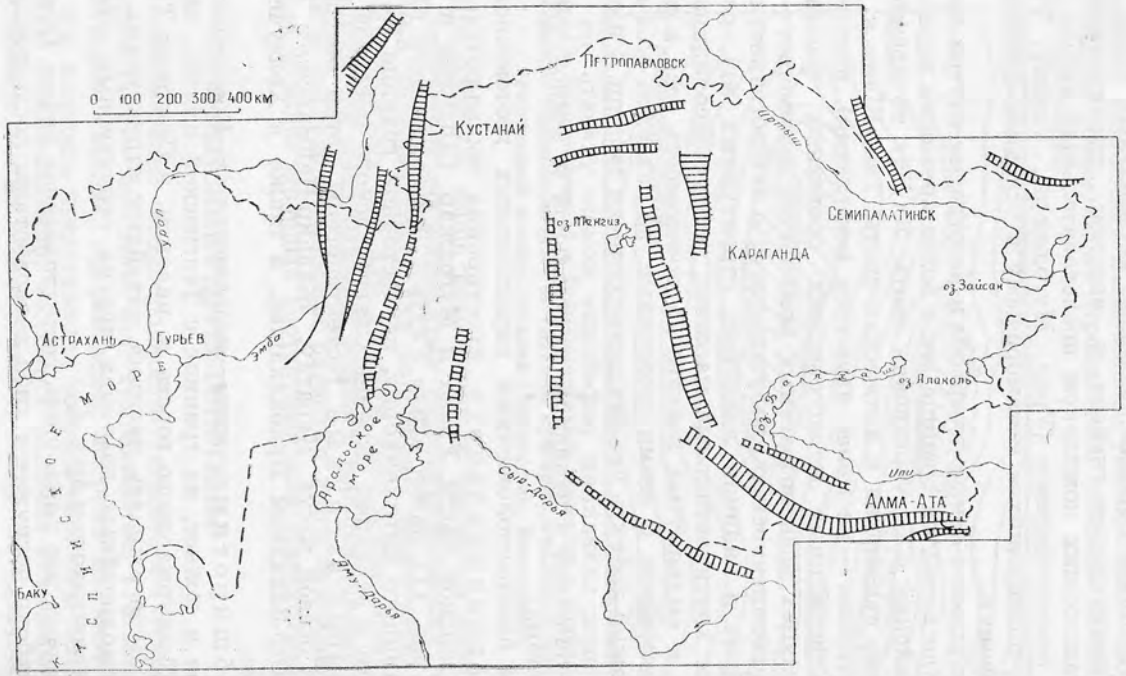


Рис. 17. Рифейские глубинные подвижные зоны Казахстана.

движениями. Четко определившиеся три направления структур — субмеридиональное, северо-западное и субширотное — были достаточно развиты в рифее, и уже по этому можно судить о полицикличности движений в то время (для других регионов вполне доказано). Тангенциальные движения, обусловившие деформацию уже достаточно зрелой ЗК рифея (нет или мало гипербазитов), реализовались вдоль зон субширотного, юго-запад — северо-восточного и субмеридионального направлений; возникла *мозаично-глыбовая* фрагментарная структура Казахстана с корой континентального типа, судя по формационным рядам седиментных и магматических пород геоблоков, между которыми могла сохраниться, но только местами, кора промежуточного типа.

Уже в рифее возникло деление на западную часть (к западу от Улутау) с преобладанием субмеридиональных параллельных структур и восточную (к востоку от Улутау и до Горного Алтая, а на юге — до Северного Тянь-Шаня) с развитием структур всех трех направлений, система которых очерчивает блок Северного, Центрального и Южного Казахстана, ограничивая его от преобладающе северо-западных субпараллельных структур Алтая.

В восточной части Казахстана в том же рифее начинают возникать элементы структур и северо-восточного направления, о чем можно судить по южным ограничениям Балхашского и Акбастауского блоков, направлениям древних структур Северо-Восточного Прибалхашья.

Общей особенностью протерозойских геотектоногенов является их линейный характер, уже тогда наметившееся размещение на границах блоков, полнота циклов развития с широким магматизмом, с латеральным разрастанием структур во времени, охватыванием ими широких пространств, приведшее в конечном итоге к созданию коры континентального типа, прикрытой покровом древних континентальных осадков. На нашей схеме (рис. 8) показаны лишь осевые части геотектоногенов. Именно это латеральное разрастание, заполнение «ячеек» в сети линейных ГПЗ, обусловило создание геоблоков в том виде, как это показано на схеме. Структура остального пространства остается неясной, можно лишь предполагать наличие там менее консолидированной коры, возможно, переходного типа.

Для большинства структур характерны достаточно глубокая степень метаморфизма (амфиболитовая и местами да-

же гранулитовая фации) и магматизация гранитоидного типа (граниты и гнейсо-граниты с радиологическим возрастом до 1350 млн. лет), что указывает на достаточно глубокое вскрытие денудацией колонны преобразования (верхи средней и низы верхней части). Только в отдельных участках (Улутауский антиклинорий, Карсакпайская зона) мы видим остатки осевых частей древних геотектоногенов с ранними кремнисто-железистыми вулканогенными формациями. В современных условиях подняты на поверхность отдельные горст-антиклинорные блоки, бóльшая же часть после денудации была опущена, покрыта мезозойским континентальным чехлом либо структурными ярусами палеозоя.

Во вскрытых геотектоногенах наблюдается влияние более поздних ГПЗ, либо накладывающихся целиком на древние системы, либо примыкающих к ним продольно или параллельно. Картина этого наследования и приращения становится все более ясной для палеозойских структур, начиная с каледонских.

КАЛЕДОНСКИЕ ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ

В Казахстане уже давно производилось разделение каледонского цикла на два этапа: раннекаледонский (584—455 млн. лет — байкальский*, салаирский циклы) и позднекаледонский (455—369 млн. лет — таконский и собственно позднекаледонский; по 43 млн. лет в малом цикле согласно таблице 5).

Раннекаледонские зоны (рис. 18) в значительной мере наследовали не только направления древних ГПЗ, но и нередко совмещались пространственно, создавая полициклические структурные зоны, либо наращивали древние структуры, прилегая к ним с обеих сторон. Помимо трех направлений рифея появилось еще четвертое — северо-восточное, представленное структурами четвертого порядка в Прибалхашье, Тектурмасе и южнее Экибастуза, в Ишимской Луке.

---

* В последнее время байкальский цикл стал выделяться в самостоятельный. Для этого первоначально устанавливалось время в один малый цикл в 43 млн. лет.

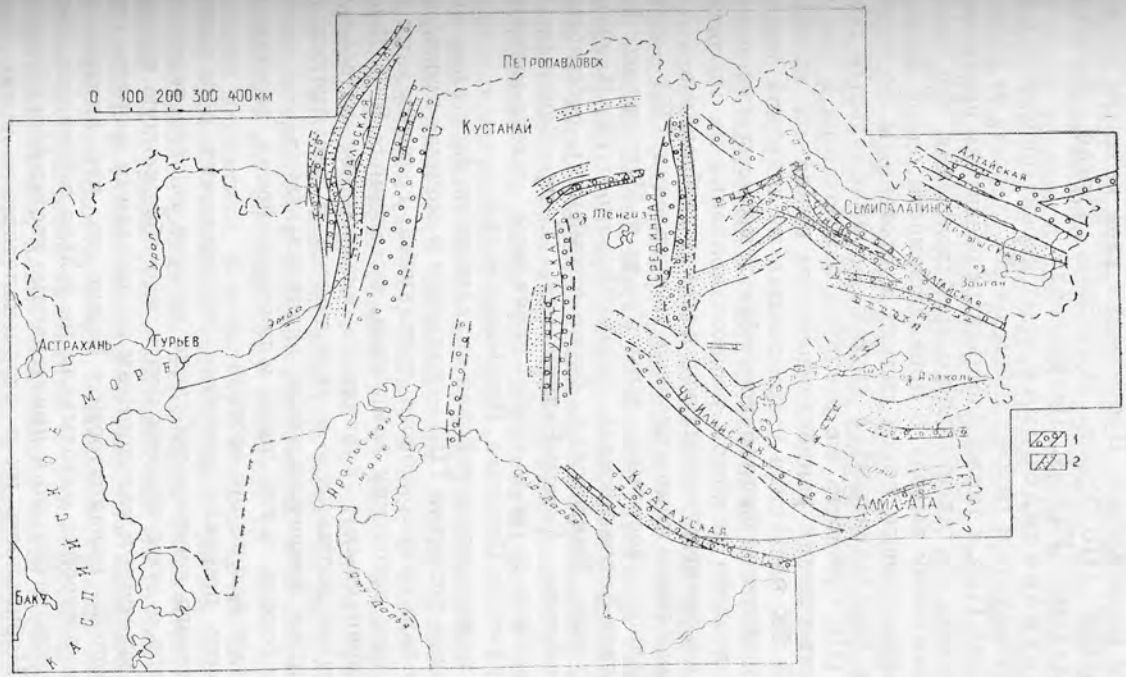


Рис. 18. Основные раннекаледонские (*1*) и позднекаледонские (*2*) глубинные подвижные зоны Казахстана.

Особенно мощное развитие получают Чу-Илийская, Чи
гиз-Тарбагатайская и Горно-Алтайская системы северо-з
падного направления. Продолжают свое развитие субмер
диональные ГПЗ Урала, Мугоджар, Тургая, Восточно
Прибалхашья, Улутау, Целинограда.

Позднекаледонские зоны характеризуются широ
ким латеральным разрастанием по обе стороны от раннека
ледонских ГПЗ, а также площадным развитием преимущест
венно пород континентального происхождения, что привел
к любопытному выводу о принадлежности одной фациаль
ной разновидности пород силура к орогенным формациям
(хотя и доскладчатым), а другой — к инициальным герци
нидам (?!). Сущность же различия заключается в том, чт
после завершения раннекаледонского цикла на континен
тальной ЗК наступила стабилизация на широкой террито
рии, и изменение фациального облика молассы и флиша бы
ло обусловлено режимом осадконакопления на мозаичном
базисе и в промежуточных зонах между геоблоками.

Сохраняются такие главные направления ГПЗ — субме
ридиональное (восточные зоны Урала и Мугоджары, Улу
тау, Атасу-Кокчетавская), северо-западное (Чу-Илийская
Каратауские, Чингизская, Горно-Алтайская), субширотно
(Кокчетавские, Северо-Балхашская, Северо-Тяньшанская
Джунгарская и др.), слабо проявлены северо-восточны
(Баянаульские, Спасская, Ишимская и др.).

После верхнесилурийской складчатости наступила позд
няя стадия развития ГПЗ — поднятие и мощное проявлени
андезит-дацит-липаритового вулканизма, гранитоидных ин
трузий (два девонских комплекса, выделенных В. С. Коптев
вым-Дворниковым); характерно аналогичное латеральное
разрастание магматитов в виде поясов и решетчатых зон
магматизма, захватывающих значительные массы прилег
ающих блоков, в том числе и протерозойских, переводя их
в стадию каледонского орогена.

Именно широкое развитие геологических образований
каледонского времени побудило авторов многих тектониче
ских карт и схем отнести почти всю обнаженную террито
рию Казахстана к каледонидам на основании возраста «пре
обладающей» складчатости. Важно то, что активизация
ЗК, ее перестройка охватывали не только собственно преде
лы геотектоногена, но и прилегающие достаточно обширны
блоки. Мобильность их в позднекаледонское время была

несомненно, обусловлена фрагментарностью всего древнего основания каледонид, которая отмечалась выше.

Нужно еще обратить внимание на факт «проскакивания» и прерывистого развития каледонид, как бы минующих более древние блоки. Это относится к продолжению структур Чингиза в Прибаянаульский район к северу, минуя блок Тектурмаса, и атасуйских — поперечное рассечение Срединного антиклинория и продолжение структур по обе стороны от него. Особенно широко это явление отмечается для герцинид.

Таким образом, к началу очередного герцинского цикла бóльшая часть ЗК Казахстана обрела характер каледонского орогена.

ГЕРЦИНСКИЕ ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ

Герцинские зоны проявлены еще более широко, чем каледонские. Это субмеридиональные зоны восточной стороны Урала, Мугоджар, Тургайского прогиба, Северного Прибалхашья (Коунрад-Джилтауская), северо-западные системы Чу-Или, Чингиз-Тарбагатая, Юго-Западного Алтая, субширотные — Успенская, Северо-Тяньшанская, Южно-Джунгарская — и масса зон четвертого и пятого порядков различных направлений (рис. 19).

Наряду с обычным примыканием к каледонским геотектоногенам отмечается возникновение новых самостоятельных (Зайсанская система, Токрау и др.), а также мелких разнообразно ориентированных и даже брахиформных структур. Фрагментарность всего каледонского орогена в какой-то мере обусловила мощную решетчатую гранитизацию ЗК в средние и поздние герциниды, и поскольку ГПЗ развивались по каледонскому орогену, то слабо проявлен основной магматизм. В начальную стадию почти повсеместно отсутствует типичная инициальная диабаз-спилитовая или офиолитовая формация. Герциниды Зайсанской геосинклинали на Рудном Алтае начинаются мощными дацито-липаритами и только позднее появляются базальто-андезиты, и так, в сущности, везде. В позднюю стадию возникли мощные интрузивные гранитные и вулканогенные дацит-липаритовые пояса, накладывающиеся часто несогласно на складчатые структуры каледонид и даже герцинид (Илий-

Кустанай
р. Иртыш
оз. Тенгиз
Караганда
оз. Зайсан
оз. Балхаш
Аральское море
Сыр-Дарья
Или
Алма-Ата
1
2
3
0 100 200 300 400км

ский). Это видно на всех геологических картах, на схемах магматизма (в том числе и составленных нами; Щерба, 1955, 1956), где наряду с продольными поясами имеются и поперечные (Карсакпая, Улутау и др.) и сетчатые. Таким образом, это геотектоногены континентального типа.

Очень заметно усилилась гранитизация по направлению к восточной и юго-восточной частям Восточного Казахстана. Она увеличила мощности ЗК по сравнению с каледонской на 5—6 *км*, в геотектоногенах — до 18 *км*, т. е. в среднем на 10—12%, а главное, стал более кислым ее состав, возросли коэффициенты $K_г$ и $K_{дф}$. Достаточно сказать, что в одной Балхашской синеклизе (в том числе Токрауском синклинории) на поверхность из периферических бассейнов вулканизма было вынесено до 150 тыс. $км^3$ вулканогенного материала средне-кислого состава, что привело к проседанию всей структуры наподобие гигантской кальдеры. Среди полей каледонид проявлены герцинские складчатые системы, вулканиты и интрузивы.

Таким образом, ЗК каледонского орогена на большей своей части, исключая некоторые районы Северного Казахстана, оказалась переработанной — гранитизированной, хотя и неодинаково, до стадии герцинского орогена, тогда как эти территории на тектонических картах все еще показываются как чисто каледонские.

Киммерийские зоны в большинстве представляют собой структуры растяжения эпиконтинентального типа — линейные грабен-синклинории типа Экибастузского, Майкюбенского, Алакульского. Простирание их довольно разнообразно: наряду с северо-восточным имеется субмеридиональное (Южный Урал, Тургайские), северо-западное и субширотное. Сложены континентальными осадками с небольшим количеством базальтоидов. Последнее свидетельствует о достаточно глубоко залегающих источниках и самом механизме проседания, помимо латерального растяжения. Характерно, что многие грабен-синклинории располагаются параллельно в тыловых частях герцинских геотектоногенов (Караганда-Ащисуйский) или между ними.

Только один Мангышлакско-Каратауский геотектоноген представляет собой антиклинорную структуру. Происходи-

ли интенсивная денудация и пенепленизация структур ге
цинского орогена (главным образом эпейрогеническая фо
ма развития).

Весь Восточный Казахстан превратился в достаточно
консолидированный (хотя и фрагментарный) молодой щит
Западная его половина представляла платформу, перекры
тую чехлом мезозойских континентальных отложений.

Альпийские зоны проявились главным образом
на юге и востоке в виде линейных мощных горсто-глыбовых
движений, создавших современные горные системы Тянь-
Шаня, Джунгарии и Горного Алтая, с амплитудами переме
щений в 3—7 *км* и более (включая денудацию). Структуры
зарождались на коре герцинского орогена, частично пере
шедшего в молодую платформу киммерийского времени.
Горные горсто-глыбовые системы обладают отчетливыми
«корнями», а общая мощность коры возрастает здесь до
60 *км*. Это обстоятельство, а также усиленный тепловой по
ток, наличие молодого вулканизма, высокая сейсмичность
указывают на прошедшую очередную мощную магматиза
цию ЗК (главным образом в скрытой форме), ее перестрой
ку и происходящее сейчас изостатическое «выталкивание»
всей системы с созданием горных хребтов.

Менее активны движения раздробленных блоков остальной части Казахстанского массива, но все же отчетливы многочисленные разломы, сбросо-сдвиговые перемещения достаточно ясно проявлены латеральные смещения блоков в том числе сдвиги и даже надвиги, хорошо документированные в предгорных областях. Преобладают системы трещин трех направлений: северо-западного, северо-восточного, а на юге—субширотного. Системы имеют протяженность на многие сотни километров и образуют достаточно густую решетку (Бабак, 1969). Помимо главных широко развиты второстепенные трещинные системы, разбивающие верхнюю часть ЗК на достаточно мелкие полигональные блоки с повышенной подвижностью.

Интересно проследить хотя бы в общих чертах последовательное развитие наиболее крупных геотектоногенов, которые сейчас представляют собой в целом горст-антиклинорные системы.

Уральский

Последние обобщенные данные по Уралу приведены в сборнике «Глубинное строение Урала» (1968); некоторые частные сведения изложены в другом сборнике «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня» (1969). Урал — это серия параллельных узких пластинообразных субмеридиональных структурных зон-блоков (около девяти), представляющих чередующиеся поднятия и опускания, сложенных породами обычно неодинакового возраста и имеющих общую ширину до 400—500 *км* и длину более 2000 *км*.

По мнению уральских геологов (Соболев и др., 1968), стержневая зона (Центрально-Уральское поднятие) начала формироваться на докембрийском не всегда однородном (Тараташская глыба) фундаменте Русской платформы (архей — нижний протерозой) в протерозое (1400—1700 млн. лет) и раннем палеозое. Примыкающие с востока структуры (Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие и др.) являются более молодыми, неоднородными по строению и приращивались в нижне-, среднепалеозойское и даже верхнепалеозойское время в форме линейных подвижных зон магматогенного типа или в виде прогибов. Тобольско-Кушмурунское поднятие уже является переходным к древним структурам Улутау. Таким образом, Урал — это сложный четырехцикличный геотектоноген, развивавшийся явно асимметрично (две зоны к западу — Западно-Уральская нижне-верхнепалеозойская, Предуральский прогиб верхнепалеозойский, шесть зон к востоку) и на разном структурном основании (три западные зоны — на континентальной коре Русской платформы, а остальные — то на континентальной, то на коре промежуточного типа), что наряду с разным типом движений обусловило структурное, магматическое и металлогеническое различие отдельных линейных зон. Даже ультрабазиты Урала двух, а может быть, и трех возрастов: верхнепротерозойский (дуниты, израндит), раннекаледонский, раннегерцинский (Штейнберг и др., 1968). Последовательное наложение более молодых ГПЗ на сформировавшиеся геотектоногены обусловило все возрастающую сиалитизацию ЗК и в том числе ее магматитов. При этом шло параллельное раздвигание материковых блоков основания ЗК Урала в субширотном направлении, в связи с чем образовались и поперечные структуры. Достаточно

активные движения проявились и в мезозое. В частности, триасе вдоль разломов образовались мощные базальтовы серии вулканитов в грабенах.

Ряд исследователей в последнее время отмечают бли зость структур Урала и Южного Тянь-Шаня по своему строению и времени заложения, хотя непосредственный пе реход одной в другую пока спорен и, вероятно, характери зуется наличием промежуточных систем (Абдулин, Гарь ковец, Хамрабаев, 1969).

Улутауский

Имеет много сходного с Уральским — аналогичное прости рание, полицикличное строение, только асимметрия обра на той, которая имеется на Урале, поскольку к ГПЗ древне го зарождения каледониды приращивались уже с западной стороны. Размеры более 300×100 *км*. Стержневая зона Улу тау формировалась в рифее на коре континентального типа (древний Улутауский геоблок). Раннекаледонские ГПЗ кембрии и ордовике проявились субпараллельно и структу ры примыкали с запада, вовлекая в переработку верхнепро терозойские блоки; позднее образовались девонские проги бы. К востоку от ранней структуры произошло приращени вдоль разлома герцинских зон прогибов в нижнем карбоне на южном продолжении Улутау они приобретают характер структур облекания на коре главным образом древнего оро гена. Возможно, субширотное ступенчатое смещение отдель ных элементов геотектоногена было позднее, особенно на флангах.

Чу-Илийский

Полицикличный байкальско-каледонско-герцинский геотек тоноген из системы структур северо-западного простирани протяженностью до 700 *км* и шириной 70—90 *км*. Особ резко отмечается асимметрия. Стержневая часть — Жала ир-Найманская зона — развивалась в рифее с расколо континентальной коры. После этого в раннекаледонско время (кембрий, ордовик) по обе стороны возникла «первич ная геосинклинальная борозда» (Пейве, 1956; Марков 1961) на коре промежуточного типа. Дальнейшее развити

ГПЗ и приращение геотектоногена имело асимметричный характер главным образом к северо-востоку, где в девоне — перми развился довольно мощный геомагматоген гранитоидного типа. С юго-запада, так же как и в Улутау, приразломное причленение произошло в нижнем карбоне. Кендыктасская структура имеет уже непосредственную связь с Северным Тянь-Шанем (рис. 20).

Чингиз-Тарбагатайский

Второй крупный салаирско-герцинский геотектоноген северо-западного простирания, протянувшийся в длину более 900 *км* при ширине до 100—140 *км*. Первоначальная стержневая зона формировалась вдоль северо-восточного края Акбастауской плиты на коре континентального и промежуточного типов. На северо-западном фланге она развилась в расходящийся пучок подзон (Маркова, 1948; Борукаев, 1955; Борсук, 1956; Беспалов, Есенов и др., 1965, 1968 и др.). В ранне- и позднекаледонский циклы происходило в общем симметричное относительно стержня разрастание базальтоидного геомагматогена со слаборазвитыми ультрабазитами. В девоне началось очередное приращение северо-восточного и юго-западного бортов с той разницей, что для первого оно было последовательным (через нижний карбон), а для второго — прерывистым, скачкообразным (сразу средний карбон). Герцинский магматизм гранитоидного характера (карбон, пермь) развился вдоль продольных разломов, образовав согласные пояса (Щерба, 1955, 1956), и носил в каледонских структурах геотектоногена характер склеротического (так называемые «внегеосинклинальные» гранитоиды), т. е. зон активизации каледонского орогена (поэтому они и гранитоидные). Северо-восточнее примыкают самостоятельные Жарминско-Саурский, а еще далее — Алтайский также каледонско-герцинские геотектоногены.

До сих пор отмечалось поперечное разрастание геотектоногенов в бортовые части. Для Чингиз-Тарбагатайского можно отметить еще наращивание каледонид с течением времени на фланге в продольном юго-восточном направлении. На северо-западе их линейный рост был ограничен наличием поперечных ГПЗ субширотного и северо-восточного направления (Тектурмас, Майкаин).

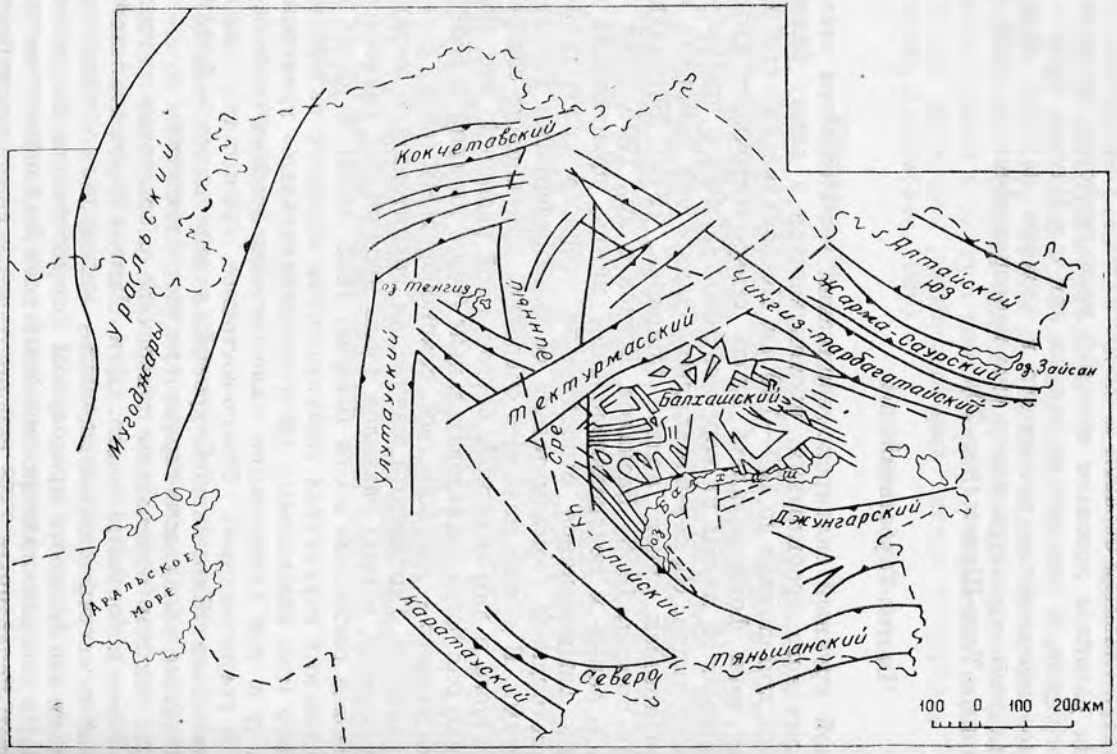


Рис. 20. Обзорная схема расположения основных геотектоногенов Казахстана.

Алтайский юго-западный

Это также полициклический каледонско-герцинский (главным образом последний) геотектоноген того же северо-западного простирания. Протяженность достигает 800 *км* при ширине около 200 *км*. Северо-восточной границей его является массив Горного Алтая, а юго-западной — структуры Жарминско-Саурского геотектоногена.

Алтайский геотектоноген длительное время и детально изучался В. П. Нехорошевым, посвятившим его тектонике специальную монографию (1966), а затем — В. А. Кузнецовым (1964), Б. Н. Красильниковым (1966), В. В. Волковым (1966), А. Л. Матвеевской (1969) и другими. В. П. Нехорошев (1954), М. И. Белостоцкий (1959) отметили, что в развитии структур Алтая намечается определенная последовательность под влиянием колебаний края Сибирской платформы, сопровождавшихся наращиванием молодых структур в юго-западном направлении. Каледонская стержневая инициальная зона сохранилась лишь в виде сильно метаморфизованных фрагментов (Синюшинский и Алейский антиклинории, Иртышская зона) со следами динамометаморфизма, что доказывает наличие самой подвижной зоны того времени, пролегавшей ближе к северо-восточному краю, вероятно, вдоль границы Холзунского геоблока (рис. 8).

Герцинская ГПЗ начала свою деятельность несколько раньше обычного — в нижнем — среднем девоне. С этого периода на коре сденудированного каледонского орогена, прикрытого кое-где маломощной молассой, начал формироваться герцинский геотектоноген с его Северо-Восточной, Рудно-Алтайской, Калба-Нарымской зонами и подзонами, отличавшимися режимом формирования и вещественным составом магматитов. Наряду с асимметричным наращиванием субпараллельных структур в течение девона — перми к юго-западу отмечается симметричное положение поясов позднегерцинского гранитоидного магматизма (Калба-Нарымский и Северо-Восточный) по обеим сторонам геотектоногена.

Иртышская зона разломов по многим признакам начала формироваться еще в каледонскую эпоху. Ко времени герцинской активизации здесь уже существовала линейная

положительная структура (вал), в дальнейшем послужив-
шая известным барьером и границей фаций.

Преимущественно герцинское развитие геотектоногена на консолидированном каледонском орогене, а значит, достаточно зрелой и расдифференцированной ЗК, обусловило отсутствие офиолитовой формации, сколько-нибудь развитых начальных гипербазитов, хотя ЗК и даже верхняя мантия (Булин, 1966) оказались достаточно расслоенными.

Алтайские зоны смятия, поздние по возрасту, отражают положение наиболее мобильных участков, прилегающих к глубоким разломам. Здесь разрешались напряжения главным образом сжатия, сопровождавшиеся сплющиванием пород и их субпараллельным динамометаморфическим течением. В периоды растяжений проявился поздний магматизм, при последующем сжатии моделировались линейные интрузии и даже образовались мигматиты, что для области неглубоких герцинид вообще не характерно.

В настоящее время Алтай переживает альпийскую активизацию трещинно-глыбового характера с вертикальными перемещениями блоков и даже отдельными надвигами на четвертичные отложения (Центральная Калба, Лениногорский район и др.) и запрокидыванием мезозойских пород (Кендерлык).

Тектурмасский

Относится к структурам субширотного северо-восточного направления, также полицикличный — байкальско-герцинский, а если считать и поздние прогибы, то и киммерийский. Имеет сложное строение (Щерба, 1967), протяженность около 530 *км*, ширина 120 *км*.

Стержневая часть — Тектурмасский горст-антиклинорий — закладывалась в рифее на коре промежуточного типа, характерна проявлением ультрабазитов. Возможно, восточным продолжением его служат удаленные блоки древних пород с ультрабазитами восточнее Токрауского разлома и Егиндыбулака или Актаса.

Последующее развитие было асимметричным и асинхронным. С севера к стержневой части в ордовике причленилась Спасская зона, а в нижнем карбоне — Караганда-Ащисуйская. С юга в верхнем девоне начала развиваться

Успенская зона с Акжалской и Акбастауской подзонами, формировавшимися на коре каледонского орогена. Отчетливо проявлен общий сколово-сдвиговый характер деформаций, поскольку все зоны с севера последовательно удлинялись в северо-восточном направлении, а с юга Успенская зона и ее ветви — в юго-западном.

Успенская зона изучена более подробно. Современные материалы по ней большей частью опубликованы («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», тт. 1—6, 1967—1969). Здесь мы ограничимся указанием на то, что, по геологическим и геофизическим данным, структуры тектурмасского направления в виде фрагментов прослеживаются далеко к северо-востоку в Алтай и к юго-западу до Улутау, «проскакивая» через поперечные структуры Чингиза и Атасу; полное их значение пока не выявлено.

А. И. Суворов (1968, 1969) указывает, что структура Спасской зоны имеет надвиговую природу; такое предположение справедливо лишь для поздней стадии развития отдельных блоков, а не для становления структуры в целом, являющейся автохтонной.

Приращение мощности ЗК только по Успенской зоне за период ее развития составило 18 *км*, а растяжение в субмеридиональном направлении — на 6 *км*. Если принять приближенные данные по другим зонам, то общее расширение Тектурмасского геотектоногена в субдолготном направлении составит около 8—9 *км*.

Джунгарский

Субширотный байкальско-герцинский и частично альпийский асимметричный геотектоноген размером 450×100 *км*, далеко уходящий в пределы Китая на востоке. Состоит из ряда зон, сноповидно раскрывающихся в западном направлении. Основные работы по изучению строения региона выполнены Н. А. Афоничевым, В. Ф. Беспаловым, С. Е. Майриным, Г. В. Нехорошевым, А. Е. Шлыгиным, М. М. Юдичевым.

Стержневая зона сохранилась в виде фрагментов консолидированных пород базальт-андезит-аргиллитовой формации рифея, формировавшихся на коре промежуточного ти-

па. Более отчетливо проявлено симметричное разрастан раннекаледонских зон и подзон к северу и югу с ясным чертами начальных этапов (геосинклинальных) развити (Центрально-Джунгарская, Бороталинская) и последующе стабилизации в позднекаледонский цикл.

Герциниды развивались также симметрично к северу югу от каледонского орогена, но характер их был различе На юге структуры разворачивались на юго-запад и имел строение геомагматогена, к которому с юга причленялся карбоне — перми — мезозое Илийский вулканический пояс на коре каледоно-герцинского орогена. На севере структ ры изгибались к северо-западу, преобладал континентал но-седиментационный тип (флиш Саркандской и Тастауско зон) с последующими крупными позднегерцинскими интру зиями гранитов. Следовательно, геотектоноген оказалс асимметричным по составу слагающих его пород.

Альпийская тектоника проявляется до настоящего вре мени в форме блоково-разрывных деформаций со значи тельными вертикальными амплитудами перемещений.

Северо-Тяньшанский

Сложный полицикличный субширотный рифей-альпийски геотектоноген, являющийся лишь северной частью сложно высокогорной системы Тянь-Шаня, орогенное развитие ко торой продолжается в настоящее время. Северная границ проходит вдоль предгорий Таласского, Заилийского Алатау, Кетменя, Кендыктаса, а южная — условно вдоль северно границы долины Иссык-Куля. На востоке горная систем уходит в пределы Китая, на западе затухает в районе Ма лого Каратау. Общая протяженность более 1000 *км*, шири на 40—100 *км*.

Стержневая часть представлена отдельными останцам дорифейских блоков континентального типа, обнаженных наиболее поднятых и денудированных высокогорных участ ках и на западном фланге. Рифей-нижнепалеозойская под вижная зона формировалась по типу геосинклинали, и по роды кембрия сохранились на западе в Малом Каратау кое-где в центре (Заилийский Алатау). В дальнейшем про исходили почти непрерывные каледонские и герцинск тектонические движения с необычайно широко проявле

ным магматизмом, метаморфизмом (в том числе гранитизацией) и переработкой ранее сформированных блоков.

В краевых резко приподнятых частях хребтов Северного Тянь-Шаня обнажены средние горизонты колонны преобразования — область ультраметаморфизма с породами гранулитовой и гранат-пироксен-амфиболовой фаций.

Гранито-гнейсы и очковые гнейсы, кристаллические сланцы несут отчетливые следы динамометаморфического течения, а отдельные участки — и гранитизации.

Несколько более высокий уровень (выше не менее чем на 3—4 *км*) занимает ореол магматического пропитывания. Здесь разнообразные породы докембрия и нижнего палеозоя густо пронизаны интрузиями средне-кислого состава с многочисленными ответвлениями, апофизами, брекчиями проседания и инъекционными. Наряду с широко проявленными процессами гибридизма, контаминации и метасоматизма в верхних частях ореолов наблюдаются резкие границы между расплавами и интрудируемыми породами. Нередко самыми поздними оказываются ветвящиеся дайки основного состава.

Фрагментарность блоков, различный тип движений и преобразований, несмотря на отчетливую линейность всей структуры, все же не привели к созданию каких-то выдержанных структурно-формационных зон. Образовался полициклический телескопированный геомагматоген, в котором вперемежку размещаются структуры, вулканиты и интрузивы самого различного возраста, но с резким преобладанием липарито-дацитов и гранитоидов (95%).

В конце мезозоя произошла очередная активизация движений трещинно-глыбового характера с преобладанием поднятий, благодаря чему еще и сейчас продолжается воздымание высокогорной области, кое-где проявился орогенный базальтоидный вулканизм. Область крайне неустойчивая, с повышенной сейсмичностью и тепловым потоком.

Возникновение на западном фланге северо-западных ответвлений, так же как изгибание Чу-Илийского, «раскрытие» Джунгарского геотектоногенов, возможно, объясняется наличием перекрытых молодыми осадками осколков древних плит Прибалхашья (Прибалхашская расчлененная плита).

время их проявления связано именно с орогенной стадией или орогенным типом развития основных ГПЗ, и в таком понимании это не самостоятельные структуры и не «особый тип развития», как это утверждают некоторые исследователи.

Обычно вулканогенная форма магматизма опережает интрузивную, иногда проявлена только одна из них, либо структуры развиваются без открытого магматизма (миогеосинклинали). Надо полагать, что скрытая форма магматизации в нижней части колонны (рост «гнейсовых куполов»), поскольку основной механизм сохраняется, все же и в этом случае имеет место.

Само поднятие линейной системы в орогенную стадию указывает на развившуюся сиалитизацию и увеличение мощности ЗК, возрастание объема за счет расширения при образовании гранитоидной магмы (отсюда и «вспучивание», как бы всплывание). Именно в этом случае проявляется мощный липарит-гранитоидный магматизм, как справедливо отмечает Ю. А. Кузнецов (1969). И здесь, как видим, не нужно привлечение «всплывающего астенолита».

Приобретя положительную форму в рельефе, геотектоноген подвергается денудации, а его вещество распределяется по окружающей пониженной поверхности, увеличивая мощность седиментного слоя блоков, отставаших при вертикальных движениях. Одновременно происходит выравнивание нижней поверхности (М), растворение «корней гор», что в общем приводит к сокращению мощности ЗК. Продолжающая действовать уравнительная эпейрогеническая форма развития ЗК способствует дальнейшей стабилизации структуры, превращению ее в платформенную.

Коэффициенты дифференцированности и гранитизации ЗК как раз и отражают уровень ее развития. С учетом данных о величинах денудированности древних кор эти коэффициенты в пределе будут иметь примерно такое значение:

	$K_{дф}$	$K_г$
Континентальная древняя кора	1,4	0,3
Ороген каледонский	1,0	0,2
Ороген герцинский	1,7	0,4
Эпигерцинская платформа	1,5	0,4
Ороген альпийский	1,8	0,5

Различие значений коэффициентов отражает не только степень расчленения ЗК, но и состояние базиса, по-

этому они могут оказаться близкими для различных возрастных типов и, наоборот, неодинаковыми у одновозрастных геотектоногенов. Скажем, кора каледонской части Чу-Илийского геотектоногена близка к герцинской Калба-Нарымской, но отличается от Чингизской повышенной дифференцированностью.

Для исследования нефтегазоносных районов бóльшее значение, очевидно, имеет коэффициент «седиментности» ЗК ($К_{сд}$), который можно определить как отношение мощности седиментного слоя к суммарной мощности гранитного и диоритового слоев.

Поступление сиалического материала из глубин и размещение его в более свободных условиях, даже диспергирование не только на поверхности, но и в глубоких частях колонны, приводят к росту мощности ЗК и ее ступенчатому развитию. Возрастает не только сама мощность, но и, как отмечалось выше, происходит латеральное растяжение, разрастание геоблоков, что обусловливает расширение континентов и даже наползание их на океаническую кору (погружение зоны очагов сейсмической активности в островных дугах под континент, отмеченное еще А. Н. Заварицким).

Проведенные нами совместно с В. В. Степановым, А. В. Кудряшовым, Н. П. Сенчило, Б. А. Дьячковым исследования показали, что в каждом геотектоногене приращение мощности за один полный цикл достигает 6—8% его ширины (Успенский, Алтайский, Чу-Илийский и др.). Если в этом смысле подойти к оценке величин расширения ЗК Восточного Казахстана в палеозое за каледонский и герцинский циклы с учетом еще геомагматогенов четвертого и пятого порядков (широко распространенный каркасный тип Прибалхашья), то общая величина латерального разрастания составит 70—100 *км*.

Если в ранние периоды оно было преобладающе субширотным (Урал, Улутау, Срединный антиклинорий), то позднее, как можно видеть из строения северо-западных геотектоногенов, оно стало юго-запад — северо-восточное и отчасти юго-восточное, о чем можно судить по расширению крупных северо-западных, субширотных (северо-восточных) геотектоногенов (Кокчетавские, Тектурмасский, Северо-Балхашский, Северо-Тяньшанский), аналогичных мощных гранитных поясов (Зерендинский, Кызылтау-Мамантасский, Калдырминский и др.), обеспечивших соответствующее раз-

Рис. 21. Последовательность формирования некоторых геотектоногенов Казахстана.

Рис. 22. Главные области распространения глобулов Восточного Казахстана и сводная их карта по данным

двигание бортовых геоблоков. Общая кинематика выражается в последовательном отчленении внутренних все уменьшающихся П-образных блоков, изогнутых к юго-западу (рис. 22), сдвижение их к юго-востоку в связи с общим перемещением масс к востоку вдоль северного края Таримского массива. При этом вначале происходил отрыв, затем формировалась сколовая система. Общее смещение блоков к юго-востоку находится в соответствии с динамическим режимом на планете и дрейфом геоблоков в фанерозое в связи с ротационным уравновешиванием.

Цикличность в развитии ГПЗ и формировании геотектоногенов и их отдельных зон может быть выявлена с использованием стратиграфических и радиохронологических (несмотря на их приближенность) дат, приведенных в соответствие с общей периодичностью тектонических циклов Земли (табл. 5).

Описываемые структуры развивались в течение одного мегацикла (860—900 млн. лет), который начался в рифее и закончился в перми (Панкуль, 1968), а затем — и в продолжение второго (240—0 млн. лет).

Новый мегацикл начался в мезозое, пройден один — киммерийский — цикл в 129 млн. лет и около $^5/_6$ второго — альпийского, началом которого надо считать австрийскую фазу (111 млн. лет). Неувязка с цикличностью, предложенной Л. И. Панкулем, заключается в том, что происходит сдвиг на один малый цикл (43 млн. лет, так как нижняя граница герцинид должна бы отодвинуться к 412 млн. лет, тогда как она принята в 369 млн. лет); кроме того, общепринята периодичность цикла в три стадии — раннюю, среднюю, позднюю, тогда как, по Л. И. Панкулю, появляется необходимость деления полного цикла на пять стадий (215:43=5), а большого цикла (172 млн. лет) — на четыре стадии. Если же сохранить принятую продолжительность геологических циклов в 129 млн. лет, то периодичность сохранится в том виде, как это отражено на прилагаемой схеме (рис. 21).

Более подробные данные о развитии каждой отдельной структуры геотектоногена можно проследить на примере Успенской зоны (табл. 7).

Таким образом, сейчас можно считать установленным, что перечисленные выше тектоногены — образования полициклические, и изображение их на тектонических

Таблица

Периодизация развития Успенской зоны Тектурмасского геотектоноге

Возраст, млн. лет	Период	Стадия развития	Геологические элементы	Продолжительность млн. ле
369—326	D_3—C	Ранняя	Растяжение, образование трога, успенская свита, жайремский габбро-диабаз-монцонитовый комплекс	43
329*			Камкорский перидотит-габбровый комплекс	
326—305	C_1—C_2	Средняя	Сжатие, складчатость, растяжение — вулканизм, гранодиоритовые интрузии (шокрбайский комплекс), мамантасский комплекс	21,5
316 (300)** 333*			Топарский комплекс	
305—283	C_3—P	Поздняя	Сжатие—смятие, надвиги, растяжение — вулканизм, гранитоидные интрузии	21,5
313* (280)**			Калдырминский и жаксытагалинский комплексы	
283—261	P_1		Растяжение, магматизм, поднятия	21,5
294* (263)** (261)**			Акчатауский комплекс	
			Байназарский комплекс	
261—240	P_1—P_2		Стабилизация структуры	21,5

Примечание. Если считать до полного завершения мегацикла в верхней перми, то длительность увеличится еще на 21,5 млн. лет, т. е. до 129 млн. лет, что нами далее принимается за основу.

картах одновозрастными (по возрасту «преобладающей» складчатости) неправильно. Больше того, как видно из данных таблицы 7, макроцикличность характерна для формирования отдельных зон геотектоногена. Однако цикличность этим не исчерпывается и помимо макроритмов имеются и микроритмы разных порядков. Мы проследили их на примере формирования пермских трехфазных гранитных плутонов акчатауского комплекса.

---

* Данные радиологического возраста по биотиту («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 1. Алма-Ата, 1967).

** То же, по породам (Щерба, 1960).

Обращаем внимание на о д н о т и п н о с т ь движений от начала создания камерного пространства плутонов до внедрения последней третьей фазы, ибо только таким путем и можно получить многоэтажные лестнично расположенные уплощенные тела гранитов всех трех фаз. Усложнение форм массивов элементами второго порядка и их несогласие с основными (купола на плитах, меридиональные и по-иному ориентированные гребни у широтно-вытянутых плутонов), возникновение структур сжатия (линейная волокнистость, ориентировка вкрапленников, зоны трещиноватости) — все это свидетельствует о том, что наряду с общими ритмами сжатия — растяжения в период позднегерцинского магматизма (21,5 млн. лет → 10—11 → 5—6 млн. лет) существовали еще микроритмы сжатия — растяжения во время формирования даже отдельных интрузивных фаз одного комплекса.

Если принять в расчет максимальные размеры интрузий, то весь период формирования обычных массивов акчатауского комплекса определится в 5—6 млн. лет, а наиболее крупных — в 12 млн. лет (Щерба, 1957, табл. 38; 1960, табл. 51) согласно формулам расчета теплового потока застывающей интрузии. Период становления всего комплекса, очевидно, продолжался не меньше, чем время становления наиболее крупных массивов.

Распределение времени на формирование тел и структур тогда будет примерно таким (табл. 8), если принять средний поперечник интрузии первой фазы в 8 *км* и глубину его становления в 3 *км*. Размеры тел второй фазы известны. Они кристаллизовались уже в тепловом поле интрузии I. Начальная температура расплава ~ 1000°, конечная при переходе его в гранит ~ 500°. Перепад температур общего теплового поля, включая тепловое поле первой интрузии, при рудообразовании составил от 500 до 250°. Согласно упомянутым выше таблицам, определена примерная длительность (табл. 8); допускаем, что элементы ритма «сжатие — растяжение» равновелики.

В этапы растяжения происходили главным образом вертикальные перемещения кровли и ложа очередной камеры (Щерба, 1951). Следовательно, основными причинами многофазности магматизма можно считать микроритмы в напряжениях (сжатие — растяжение) силового поля и смены знака движений во времени.

Геофизические исследования показывают, что интрузии, проникая в седиментный слой, имеют ложе на глубине 6–8, до 12 *км*, в результате чего часто как бы зависают в седиментном слое.

Таблица 8

Продолжительность формирования гранитных плутонов
(поперечник 8 *км*, глубина 3 *км*)

Основные образования	Тектонический режим		Длительность, млн. лет
	Растяжение	Сжатие	
Первое раздвигание и заполнение камеры	+	—	4,6
Становление плутона первой фазы	—	+	4,6
Второе раздвигание и заполнение камеры	+	—	0,7
Становление второй фазы	—	+	0,7
Третье раздвигание камеры	+	—	0,0005
Становление третьей фазы	—	+	0,0005
Рудообразование (включая поэтапную ритмичность, до 24 этапов)	+	+	0,5
Этап	+	+	0,02

Приведенные выше рассуждения, конечно, распространяются не только на механизм магматизма, но и на все другие процессы формирования геологических тел в ЗК, в первую очередь в геотектоногенах.

Как мы видели из обзора истории формирования геотектоногенов и пространств между ними, ступенчатое развитие ЗК происходило отнюдь не по принципу геосинклиналей, поскольку уже с ранних и особенно с поздних каледонид все черты их постепенно утрачивались, а основой разделения во времени стал принцип «от молассы до молассы»; в качестве начальной стадии вместо инициальной офиолитовой формации появилась «зеленая моласса», затем почему-то стали возникать «эпигеосинклинальные» формации и т. д.

Даже байкалиды в зависимости от типа разреза ЗК, на котором они формировались, в начальную стадию проявлялись по-разному. В связи с этим концепция «геосинклинального периода», стандартности геосинклинального развития должна быть пересмотрена.

Существующий сейчас принцип построения тектонических карт по возрасту «преобладающей складчатости» свел на нет интенсивное преобразование древних блоков в каледонский цикл, каледонид Казахстана в герциниды, а также герцинскую магматизацию каледонских орогенов. Исчез альпийский цикл, и вообще возраст геологических тел и структур стал неопределенным и даже в значительной мере условным.

Все отмеченное выше позволяет предложить несколько иные основы тектонического районирования территории Казахстана, особенно его складчатых полей (табл. 9). Каледониды и герциниды могут быть еще разделены на ранние, средние и поздние.

Целесообразно дополнить указанную схему еще и петрологическим содержанием, особым знаком выделив геомагматогены гипербазитового, базальтового, диорит-андезитового, гранитоидного, гранитоидно-липаритового состава. Кроме того, заслуживают выделения блоки каркасных орогенов с решетчато-склеротической магматизацией более позднего возраста древних блоков (например, каледонско-герцинские Прибалхашья) определенного состава (чаще всего гранитоидно-липаритового). Альпийские горсто-глыбовые системы подразделяются по возрасту и составу земной коры (по древним рифейско-байкальским, каледонским, каледоно-герцинским или герцинским орогенам, геотектоногенам и геомагматогенам определенного состава). Как обычно, показываются разрывные структуры с отражением их возраста и типа движений (сбросы, сбросо-сдвиги, надвиги, шарьяжи).

Подобная тектоническая карта явилась бы хорошей основой и для металлогенического районирования.

К числу геотектоногенов первого порядка относится Срединный — Казахстано-Охотский байкальско-альпийский, полицикличный, протянувшийся в субширотном направлении между Уралом на западе и Тихоокеанским поясом на востоке на 5000 *км* (Щерба, 1961). Разместился он вдоль систем сложно сочленявшихся ГПЗ между более стабильными континентальными глыбами — Сибирской на севере и расчлененными Таримским, Байтыкским, Северо-Китайскими, Корейским массивами на юге. Разрастанию геотектоногена способствовало раздвижение глыб в субмеридиональном направлении. Характерно и то, что структура

Таблица

Основные элементы структур земной коры Казахстана

Типы основных структур	Примеры
Континентальная кора	
Платформы	Русская платформа, ее прикаспийская часть
Плиты	Туранская, ее части — Аральская, Джусалинская, Улутауская; Западно-Сибирская, Славгородская
Активизированная континентальная кора	
Глыбы	Кокчетавская, Тенгизская, Акбастауская, Балхашская
Горст-антиклинории	Срединный антиклинорий, Мугоджарский, Холзунский
Грабен-синклинории и синеклизы	Тенгизская, Джезказганская
Плиты	Эпигерцинские с молодым чехлом — Южное Прибалхашье
Орогенная кора	
Полициклические геотектогены (с показом возраста отдельных зон)	Уральский, Улутауский, Чу-Илийский, Чингиз-Тарбагатайский, Северо-Балхашский, Тектурмасский и другие
Орогены, часто неориентированные протерозойско-каледонские	Зоны в Кокчетавском массиве и другие
Каледонские (в том числе ранне- и позднекаледонские)	Северный Казахстан, часть Северо-Восточного Прибалхашья
Каледонско-герцинские	Атасуйский район, Северо-Западное Прибалхашье, часть Северного Казахстана
Герцинские (в том числе ранне-, средне- и позднегерцинские)	Токрауский, Южное Прибалхашье
Киммерийские	Мангышлак
Альпийские горсто-глыбовые массивы	Северо-Тяньшанский, Горно-Алтайский, Джунгарский
Геомагматогены	Илийский, Центрально-Казахстанский, Калба-Нарымский

разрасталась со временем в восточном направлении от Байкала до Тихоокеанского кольца, где происходит их сложное сопряжение.

фильность. Именно поэтому все более ранние зоны геотектоногена обладают большей фемичностью, чем более поздние.

2. Ведущей является петрогеохимическая зональность геотектоногена. Она не всегда бывает строгой; как и для пород, часть элементов всех трех групп может находиться в надкларковых количествах и в других зонах, в локальных участках; в данном случае речь идет скорее о геохимическом профиле вертикальной зоны. Например, железо содержится в ультраосновных породах нижней зоны и в гранитах — верхней.

3. Рудогенные элементы всех трех групп в пределах своих зон находятся, как правило, в недифференцированном состоянии, входят в состав самих пород в рассеянном виде (породообразующие минералы и акцессории).

4. Дифференциация рудогенных элементов и образование рудных скоплений возникают в тех случаях, когда магмы и рудогенные элементы мигрируют из своих зон размещения в более верхние, например: ультраосновные — в диоритовый и гранитный слои, средние — в гранитный слой, кислые — в седиментный слой, вулканиты — в промежуточные бассейны и на поверхность и т. д. В новых условиях системы становятся неустойчивыми и происходит их разделение с образованием скоплений отдельных групп элементов. Другим фактором является резко повышенная подвижность элементов и их соединений, благодаря чему возникает опережающая сепарация (летучие, ртуть и др.).

5. Мощные колонны восходящей миграции сиалического материала (трансляционные флюидитные системы, по Г. Л. Поспелову), возникновение в верхних частях куполов гранитизации и метасоматоза характерны для мест сопряжения или пересечения ГПЗ разных направлений. Именно здесь мы встречаем ядра полициклического магматизма (ядра гранитизации) с широким разнообразием генетических и морфологических типов, в том числе кольцевые системы на жестком основании.

В целом по вертикали в ЗК размещается общий петрометаллогенический ряд элементов (но еще несепарированный) с известным разделением по границам слоев, нарушенный в колонне преобразования геотектоногена. Сдвиги в этом ряду обусловлены активной миграцией элементов:

общей по ряду подвижности и принудительной в форме сквозных интрузий и вулканитов.

Как было показано выше, для отделения оруденения необходимо, чтобы вся гомогенная система попала в условия более пониженных давлений (особенно) и температуры, чем те, при которых она формировалась, т. е. в неравновесные для системы условия. Такое соотношение можно назвать *принципом неравновесности*. Именно в этих условиях система становится неустойчивой, перестраивается соответственно им, распадаясь на составные генетически родственные группы. Тогда-то как раз и создаются условия для обособления рудных элементов, работает механизм ликвации, сегрегации, приобретают активность подвижные элементы, возникают флюиды и термы, зарождаются потоки в более верхние горизонты.

Если справедлив принцип неравновесности, то палингенные магмы сами по себе в месте зарождения не рудоносны (исключая ореолы самого процесса расплавления) и обретают продуктивность, только превратившись в интрузии в более верхних горизонтах. Из этого принципа следует и другой вывод — источником рудного вещества внутрикоровых гранитоидных магм являются сами интрузии, а не очаги их зарождения. По-видимому, это относится ко всем интрузиям, лишенным промежуточных бассейнов магматизма (в отличие от вулканитов).

Геохимическая неоднородность ЗК, как это видно из истории развития геотектонов, является результатом дифференциации веществ в колонне преобразования, нередко активизировавшейся в течение ряда последовательных металлогенических циклов. Именно по этой причине и происходит повторное накопление ряда элементов (медь, золото, олово и др.), а не вследствие избирательной концентрации тяжелых элементов под влиянием ротационных сил.

Повторные сдвиги имеют место в случае пространственного совмещения разновозрастных ГПЗ, при этом возникают телескопирование, регенерация и повторная миграция элементов, смещение во все более верхние горизонты, усиление их сепарирования. В этом можно видеть их высокую продуктивность (полициклические провинции В. И. Смирнова).

Нельзя не отметить еще одной особенности — геохимической специализации ЗК, когда последовательное разви-

тие ГПЗ приводит к обогащению рудного пояса какой-либо одной группой элементов, проявляющейся в виде месторождений в разные эпохи металлогенеза. В качестве примера можно привести меденосность Аризоны, сереброносность Анд и Кордильер, оловоносность отдельных секторов Тихоокеанского пояса. В Казахстане это редкометаллоносность каледонид и герцинид, полиметаллическое оруденение на Алтае и в Прибалхашье (каледонское и герцинское).

Продуктивность металлогенической эпохи определяется общим уровнем развития колонны преобразования, масштабом самих процессов и условиями рудоотложения. Иногда имеет значение и перерыв во времени с предыдущей эпохой. Наличие перерыва (бóльшая продолжительность скрытой эволюции очагов магматизма) благоприятно сказалось в Казахстане на развитии редкометального оруденения, а в других районах — оловянного (Восток СССР, Юго-Восточная Азия).

РУДОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ МИГРАЦИЯ

Основное значение в настоящее время имеют применяемые в промышленности металлические элементы нашего века: сидерофильные — железо, марганец, хром, никель, ванадий, титан, кобальт, магний и другие; халькофильные — медь, цинк, свинец, сурьма, висмут, мышьяк, уран, ртуть, серебро, золото и другие; литофильные — алюминий, калий, натрий, литий, бериллий, молибден, вольфрам, тантал, олово и другие.

Опираясь на физико-химические свойства элементов, их способность к миграции в атомарной форме и в виде подвижных соединений, флюидитно-диспергированных смесей, многие исследователи построили соответствующие ряды. Эти ряды в зависимости от условий (давление, температура, кислотность, основность, фазовое состояние), первоначальной концентрации, способов переноса и т. д. не остаются постоянными, поэтому в каждом природном процессе обособляется свой ряд подвижности элементов (Коржинский, 1955). Общим же в нем является наличие определенных ассоциаций пород и рудогенных элементов (петрометаллогенические ряды; Абдуллаев, 1961).

была выведена из первоначальных условий, т. е. смещена в более верхние горизонты, в области меньших давлений и температур.

Переходя к конкретному оруденению и анализируя связь оруденения с магматизмом, мы пришли к выводу о наличии определенных групп месторождений (Щерба, 1964, 1965).

1. Ореольно-секреционные, связанные с магматизмом косвенно, который вызывает появление выщелачивающего восходящего гидротермального потока (близки к фильтрационной группе В. И. Смирнова).

2. Автолизии — при нормальном развитии недифференцированных (главным образом гранитоидных) интрузивных массивов, рудное вещество из которых извлекается послемагматическими растворами, следующими из внутрикамерной области.

3. Фракционирования, возникающие вследствие дифференциации базальтовых магм в менее глубинных условиях; частным случаем является ликвация в камерах ультраосновных интрузиях.

4. Вулканогенные — весьма разнообразные, связанные с процессом вулканизма. Здесь по способу образования нами выделяются собственно вулканогенные (эксгаляционные, гидротермально-метасоматические, эруптивные — эксплозивные, лавовые — первично-магматические), вулканогенно-осадочные, гиповулканогенные, послевулканические.

5. Метаморфизованные — измененные под влиянием контактового метаморфизма руды других типов. Вследствие частичной ассимиляции и последующей регенерации создается полная иллюзия генетической связи руд с контактирующими интрузиями, которой на самом деле нет. Это явилось причиной многих ошибочных концепций, в том числе и для месторождений Казахстана.

6. Метаморфогенные, возникшие вследствие сегрегации рудного вещества при глубоком метаморфизме и перекристаллизации пород.

Сепарирование рудного вещества из его материального базиса может быть таких видов:

а) глубинная сепарация при прохождении по глубинным разломам;

б) очаговая — в периферических очагах вулканизма и вообще магматизма;

в) камерная — в камерах интрузивов в процессе их становления;

г) ореольно-секреционная — в процессе взаимодействия восходящего потока растворов с боковыми породами, обогащающегося экстрагированными элементами;

д) метаморфогенная — в зонах глубокого метаморфизма и контактового взаимодействия;

е) динамометаморфическая — с переносом веществ в виде химических соединений и механическим путем;

ж) регенерационная — при физико-химической переработке и переотложении рудного вещества под воздействием поздних интрузий.

С точки зрения эволюции состава магматизма полного цикла развития можно отметить такую последовательность преобладающего механизма отделения рудного вещества из магматитов:

Ликвация (ультраосновные магмы) → Дифференциация (основные магмы) → Эпимагматические процессы (кислые магмы)

Механизмы подобного типа достаточно обстоятельно и всесторонне описаны в различных работах многочисленных авторов. Известной новизной отличается предложенная нами схема для вулканогенных месторождений атасуйского типа. Хотя она уже публиковалась (1964, 1968), учитывая необходимость ее обсуждения и дальнейшего усовершенствования, приводим ее ниже (см. стр. 146).

Механизм дифференциации базальтовой магмы в промежуточных очагах вулканизма, находящихся в слое гранита или осадочном, в силу крайней неравновесности системы часто приобретал контрастный или серийный характер (базальты, трахибазальты, андезиты, дациты, липариты), менялись амплитуда, степень и уровень дифференциации, в результате чего поэтапно соответственно менялись состав избыточных продуктов и их количество. Расчеты показывают, что при этом коэффициенты выноса ($K_в$) из базальтовой магмы в форме избыточных продуктов для разных компонентов могут резко изменяться от первых сотых до 0,9. Конкретно при атасуйском фаменском вулканизме для Ca, Mg, Fe $K_в = 0{,}38 \rightarrow 0{,}54$. Управляется все это ме-

Процессы и продукты фракционной дифференциации рудоносных базальтоидных магм

Серийная ликвация

Базальтовая магма	→ Андезитовая магма	→ Лавы, пирокласты, субвулканические тела
	→ Дацито-липаритовая магма (с субщелочными разностями)	
	→ Избыточные продукты	→ Растворы

Дистилляция второго рода

Избыточные продукты (комплексные соединения)	→ Надкритические флюиды	Субмаринная вулканогенная структура	→ Термы	→ Подводные осадки
	→ Эксгаляции			→ Травертины
	→ Термы			→ Гидротермальные метасоматиты

Физико-химическая дифференциация

Избыточные продукты + пирокласты + терригенный материал	
Ca, Mg	→ Известняки, доломиты, известковистые осадки
Si	→ Силициты, кремнистые осадки
	→ Синхронные седиментные рудные залежи
Fe, Mn, Ba, Co, Ni, Na, Zn, Cu, Pb, S, C, P	→ Синхронные гидротермальные метасоматиты (в том числе в травертинах)
V, H, Cl, As, Sb, Bi, Ag, Ge, F и др.	→ Гиповулканогенные и послевулканические гидротермально-метасоматические руды
	→ Обогащенные ионами воды бассейнов

ханизмом дифференциации, работающим до уравновешивания системы или исчерпания ресурсов промежуточных очагов.

В основе этого процесса, как видно, лежит дебазальтизация. Естественно, что в каждом промежуточном бассейне будут свои провинциальные отличия состава и режима отделения и отложения продуктов.

Избыточные продукты, мигрируя в виде растворов в надочаговые структуры, нередко выходят на морское дно, давая вулканогенные осадочные или осадочно-метасоматические рудные скопления, сопровождаемые отложением кремнезема и магнезиально-известковистых пород, образуя вместе с пепловым и терригенным материалом парагенные ассоциации или рудные парагенезисы,

часто ошибочно принимаемые за обычные гидротермальные околорудные изменения, связанные с интрузивами.

Необходимо при анализе фактов учитывать еще и такие особенности. Если верхние горизонты рудных залежей имеют вид чисто седиментных, согласно залегающих с вмещающими породами, то нижние нередко бывают гидротермально-метасоматическими. Именно здесь наблюдаются обычные околорудные гидротермальные изменения, сопровождаемые переработкой пород лежачего бока, а в корневых частях появляются даже трещинно-жильные секущие тела. По вертикали выражена и соответствующая зональность оруденения и гидротермального метасоматоза. Именно в этом заключается особенность подобных вулканогенных месторождений Атасуйского, Рудно-Алтайского, Уральского, Северо-Кавказского и других типов (Смирнов, 1959; Котляр, 1962; Иванов, 1965; Щерба, 1962, 1966, 1968).

Подобные месторождения формируются в мобильных зонах. При последующих воздействиях гидротермальных растворов, складчатости, динамотермального и контактового метаморфизма руды сильно изменяются. Рудные тела из субгоризонтального переходят в наклонное положение, участвуют в складчатости, разлинзовываются; руды метаморфизуются, перекристаллизовываются, благодаря чему приобретают облик типичных поздних чисто гидротермальных, чем и объясняются столь частые ошибки в определении их первичного генезиса.

«Атасуйский» механизм формирования субмаринных эндогенных рудных месторождений, как и ожидалось, проявлен достаточно широко не только в герцинских (Успенском, Тургайском, Рудно-Алтайском), но и в каледонских (Северо-Западное Прибалхашье — Каратас, Кокзабой, Гульшад и др.; Чу-Илийском — Сарытумская зона; Джунгария — Текели; Кетмень — Туюк; Чингиз и др.) геотектогенах Казахстана. Как отмечают В. А. Кузнецов, Ю. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, Г. Л. Поспелов (1969), аналогичные месторождения установлены в Бурятии и других местах.

Такие же руды нами наблюдались в кембрийских отложениях Чипровско-Мартиновского и Кремиковского районов Болгарии. К ним же можно отнести и рифейское по возрасту Горевское свинцово-цинковое месторождение Енисейского кряжа (Попов, 1969), залегающее среди ритмичных карбонатно-сланцевых пород, в том числе известковых,

доломитовых, сидеритовых и углисто-кремнистых, образующих рудный парагенезис. Данный список можно продолжить. В связи с этим обращает на себя внимание упомянутое выше наличие в разрезах докембрия и раннего допалеозоя Казахстана известково-доломитовых и кремнистых толщ, вулканитов, что напоминает ассоциацию пород месторождений атасуйского типа. Отсюда вытекает необходимость проверки районов распространения подобных ассоциаций пород на свинцово-цинковое, железо-марганцевое и иное оруденение.

Наиболее полная классификация вулканогенных месторождений разработана В. Н. Котляром (1962, 1965). Она несколько упрощена Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969). В зависимости от состава руд предложена целая серия разнообразных рудных формаций. Они разбиты на группы по этапам развития эвгеосинклиналей, подвижных зон вулканизма и составу вулканических пород. В классификации Г. С. Дзоценидзе (1969) показаны поверхностные источники рудного вещества, отчасти очаговая область, но не выделены сами месторождения, очевидно, вследствие их весьма разнообразного состава. Механизм атасуйского типа не рассмотрен, а он, как нам кажется, достаточно широко проявлен.

Классификации всех генетических типов рудных месторождений на формационной основе были предложены Е. Е. Захаровым (1953), В. И. Смирновым (1962, 1965), В. А. Кузнецовым (1963, 1966), И. Г. Магакьяном (1959), Г. А. Твалчрелидзе (1966) и другими. Они разные и надо думать, что общепринятая классификация рудных формаций со своими субформациями и минеральными типами еще будет составлена. Имеющиеся, каждая по-своему, отражают специфику тех или иных генетических групп месторождений, помогают решать конкретные научные и практические задачи и применимы при анализе металлогении геотектоногенов. Нужно только иметь в виду, что рудные формации платформ можно трактовать и как формации синхронных древних либо молодых наложенных глубинных подвижных зон, а рудные формации геосинклиналей — как формации подвижных зон ранних стадий в земной коре определенной ступени развития. В качестве одного из примеров приводится обобщенная систематика рудных формаций геотектоногена, развивающегося в ЗК промежуточного типа (табл. 10).

Таблица 10

Рудоносность геотектоногенов по стадиям развития одного цикла (на ЗК промежуточного типа)

Стадия развития	Магматическая формация	Группа рудных формаций	Рудная формация (основная)	Главные полезные элементы
Ранняя	Базальтоидная вулканогенная	Вулканогенная	Медноколчеданная	Cu, Zn, Co
			Колчеданно-полиметаллическая	Cu, Pb, Zn, Ba, Bi, Hg
			Железо-марганцевая	Fe, Mn
			Ванадиевая	V, Mo
	Габбро-диабазовая		Медная (прожилково-вкрапленная)	Cu
	Ультрабазитовая	Магматическая	Хромитовая	Cr
			Медно-никелевая	Cu, Ni, Co
			Титано-магнетитовая	Fe, Ti
Средняя	Андезит-дацитовая вулканогенная	Вулканогенная	Свинцово-цинковая	Zn, Pb, As, Sb, Bi
			Молибденово-медная	Cu, Mo, Re
			Золото-сульфидная	Au, Pb, Ag, Bi
	Габбро-плагиогранитная	Скарновая	Медно-магнетитовая	Fe, Cu
		Гидротермальная	Золото-сульфидная	Au, As, Pb
	Гранодиоритовая	Скарновая	Вольфрамовая	W, Mo,
		Гидротермальная	Полиметаллическая	Cu, Pb Zn
Поздняя	Андезит-липаритовая вулканогенная	Вулканогенная	Золото-сульфидная	Au, Sb, Bi, As
			Молибденовая	Mo, Cu
	Гранодиорит-гранитная	Пегматитовая	Натро-литиевая	Li, Ta, Nb
		Грейзеновая	Редкометальная	W, Mo, Bi, Sn
		Гидротермальная	»	W, Mo, Sn, Bi
	Гранитная	То же	»	W, Mo, Be, Bi, Sn
			Редкоэлементная	TR, Ta, Nb
	Базальтоидная поздняя	Гидротермальная	Полиметаллическая	Pb, Zn

Помимо этого, в геотектоногенах широко проявлены экзогенные седиментные и иные месторождения в результате диспергирования горной массы, экстракции рудных веществ химическим и физико-химическим путем и их отложения в благоприятных условиях. Экзогенному рудогенезу в геотектоногенах способствуют первичная обогащенность пород рудным веществом, их дифференцированность, контрастность физико-географических условий.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Изложенное выше указывает на необходимость синхронизации стадий развития геотектоногенов и эпох рудообразования, поскольку процесс формирования геотектоногенов, их геохимического и металлогенического профилей шел либо одновременно, либо, что касается месторождений, с небольшим сдвигом во времени.

Принимая за основу упоминавшуюся выше периодизацию циклов палеозойской тектоники — 129 → 43 → 21,5 → → 10—11 → и т. д. млн. лет и деление цикла развития геотектоногена на три стадии — раннюю, среднюю и позднюю, следует синхронно им принять такую периодизацию металлогении:

полный металлогенический цикл	→	металлогеническая эпоха	→	металлогенический период	→	металлогенический этап
129		43		21,5		11—10—5—1 млн. лет,

за которыми будут следовать более дробные стадии и этапы рудообразования. Если полным циклом металлогении будет каледонский, герцинский, то эпохами следует называть ранне-, средне- и позднекаледонскую, ранне-, средне- и позднегерцинскую и т. д. В этом случае они будут связаны с геотектоническим и магматическим развитием геотектоногенов, а сами эпохи — обладать специфической ассоциацией элементов. Металлогенический период будет отвечать времени развития магматической серии, а этапы — магматическим комплексам, интрузиям, вулканам, ритмам седиментогенеза.

Поскольку каждый цикл, эпоха, период и даже этап металлогении свойственны определенным геотектоногенам, их зонам, участкам, магматическим комплексам, формирующимся в ЗК определенной ступени развития, то, очевидно, сравнивать необходимо металлогению однотипных геотектоногенов, а не вообще временные эпохи безотносительно уровней развития. Правомерно будет сравнение, допустим, металлоносности киммерийских геотектоногенов по этапам развития на ЗК каледонского орогена или герцинской металлогении геотектоногенов на ЗК континентального типа и т. д. (например, Восточное Забайкалье и Центральный Казахстан).

В свое время для Казахстана было выделено шесть металлогенических эпох (металлогенических циклов): допалеозойская, раннекаледонская, позднекаледонская, раннегерцинская, позднегерцинская, киммеро-альпийская (Сатпаев, 1953). Позднее для Успенского рудного пояса были определены более короткие эпохи, отражающие определенные этапы и состав рудообразования: например, кембрийская железорудная, нижнекарбоновая медно-никелевая и т. д. На современных металлогенических картах выделяются такие эпохи: архей-протерозойская, палеозойская с неясными границами, верхнемеловая свинцово-цинковая и т. п. Следовательно, получается явное несоответствие и непостоянство в делении на эпохи, совершенно разная продолжительность, не говоря уже о том, что в том же верхнем мелу в одной зоне образовывались свинцово-цинковые, в другой — вольфрам-молибденовые, в третьей — тантал-ниобиевые, в четвертой — железорудные месторождения.

Совершенно ясно, что необходима унификация, привязка к общепланетарным хронологическим или биостратиграфическим датам, циклам геотектогенеза. Именно поэтому предпочтительнее определенная периодизация, относительно которой и возможно сопоставление различных провинциальных дат. В каждой структурно-металлогенической зоне металлогеническая эпоха будет характеризоваться определенным комплексом элементов.

Имея в виду все отмеченное, для Казахстана можно предложить такую схему развития металлогении (табл. 11), отличающуюся от ранее известных, в том числе отчасти и от тектонического деления допалеозоя (табл. 5), поскольку принятые циклы в 129 млн. лет должны были иметь место

и в допалеозое; кроме того, датировка допалеозоя пока условна. Байкальский цикл, учитывая его развитие, значимость, а также общую периодизацию, очевидно, также должен был иметь обычную продолжительность в 129 млн. лет. Конечно, таблицу 11 сейчас еще нельзя целиком заполнить, и это дело будущего. Более поздние металлогенические циклы и эпохи, начиная с каледонского, хорошо устанавливаются в пределах достаточно изученных геотектоногенов (Тектурмасского, Алтайского и др.).

Таблица 11

Металлогенические циклы и эпохи Казахстана

Время, млн. лет	Металлогенический цикл	Металлогеническая эпоха	Металлогенический период
1014—885	Рифейский 1-й	Ранне-, средне-, поздне-	По имеющейся возрастной датировке, в пределах 20—25 млн. лет каждый, возможно, с указанием соответствующего стратиграфического периода
885—756	Рифейский 2-й	« « «	
756—627	Рифейский 3-й	« « «	
627—584	Байкальский	Раннебайкальская	
584—544		Средне-	
544—498		Поздне-	
498—455	Каледонский	Раннекаледонская (салаирская)	
455—412		Средне- (таконская)	
412—369		Поздне-	
369—326	Герцинский	Раннегерцинская	
326—283		Средне-	
283—240		Поздне-	
240—197	Киммерийский	Раннекиммерийская	
197—154		Средне-	
154—111		Поздне-	
111—68	Альпийский	Раннеальпийская (австрийская)	
68—25		Средне- (ларамийская)	
25—0		Позднеальпийская	

В соответствии со ступенчатым развитием ЗК и эволюцией геотектоногенов преобладающий состав оруденения изменяется в такой обычной последовательности:

Группа металлогенических циклов

Сидерофильные → Литофильные

Металлогенический цикл на переходной коре

Эпоха ранняя	Эпоха средняя	Эпоха поздняя

Сидерофильные → Халькофильные → Халько-литофильные

Металлогенический цикл на орогенной коре

Эпоха ранняя	Эпоха средняя	Эпоха поздняя

Сидеро-халькофильные → Лито-халькофильные → Литофильные

Чем выше ступень развития ЗК, тем больше смещение состава оруденения от эпохи к эпохе в сторону литофильности, в то же время с убыванием сидерофильного, вплоть до полного исчезновения из последовательного ряда оруденения Cr, Ni, V, Pt, Ti и появления в другом его конце TR в связи с кислыми магмами повышенной щелочности. Меняются не только состав рудогенных ассоциаций, но и их соотношение.

Внутри металлогенической эпохи состав оруденения (рудные ассоциации и количественное соотношение элементов) также изменяется в зависимости от определенных геологических формирований, с которым оно связано в тот или иной период (конкретные магматические формации, интрузивные и вулканогенные комплексы и т. д.).

Таблица 12

Периодизация металлогении Успенского рудного пояса

Эпоха	Период	Элементы
Раннегерцинская	Верхнефаменский (атасуйский тип)	Fe, Mn, Ba, Zn, Pb, Cu, Ag
	Нижнекарбоновый	Ni, Cu, Pb, Zn
Среднегерцинская	Среднекарбоновый	Cu, Mo и др.
		Cu, Pb Zn
		Cu
		Au, Sb
Позднегерцинская	Верхнекарбоновый	Mo, W, Bi
	Пермский	W, Mo, Bi и др.
		TR

Изменение состава оруденения по периодам герцинского цикла хорошо наблюдается на примере Успенского рудного пояса, развивавшегося в определенной последовательности (табл. 12).

Для киммерийского цикла Кавказа последовательное оруденение по эпохам описано Г. А. Твалчрелидзе (1961).

Подробные данные о каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских провинциях Союза приведены в книге В. И. Смирнова (1963). Они также показывают полную приемлемость разделения на металлогенические эпохи и периоды согласно таблице 11.

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И РУДНЫЕ ПОЯСА

Геологическая, магматическая и геохимическая история развития геотектоногенов, уровень вскрытия колонны преобразования, полицикличность — все это свидетельствует об обилии переменных факторов, влияющих на формирование рудного пояса геотектоногена, его сложность, полизональность.

Надо учитывать к тому же еще столь важный момент, как *сохранность* рудного пояса, зависящую от двух главных причин: уровня *вскрытости* продуктивной зоны денудацией (обычно фрагментарно-мозаичный) и ее *мощности*, обусловленной расстоянием между продвигавшимся вверх фронтом сепарации рудного вещества и надвигавшимся снизу фронтом его гомогенизации по мере роста геотектоногена (рис. 24), включая и поглощение магматитами. В частности, в начальную стадию роста геотектоногена происходило погружение рудоносных горизонтов (осадочные, вулканогенные рудные формации), а в позднюю — их поднятие под влиянием инверсионных движений, отчасти вызванных вспучиванием при гранитизации. Благодаря этому на один уровень с седиментными рудами или даже выше их выводятся магматогенные месторождения средней и глубокой фаций.

Судьба «продуктивного слоя» оказывается весьма шаткой, контрастность движений в равной мере опасна: резкие поднятия приводят к денудации сверху, а резкие опускания — к ассимиляции, растворению и рассеиванию снизу. Поверхность гомогенизации, имеющая в пределах рудного пояса геотектоногена сводово-ступенчатый характер с поднятиями вдоль краевых поздних разломов, сопровождаемая ореолом регенерации, резко нарушается с появлением мощных интрузий. Она воздымается, так как интрузии ассимилируют части рудного пояса на пути своего продвижения и

становления без существенного «возврата» поглощенного оруденения в виде регенерированных месторождений (Рудный Алтай, Успенский пояс).

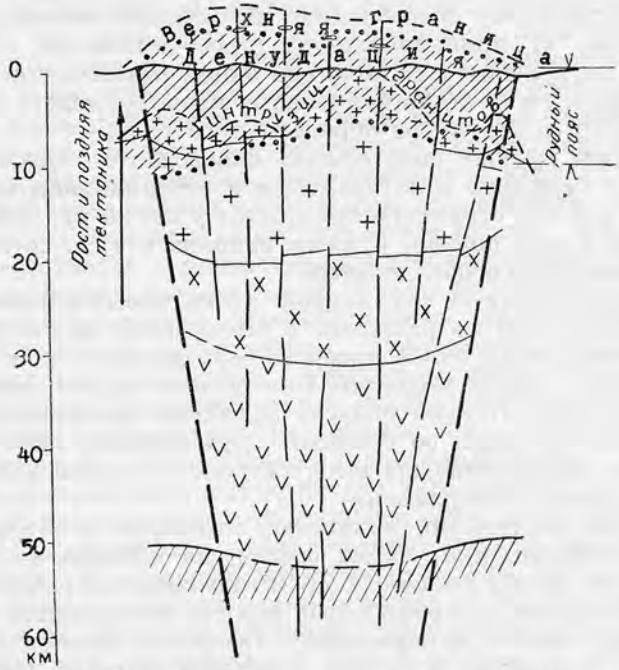


Рис. 24. Схема преобразования рудного пояса геотектоногена со временем.

Отмечается иногда последовательное разрастание рудного пояса по простиранию (омоложение возраста рудных формаций на флангах), тогда положение одних и тех же формаций становится стратиграфически и гипсометрически неодинаковым. Как было показано выше, геотектоногены бывают моно- и полицикличными.

По-видимому, необходимо внести некоторое уточнение в понятие терминов «рудный пояс», «рудная зона». Под рудным поясом следует понимать полосу, насыщенную оруденением, связанным с одним полным циклом развития геотектоногена, т. е. одновременно и полным металлогениче-

ским циклом. Если же их было несколько, то тогда это система примыкающих поясов либо совмещенный полициклический пояс. В этом случае рудная зона, как часть рудного пояса, определяется благодаря а) некоторому своему пространственному обособлению; б) отличию состава минерализации; в) принадлежности пространственно обособленного оруденения к какой-либо одной металлогенической эпохе или даже металлогеническому периоду, этапу; г) приуроченности к структуре определенного типа.

В целом рудный пояс обычно оказывается сложным по составу и строению в латеральном и вертикальном направлениях, и в его структуре принимает участие ряд металлогенических зон, подзон, рудных районов и т. д. со своими специфическими особенностями.

В соответствии со структурой геотектоногена и последовательностью его разрастания в стержневой части обычно размещается зона более древнего оруденения, а в краевых частях — более молодого. Они располагаются либо симметрично относительно области древнего оруденения (последовательные пары со сходным оруденением), либо асимметрично. Более молодые зоны тяготеют к краевым частям рудного пояса и его флангам.

Рудные ассоциации полностью отражают историю развития геотектоногена, состав базиса, на котором он развивался. При малой мощности ЗК, переходном ее разрезе резко преобладают сидерофильные рудные ассоциации, а при орогенной коре — литофильные. Особенно сложен состав рудных ассоциаций в случае пространственного совмещения ранних зон с поздними (явления телескопирования, регенерации и др.).

Можно остановиться на некоторых примерах рудных поясов с учетом того, что металлогения геотектоногенов Казахстана изучена неодинаково и в общем явно недостаточно.

Уральский пояс

Для металлогении Урала характерна не только полициклличность, обусловленная асимметричным развитием геотектоногена с преобладающим растяжением в восточном направлении, но и пространственное наложение поясов герцинской металлогении на каледонские и более древние струк-

турно-металлогенические зоны, что вызывало некоторые явления регенерации и смещения. Наконец, оказало влияние и развитие приращивавшихся структурных зон на различном основании. Именно по этой причине здесь мы не имеем закономерной системы рудных зон определенного состава, что вытекает из существующих схем (Смирнов, 1963; Шаталов и др., 1966; Нечаев, Прямоносов, 1966; Есенов и др., 1969). По последним данным уральских геологов, здесь выделяется 17 субпараллельных металлогенических зон: четыре докембрийских (Тараташская, Ямантауская, Златоустовская, Рябиновская) в центральном ядре с преобладающе сидерофильным оруденением, три каледонских (Губенская, Центрально-Уральская, Тагило-Баймакская) также с преобладающе сидерофильным оруденением и слабым литофильным, десять герцинских (Красноуральско-Учалинская, Магнитогорская, Карабашская, Восточно-Уральская, Тургайская, Верхотурско-Верхисетская, Мурзинско-Сувундукская, Уфалейско-Миндякская, Красногвардейско-Джетыгаринская, Шадринско-Троицкая). Рудные узлы локализуются на сопряжениях субмеридиональных структур с субширотными и диагональными.

Из приведенного вытекают два характерных обстоятельства: 1) более молодые по возрасту зоны приращиваются с востока и, кроме того, накладываются на более древние центральные; 2) одновозрастные эпохи одного металлогенического цикла в разных зонах нередко сопровождаются различным оруденением. Например, нижнекарбоновые Восточно-Уральская хромитовая и железо-медная и Тургайская железорудная; верхнепалеозойские либо золоторудные, либо золото-редкометальные. Особой симметрии при этом не усматривается.

Можно отметить, наконец, повышенную сидеро-халькофильность металлогении Уральского пояса, при которой его даже поздние эпохи являются халько-литофильными, а не чисто литофильными. Возможно, это результат не только одного процесса орогенизации ЗК Урала, но, как отмечалось, одновременно и раздвигания бортовых частей, вызывавшего постоянное влияние подкорового вещества; об этом же свидетельствуют многократные вспышки базитового магматизма.

Улутауский

Металлогения относится к трем циклам: допалеозойскому, каледонскому и герцинскому со своими эпохами (Сатпаев, 1952, 1956). Металлогенические зоны меридионального простирания субпараллельны. Осевая зона, хотя и глубоко вскрытая, кое-где сохранила оруденение начальной эпохи сидерофильного профиля (вулканогенно-осадочные железистые кварциты Карсакпая и ультрабазиты с никелем, кобальтом). Каледонские зоны западнее сопровождаются сидеро-халькофильным оруденением ранней и средней эпох с медью и золотом, а на севере — поздней с редкими металлами (Аиртау?). Герциниды на востоке представлены также ранней эпохой железо-марганцевого и полиметаллического оруденения, близкого к атасуйскому типу. Таким образом, профиль оруденения оказался преобладающе сидерофильным и отчасти халькофильным. В целом нужно отметить недостаточную развитость процессов сепарации и в то же время глубокую денудированность.

Чу-Илийский

Имеет отчетливо асимметричное строение, как и сам геотектоноген. Стержневая Жалаир-Найманская зона вскрыта достаточно глубоко и представлена интрузиями гипербазитов со слабым хром-никель-кобальтовым оруденением. Для раннекаледонской эпохи характерно вулканогенно-осадочное ванадиевое оруденение с молибденом, фосфором и железистыми кварцитами и баритовое полиметаллическое в Сарытумской зоне (атасуйский тип). В средне- и позднекаледонскую эпоху в зонах обрамления проявлено халько- и литофильное оруденение (редкометальное и иное), достаточно разнообразное и практически интересное.

Герцинские рудоносные зоны смещены к северо-востоку, реже накладываются на каледонские, также восточнее стержневой части. Ранняя эпоха представлена железо-марганцевым и свинцово-цинковым оруденением атасуйского типа. Среднегерцинская эпоха проявлена слабо, а позднегерцинская — вполне отчетливо с редкометальным оруденением, в том числе оловянным.

Поздние зоны размещаются несколько косо относительно ранней Жалаир-Найманской. Общая металлогения пояса и размещение его зон изучены недостаточно.

Чингиз-Тарбагатайский

Относительно слабая рудоносность этого существенно базальтоидного геомагматогена объясняется недостаточной дифференцированностью мощного вулканизма начальных стадий развития (стержневая зона Чингиза). Там, где она проявилась более контрастно, имеется и существенное оруденение (Акбастауская зона).

В раннекаледонскую эпоху проявилось сидерофильное оруденение (кремнисто-железистая, колчеданная, силикатно-никелевая формации), в среднекаледонскую — халькофильное (медноколчеданное Акбастауской зоны, золото-медное и другое), в позднекаледонскую — халько-литофильное с редкими металлами и редкими землями.

Герцинская металлогения ранней эпохи представлена месторождениями атасуйского типа, средняя и поздняя — относительно слабым халько-литофильным оруденением в зонах, примыкающих с северо-востока. Рудоносные зоны субпараллельны, поздние обычно накладываются. Отмечается горизонтальное смещение значительного масштаба по зонам сбросо-сдвигов.

В пределах зон оруденение локализуется в рудные узлы, тяготеющие к местам сопряжения чингизских северо-западных структур с субмеридиональными и субширотными (Третьяков, 1966; Жаутиков, 1969).

Алтайский юго-западный

Сложный полицикличный рудный пояс, изученный В. К. Котульским, И. Ф. Григорьевым, Н. А. Елисеевым, В. П. Нехорошевым, В. И. Смирновым, П. Ф. Иванкиным, Ж. А. Айталиевым, Д. И. Горжевским, А. К. Каюповым, Г. Ф. Яковлевым, С. Г. Шавло, Г. Н. Щербой и многими другими, отметившими его полизональное строение.

Каледонская металлогения проявлена только в бортовых частях, а в блоках центральной зоны она выражена слабо вследствие денудации. Сейчас уже вырисовывается не

лезо, марганец, цинк, свинец, медь, серебро и др.). Для среднегерцинской свойственно существенно халькофильное оруденение (медь, свинец, цинк, золото, висмут и др.), а для позднегерцинской — литофильное редкометальное.

Самая северная Караганда-Ащисуйская зона, по-видимому, не была столь глубинной. В грабенах накапливались континентальные угленосные осадки.

* * *

Аналогичные рудные пояса обычно полициклического развития известны в Джунгарском Алатау, Северном Тянь-Шане и других геотектоногенах.

Для областей каркасного строения (Северное Прибалхашье, Жаман-Сарысуйский антиклинорий, Токрауский синклинорий, Атасуйский антиклинорий, Кокчетавский блок и др.) с проявленным так называемым «внегеосинклинальным магматизмом» металлогенические зоны образуют синхронную систему определенного возраста, состава, степени рудоносности и т. д. Рудные узлы, как показали исследования в этих регионах, размещаются в местах сопряжения структурно-металлогенических зон разных направлений (Щерба, 1953).

Особой сложностью отличаются полициклические пояса с наложением последовательных эпох герцинской металлогении на каледонские. Помимо увеличения числа самих эпох рудообразования все более возрастает сложность металлогенических зон; они перестают быть сплошными, приобретают цепочечное строение. Сама минерализация усложняется по количеству парагенных ассоциаций элементов всех металлогенических профилей; кроме первичного оруденения проявлено и регенерированное. Усложняется и сам структурный контроль, объединяющий бóльшее число переменных факторов по сравнению с одним трогом и благоприятными фациями ранней стадии.

Систематика рудных поясов в принципе должна быть согласованной с систематикой геотектоногенов. Соответственно производится разделение по возрасту (табл. 11 и 5), а если они полицикличны, то с учетом всего промежутка времени формирования руд; затем по циклам металлогении и металлогеническим эпохам; последнее больше относится к отдельным металлогеническим зонам

рудного пояса. Например, к раннегерцинской эпохе можно отнести железное оруденение Тургайской зоны (пояса), к позднегерцинской — редкометальное оруденение Калба-Нарымской зоны и т. д. Металлогенические эпохи, следовательно, синхронны со стадиями развития геотектоногенов в пределах одного тектонического цикла, а полный металлогенический цикл отвечает полному тектоническому циклу.

По форме проявления рудные пояса, очевидно, можно разделить на монозональные и полизональные с симметричным и асимметричным субпараллельным расположением определенного количества металлогенических зон либо с сетчатым их размещением в геотектоногенах каркасного типа (рис. 25).

Что касается состава, то помимо общей характеристики оруденения (сидеро-, халько-, литофильное или смешанное) целесообразно отмечать преобладающую рудную формацию, например: Рудно-Алтайская раннегерцинская металлогеническая зона вулканогенного колчеданно-полиметаллического оруденения; при этом уже можно не добавлять, что оно связано с базальтоидными магмами.

Размеры рудных поясов в соответствии с делением геотектоногенов можно также делить на пять порядков. Рудные пояса Казахстана относятся ко второму (первые тысячи километров) и третьему (сотни километров) порядкам, а отдельные металлогенические зоны — к четвертому (десятки) и пятому (до 10—15 *км*). В дальнейшем, возможно, потребуется деление в зависимости от геологических запасов полезных ископаемых.

Помимо этого, следует принимать во внимание и другие качественные характеристики, такие, как форма (линейная, дугообразная, ветвящаяся, сетчатая), простирание и пространственное положение, вскрытость (слепые, перекрытые, слабовскрытые, глубоковскрытые, мозаично- или фрагментарно-вскрытые и т. д.).

Обобщая изложенное, можно отметить, что рудные пояса Казахстана — это достаточно широкие полосы повышенной рудоносности, вытянутые согласно структурам геотектоногенов, представляющие собой примыкающие друг к другу либо накладывающиеся субпараллельные зоны с сидерофильным, халькофильным, литофильным либо смешанным оруденением определенного возраста. Они обычно совпадают соответственно времени формирования со структур-

но-фациальными, структурно-формационными или магматическими зонами геотектоногенов, тяготеют к их центральным осевым частям и, следовательно, несколько у́же самих структур.

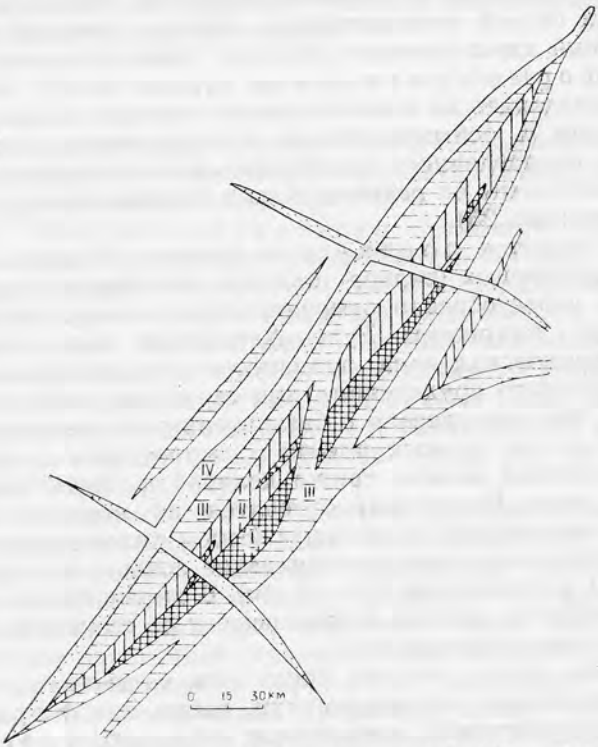


Рис. 25. **Схема строения рудного пояса.** I—IV — структурно-металлогенические зоны.

Рудные узлы локализуются в пределах соответствующих зон в местах сопряжения продольных структур геотектоногенов с поперечными или диагональными, где возникают колонны усиленной миграции веществ и сепарации рудного материала (рис. 25).

Горизонтальные размеры рудного пояса и его зон в общем случае определяются размерами геотектоногена и его структурных элементов. Протяженность на глубину (мощ-

ность) неодинакова у различных металлогенических зон и обычно измеряется первыми километрами (до 3—5). Вертикальное распространение в настоящее время имеет дискретно-мозаичный характер вследствие сложности морфологии рудоносного слоя, ограниченного двумя независимыми поверхностями (рудоотложения или денудации и гомогенизации) третьего порядка, разбитого на отдельные фрагменты поздними дизъюнкциями, к тому же обладавшими различным темпом и знаком вертикальных движений.

Далее вытекает вывод о том, что каждому геотектоногену, каждой структурно-магматической, структурно-формационной и даже структурной зоне может быть свойственно свое особое эндогенное оруденение, поскольку проявилась своя ГПЗ, своя специфическая колонна преобразования, затронувшая глубокие слои ЗК, сказавшаяся на сепарации рудного вещества.

Геохимический профиль оруденения зависит от разреза ЗК и проявленных эпох металлогении на разных стадиях превращения ГПЗ в геотектоноген. В этом отношении можно сказать, что в Казахстане еще имеются металлогенические зоны, не получившие своего отражения на металлогенических картах и схемах, а также еще полностью не оцененные с точки зрения практической значимости.

Первые металлогенические карты для Центрального Казахстана были составлены под руководством К. И. Сатпаева (1953, 1956). Уже тогда стала ясной необходимость перехода к районированию с учетом глубинных подвижных зон (Щерба, 1953, 1956 и др.) и поясов магматизма. В то время такая наша попытка встретила возражения сторонников геосинклинальной модели развития. Утверждалось, что поясами магматизма являются только гипербазитовые в осевых частях геосинклиналей. Кислые же интрузии не могут образовывать пояса вообще («в силу вязкости кислой магмы»), а интрузивы не могут быть вне настоящих геосинклиналей.

Невозможность с чисто геосинклинальной позиции произвести металлогеническое районирование и составить карту прогнозов показал также и первый опыт ВСЕГЕИ (1956). В дальнейшем пришлось отказаться от ранее принятых методологических основ, и последующие варианты металлогенических карт того же авторского коллектива (Шаталов и др., 1966) включали уже в качестве геологической основы

также и глубинные разломы различных категорий, вулканогенные пояса, зоны активизации и вообще «складчатые области докембрия».

И. Г. Магакьян (1959) металлогеническое развитие «складчатых зон» рассматривал по четырем этапам развития, согласно проявлению магматизма разного состава, независимо от возраста самих складчатых зон. Х. М. Абдуллаев (1961) ввел в качестве основы металлогенического районирования пространственное положение «петрометаллогенических рядов» определенного состава.

В. И. Смирнов (1963) подошел к оценке металлогении геосинклиналей, учитывая возраст, типы (эв- и мио-), стадии развития (ранняя, средняя, поздняя, платформа), элементы внутреннего строения (геосинклинальные рвы, внутренние и периферические зоны, пограничные разломы) и цикличности развития (моно- и полициклические). Особенно важны отмеченные внутренняя неоднородность и цикличность.

Г. А. Твалчрелидзе (1966) свою схему построил исходя из типов геосинклинальных областей (вулканогенные, терригенные, поздние наложенные структуры) и характера движений в них (погружения, поднятия).

В. А. Кузнецов (1966) в новой систематике в качестве основы принял период развития рудоносных зон относительно складчатости (доскладчатый, соскладчатый и послескладчатый), а дальше уже учитывал соответствующие магматические комплексы и рудные формации.

Таким образом, к настоящему времени еще нет общепринятой классификации рудных поясов и зон. Сейчас, повидимому, мы еще не готовы к восприятию иной классификации, построенной на изложенных выше принципах ступенчатого развития ЗК и ее геотектоногенов. Однако уже можно выдвинуть ряд более приемлемых отправных положений, на которых новая классификация может быть создана по материалам Казахстана. Перечислим основные.

1. Разделение территории на типы структур согласно таблице 9 (кора континентального типа, активизированная кора, кора орогенов моно- и полициклического развития) с их дробным расчленением по возрасту.

2. Расчленение типов структур на их внутренние зоны по периодам, стадиям развития, составу магматических комплексов и формаций согласно таблице 7.

3. Учет качественного различия внутренних зон геотектоногенов по возрасту, стадиям развития, механизму, геологическому проявлению, составу, эродированности и т. д. согласно данным, приведенным в главе 2.

4. Геохимический профиль рудного пояса или рудной зоны (сидеро-, халько-, литофильный), а также рудная ассоциация элементов или преобладающая рудная формация.

5. Уровень вскрытия продуктивной части рудной колонны (низы, средняя часть, верхи, перекрытие).

6. Возрастное деление по металлогеническим циклам, эпохам, периодам; моно- и полициклические.

7. Форма проявления — моно- и полизональные, линейные, дугообразные, ветвящиеся, сетчатые и т. д.

8. Пространственное положение, размеры рудных поясов и их внутреннее строение найдут отражение на картах соответствующих масштабов.

Общая эволюция состава оруденения рудоносных поясов и зон Казахстана во времени сводится к возрастанию литофильности в каждом последовательном цикле. Что же касается преобладающего оруденения, то здесь намечаются такие общие ряды элементов:

байкальский цикл — Cr, Ni, Co, Ti, Fe (Cu, Pb, Zn и др.),

каледонский цикл — Fe, V, P, Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Pb, Sb, Au, Bi, Mo, Sn,

герцинский цикл — Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Mn, W, Mo, Be, Sn, Bi, TR.

В каркасных геотектоногенах преобладает халько-литофильное оруденение, поскольку сами они принадлежат к относительно поздним структурам, формировались по преимуществу на коре каледонского орогена в герцинское время. В узлах решетки концентрируются рудные узлы с совмещенным оруденением разного состава, причем соседние узлы могут отличаться своей минерализацией (Северное Прибалхашье).

Сколько-нибудь существенного эндогенного оруденения в связи с киммерийской и альпийской тектоникой пока не установлено, хотя все же имеются проявления халько- и литофильного оруденения, связанного с гранитоидным и базальтоидным магматизмом на территории Казахстана и особенно в более южных районах Тянь-Шаня.

Заключение

Полученные в течение двух последних десятилетий данные о геологии Казахстана позволили высказать ряд предположений о причинах и механизме формирования геологических структур. В общем виде можно говорить о системе взглядов на развитие земной коры, распадающееся на ряд последовательных процессов.

Орогеническая форма развития ЗК

Эпейрогеническая форма развития ЗК

I. Нарушение равновесия между формой и структурой силового поля Земли, возникновение глубинных подвижных зон ↓

II. Локальная дифференциация вещества верхней мантии, перестройка разреза земной коры (ступенчатое развитие) ↓

III. Рост геотектоногена, возникновение структурной и петрогеохимической аномалии в геологическом пространстве и формирование рудного пояса: обратные процессы (денудация — сверху, гомогенизация — снизу)

Отдельные положения рассматриваемой проблемы публиковались нами ранее (1952 г. и др.). Разумеется, при этом использовались по возможности печатные материалы других исследователей. Естественно также, что нельзя претендовать на какую-то особую новизну и оригинальность выводов, поскольку все наши знания рождаются из трудов предшественников.

Земная кора рассматривается как достаточно подвижная система структурных оболочек разного состава, разделенных по вертикали на структурные геоблоки, находящиеся в неуравновешенном физико-химическом и динамическом состоянии, что вызывает непрерывные процессы взаимодействия, движения, усиливающегося в пароксизмальные периоды в локальных зонах разрядки напряжений (линейных глубинных подвижных зонах). В результате происходит относительно быстрый рост земной коры и ее рубцов — геотектоногенов — и формирование связанных с ними рудных поясов.

Механизм ступенчатого развития ЗК и отдельных ее структурных элементов был примерно одинаковым в разные периоды времени, когда отдельные блоки, будучи в квазиплатформенном состоянии, вновь вовлекались в переработку. Возникающие при этом качественные различия обусловлены значительным количеством переменных факторов — местными условиями, а также эволюционным развитием самой системы от одного тектонического цикла к последующему. Так называемая геосинклинальная стадия развития в этом смысле отражает лишь определенное качественное состояние базиса, по которому развивалась очередная ГПЗ, отличающаяся по своему характеру. Структурная решетка главных ГПЗ оказалась весьма устойчивой, отдельные зоны накладывались в течение ряда циклов, вызывая полицикличность и регенерацию древних структур (долго «незаживающие раны» на теле Земли).

Перерождение испытывали и прилегающие блоки путем «каркасной активизации», в результате чего и здесь ЗК переходила на следующую ступень развития. Таковыми являются основные линейные геотектоногены Казахстана — Уральский, Чу-Илийский, Тектурмасский, Чингиз-Тарбагатайский, Алтайский, Тяньшанский и другие, формировавшиеся в течение ряда тектонических циклов, начиная с допалеозоя.

Асимметрия геотектоногенов по структуре и составу (разрастание чаще к востоку) наиболее отчетлива для примеров разделения ими геоблоков разного состава либо обрамления континентов на границе их с океаническими впадинами (Тихоокеанская кольцевая система геоблоков неполного цикла развития и другие). В этом случае сказываются три фактора: 1) вещественная неоднородность соседних геоблоков; 2) механическая анизотропия, влияющая на режим развития прилегающих зон геотектоногена; 3) наклон колонны преобразования и повышенная мощность потока вещества. Наоборот, симметричное строение обычно характерно для однородной внешней среды (расколы древних массивов).

Сохраняют свое значение хорошо изученные структурно-морфологические и вещественные элементы — структурно-формационные и магматические комплексы, фациальные серии, все тектонические формы, входящие в определенные части геотектоногенов. Быть может, их лучше разделять по стадиям развития конкретных временных циклов в ЗК определенного типа, а не считать их только, например, геосинклинальными или негеосинклинальными.

Намечается отчетливая связь между формированием верхних структур геотектоногенов и общим ходом развития ЗК, закономерными изменениями в ней, возникающими от этапа к этапу, отражающими геохимическую дифференциацию и восходящую миграцию сиалических элементов к поверхности планеты (несмотря на существующее различие взглядов на внутреннее строение земной коры). Происходящее при этом сепарирование вещества определяет геохимический и металлогенический профиль геотектоногена и появление рудного пояса, обычно состоящего из нескольких зон.

Профиль металлогенических поясов и зон — сидеро-, халько- и литофильный — устанавливается ходом геохимической дифференциации вещественного базиса определен-

ного состава, на котором разрастался геотектоноген, с участием естественной и принудительной (инъекционной) форм. Все ранние эпохи каждого металлогенического цикла обладали стремлением к сидерофильности, а все более поздние — к литофильности, что было отмечено в свое время в работах Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, К. И. Сатпаева и многих других исследователей. От цикла к циклу эта тенденция возрастала в сторону литофильности, что видно на примере полициклических рудных поясов Казахстана.

Решающее значение в практическом смысле имеет масштабность оруденения в пределах рудного пояса, определяемая степенью первичной дифференцированности вещества и сохранности самого рудного пояса, заключенного между двумя критическими поверхностями — поверхностью денудации сверху и гомогенизации снизу, усложненными молодой глыбовой тектоникой. В результате возникает мозаично-неоднородная насыщенность рудного пояса рудным веществом. Распространение оруденения по вертикали составляет порядка 5—10% от вертикальной мощности геотектоногена.

Дальнейшее изучение геотектоногенов должно производиться не только традиционно геологическими, но и геохимическими и геофизическими методами. Последние должны фиксировать положение основных поверхностей раздела, материальную неоднородность вдоль различных слоев ЗК, которые сейчас кое-где усложняются поздними разломами, и даже верхней мантии с отражением изменения плотностных и скоростных характеристик и самого характера волнового поля. Сейсмические данные позволяют выделять геотектоногены по возникновению сложной волновой картины, появлению внутреннего блоково-многослойного разреза с наклонными отражающими поверхностями, прослеживающимися вплоть до границы М, зонами глубинных разломов с четкими вертикальными смещениями соседних блоков, наконец, по аномальному характеру поверхности М (прогибы, отсутствие сплошной границы, разуплот-

нение вещества мантии, уменьшение контрастности скорост
ных характеристик). В сочетании с гравимагнитными иссле
дованиями это позволит выявить и скрытые структуры на
огромной территории Казахстана с покровом молодых отло
жений. Помимо объемных показателей геотектоногенов,
степени дифференцированности, что определяет продуктив
ность, важна и их энергетика.

Несомненный интерес представляет расшифровка внут
ренней структуры рудного пояса с его временными метал
логеническими зонами, состав которых усложнялся от цик
ла к циклу и особенно в местах сопряжения и регенерации.
Практически наиболее важны области сопряжения основ
ных продольных зон с поперечными и диагональными, где
обычно размещаются рудные районы, рудные узлы и наибо
лее крупные месторождения. Такое расчленение облегчит
количественную прогнозную оценку оруденения и его выяв
ление.

Выражаем глубокую благодарность коллективу Инсти
тута геологических наук им. К. И. Сатпаева и сектора ред
ких металлов, где была выполнена эта работа, обсуждав
шаяся со многими товарищами.

Автор глубоко признателен академику В. И. Смирнову,
поддержавшему работу и взявшему на себя труд по ее ре
дактированию, и академику АН КазССР Ш. Е. Есенову за
неизменную помощь и внимание.

Литература

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1961.

Абдулин А. А. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. «Вестн. АН КазССР», 1968, № 8.

Абдулин А. А. Тектоническое районирование палеозойского фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука», 1969.

Андреев А. П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1964, № 4.

Андреев А. П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. «Сов. геол.», 1966, № 6.

Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Антоненко А. Н., Курскеев А. К. О повышенных значениях скоростей продольных волн в горных породах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1968, № 4.

Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Разрез земной коры в Северном Казахстане. «Сов. геол.», 1968, № 11.

Арган Э. Тектоника Азии. М., ОНТИ, 1935.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. «Геотектоника», 1967, № 5.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. «Изв. АН СССР, сер. физика Земли», 1968, № 9.

Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1936, № 1.

Афанасьев Г. Д. О границе земной коры и верхней мантии. В сб.: «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.

Афанасьев Г. Д. Некоторые результаты изучения горных пород Луны (по материалам, опубликованным 30 января 1970 г. в журнале «Сайенс», т. 167, № 3918). «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 6.

Бабак В. И. Новейшая структура Казахского щита. «Геотектоника», 1969, № 6.

Бахтеев М. К., Филатова Н. И. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Геотектоника», 1969, № 3.
Бекжанов Г. Р. О соотношении герцинид Урала и Тянь-Шаня и направлении геофизических исследований в свете этой проблемы. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука», 1969.
Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. «Сов. геол.», 1965, № 1.
Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы (коры и верхней мантии Земли). В сб.: «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.
Белоусов В. В. Тектоносфера Земли. «Сов. геол.», 1969, № 1.
Беляевский Н. А. и др. Глубинное строение территории СССР. «Сов. геол.», 1967, № 11.
Беляевский Н. А. Связь строения поверхности верхней мантии с крупными структурными элементами земной коры на территории СССР. В сб.: «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.
Беляевский Н. А. Фазовые трансформации и глубины Земли. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 8.
Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1969, т. 44, № 2.
Беммелен В. Горообразование. М., ИЛ, 1956.
Бениоф Х. Движения по крупнейшим разломам. В кн.: «Дрейф континентов». М., «Мир», 1966.
Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской Советской Социалистической Республики. Автореферат докторской диссертации. Алма-Ата, 1968.
Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Биллингс М. П. Структурная геология. М., ИЛ, 1949.
Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, т. 34, № 1.
Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, № 5, 6.
Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. «Тектоника СССР, т. I. Тектоника Центрального Казахстана». М., Изд-во АН СССР, 1948.
Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. «Геотектоника», 1969, № 3.
Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1963, № 2.
Борисов А. А. О динамической активизации земной коры в процессе тектогенеза. Киев, «Наукова думка», 1966.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана и Алтая». Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 19, 1956.
Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Борукаев Р. А., Ившин Н. К. Основные итоги изучения стратиграфии и палеогеографии докембрия и палеозоя Казахстана. В сб.: «Проблемы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
Борукаев Ч. Б. и др. Принципы тектонического районирования докембрия. Ст. 1. «Геология и геофизика», 1969, № 1.
Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
Булин Н. К. и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным. «Сов. геол.», 1969, № 4.
Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. «Геология и геофизика», 1970, № 1.
Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 11.
Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. «Геохимия», 1965, № 7.
Виноградов А. П. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 10.
Воларович М. П. и др. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях. «Физика Земли», 1967, № 5.
Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М., «Наука», 1968.
Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии. «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 9.
Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968.
Геологическое строение СССР, т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.
Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 41, 1961.
Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), тт. 1—6. Алма-Ата, «Наука», 1967—1969.
Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. Сб. статей. М., «Недра», 1969.
Геофизические исследования в Казахстане. Сб. материалов II Республиканской геофизической конференции. Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
Гилл Д. Э. Происхождение континентов. «Геотектоника», 1965, № 6.
Глебовицкий В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. «Сов. геол.», 1969, № 2.
Глубинное строение Урала. Сб. статей. М., «Наука», 1968.
Глубинные разломы. Сб. статей. М., «Недра», 1964.

Голованов А. С. и др. Основные черты строения и истории формирования зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома (Северный Казахстан). «Геотектоника», 1969, № 5.
Горжевский Д. И. и др. Классификация типов металлогенических зон земной коры. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 1.
Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
Димаков А. И. Строение земной коры в районе Мангышлака. «Сов. геол.», 1968, № 11.
Добрецов Н. Л. и др. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. «Геология и геофизика», 1969, № 3.
Долицкий А. В. Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов. «ДАН СССР», 1969, т. 184, № 1.
Домарев В. С. Проблемы общей металлогении. «Вестн. ЛГУ. Геология и география», 1968, вып. 4.
Дрейф континентов. Сб. статей. М., «Мир», 1966.
Есенов Ш. Е. К проблеме металлогении Казахстана. В сб.: «Проблемы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
Есенов Ш. Е. и др. Металлогеническое районирование Казахстана. «Вестн. АН КазССР», 1969, № 1.
Зайцев Ю. А. и др. О возрасте гранитов и гранито-гнейсов Карсакпайского поднятия (Ц. Казахстан). «Вестн. МГУ», 1968, № 6.
Зегебарт Д. К. Некоторые особенности строения платформ и обрамляющих складчатых структур, явившиеся следствием ротационного режима Земли. «Геотектоника», 1968, № 6.
Иванов С. Н. Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами. В сб.: «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», 1969.
Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
Казанли Д. Н., Быкова М. С. Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими литолого-фациальными областями. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1957, № 2.
Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «Пробл. сов. геол.», 1934, № 9.
Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1951, вып. 14; 1952, вып. 15.
Кеннеди Д. Происхождение континентальных массивов и океанических бассейнов. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1967.
Клушин И. Г. и др. О возможных глубинах корней платформенных структур. «Геотектоника», 1969, № 1.
Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 4.

Кора и верхняя мантия Земли. Сб. статей. Алма-Ата, «Наука», 1968.
Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Тр. 1-го Всесоюзного петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. «Бюлл. МОИП», 1967, № 5.
Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. «Геология и геофизика», 1964, № 7.
Косыгин Ю. А. и др. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии. «Геотектоника», 1965, № 1.
О проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Сб. статей. Алма-Ата, «Наука», 1969.
Кочуров В. Б. Тектоника и металлогения северо-восточной части Центрального Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР, т. I. Тектоника Ц. Казахстана». М., Изд-во АН СССР, 1948.
Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. «Сов. геол.», 1961, № 12.
Красный Л. И. Геоблоки. «Геотектоника», 1967, № 5.
Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР, т. I. Тектоника Ц. Казахстана». М., Изд-во АН СССР, 1948.
Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 108 (№ 36), 1950.
Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры. «Геотектоника», 1967, № 5.
Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, № 5.
Круть И. В. О некоторых понятиях категориального базиса геологии. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 1.
Крылов Н. А. О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ. «Геотектоника», 1969, № 4.
Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 13, 1963.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А., Изох Э. Х. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. В сб.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. I. М., «Наука», 1969.
Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. «Геотектоника», 1965, № 3.
Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 12.
Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. «Сов. геол.», 1961, № 6.
Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

генеза и проблема новообразования океанических впадин. «Геотектоника», 1969, № 3.
Халевин Н. И. и др. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным). «Геотектоника», 1969, № 5.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом. «Геохимия», 1960, № 7.
Чебаненко И. И. Проблема складчатых поясов земной коры. Киев, 1964.
Шаталов Е. Т., Орлова А. В. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., «Недра», 1964.
Шатский Н. С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. В сб.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана». М., Изд-во АН СССР, 1940.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 5.
Шатский Н. С. Избранные труды. т. IV. М., «Наука», 1965.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. «Сов. геол.», 1969, № 2.
Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана. «Пробл. сов. геол.», 1935, № 2.
Шлыгин Е. Д. Некоторые спорные вопросы геологии Центрального Казахстана. «Изв. КазФАН СССР, сер. геол.», 1946, № 8, (26).
Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.
Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1955, вып. 20.
Щерба Г. Н. Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1956, вып. 24.
Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1957, вып. 2(27).
Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
Щерба Г. Н. К проблеме редкометальных поясов. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Щерба Г. Н. и др. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1962, вып. 1.
Щерба Г. Н., Попов А. А. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1962, вып. 3(48).

Щ е р б а Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении подвижных зон. Сборник избранных лекций по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Ротапринт. Алма-Ата, 1963.
Щ е р б а Г. Н. Частые типы связей оруденения с магматизмом. «Вестн. АН КазССР», 1964, № 9.
Щ е р б а Г. Н. Магматическая дифференциация — один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане. В сб.: «Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов». Алма-Ата, 1964.
Щ е р б а Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.
Щ е р б а Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон. «Геол. и геофизика», 1965, № 5.
Щ е р б а Г. Н., С е н ч и л о Н. П., К у д р я ш о в А. В., Е р ш о в Б. В. Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968.
Щ е р б а Г. Н., Л а у м у л и н Т. М. и др. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья, т. I. Алма-Ата, «Наука», 1968.
Э н д о г е н н ы е рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
Я н о в Э. Н. О некоторых типах тектонических структур подвижных поясов. «Геотектоника», 1969, № 2.
Я н ш и н А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 4.
Я р а н о в Д. Тектоника на България. София, Изд-во «Техника», 1960.
Я р о ш е в с к и й А. А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. В сб.: «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.

Оглавление

Стр.

ОТ РЕДАКТОРА 5

ВВЕДЕНИЕ 7

Глава 1. ПРОБЛЕМА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ . . 10

Земная кора 11
Некоторые соображения о магматизме 16
Земная кора Казахстана 22
Ступенчатое развитие земной коры 39
Глубинные подвижные зоны и геотектоногены . . . 50
Протоструктуры Казахстана 61

Глава 2. СИСТЕМАТИКА ГЕОТЕКТОНОГЕНОВ . . . 77

По возрасту 79
По стадиям развития 84
По механизму развития 87
По структуре основания 88
По геологическому проявлению 89
По форме структур . . . . . —
По составу 90
По размерам 94
По другим признакам 95

Глава 3. ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ КАЗАХСТАНА 100

Рифейские геотектоногены 102
Каледонские геотектоногены 106
Герцинские геотектоногены 109
Некоторые обобщения 122

Глава 4. РУДНЫЕ ПОЯСА 136

Колонна преобразования и геохимический профиль . . 137
Рудогенные элементы и их миграция 140
Источники и способы отделения рудного вещества . . . 143
Металлогенические эпохи 150
Геотектоногены и рудные пояса 154

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 168

ЛИТЕРАТУРА 173

Щерба Григорий Никифорович

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И РУДНЫЕ ПОЯСА

Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР

Редактор *Р. И. Суворова*
Худож. редактор *И. Д. Сущих*
Художник *Н. Ф. Чурсин*
Техн. редактор *П. Ф. Алферова*
Корректор *Н. Ф. Федосенко*

* * *

Сдано в набор 5/VIII 1970 г. Подписано к печати 14/X 1970 г. Формат $60\times84^{1}/_{16}$. Бумага № 1. Усл. печ. л. 11,75 (1 вклейка). Уч.-изд. л. 12. Тираж 1300. УГ09229. Цена 1 р. 40 к.

* * *

Типография издательства «Наука» КазССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28. Зак. 125.