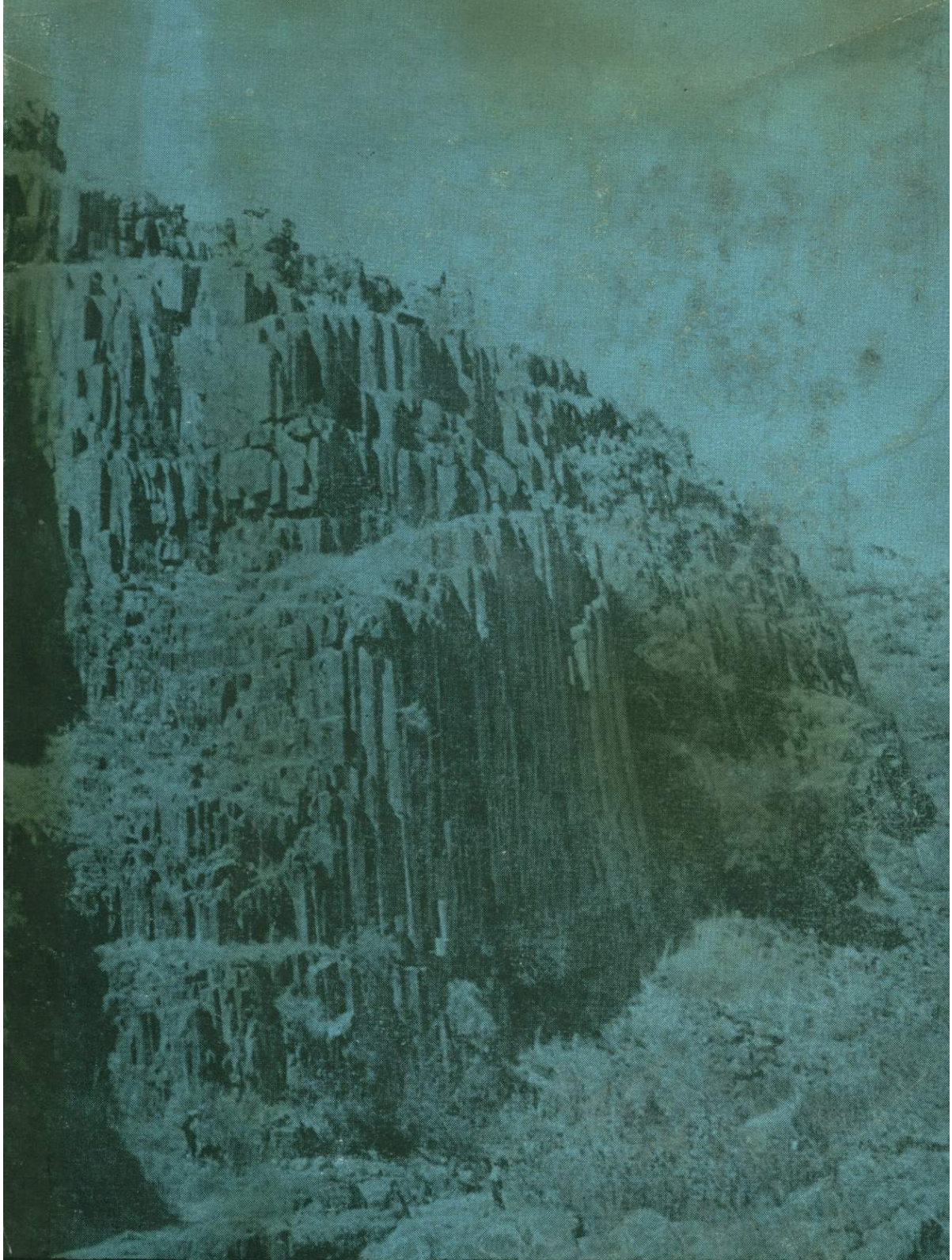


ЗЕМНАЯ КОРА УЗБЕКИСТАНА

Глубокоуважаемому
Сергею Сафаковичу
Мкртчяну

от авторов

Шамрай

август, 1974

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
ТРЕСТ „ТАШКЕНТГЕОЛОГИЯ"

551.24+550.4

ЗЕМНАЯ КОРА УЗБЕКИСТАНА

(ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

1203

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ—1974

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР

УДК 551.241+55(1)+550.3+550.4(575.1)

ЗЕМНАЯ КОРА УЗБЕКИСТАНА (по геолого-геофизическим и геохимическим данным). **Коллектив.** Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974 г., табл.—35, рис.—54, библ.—435 назв.

В монографии освещены особенности глубинного строения территории восточной части Срединного и Южного Тянь-Шаня. Особое внимание уделено интерпретации геофизических полей и их связи с глубинным геологическим строением. Доказана блочность строения земной коры, наличие в ней зон пониженных скоростей и глубинных разломов. Показана связь глубинных структур земной коры Срединного и Южного Тянь-Шаня с геологическим строением поверхности, а также зависимость распределения эндогенных полезных ископаемых от строения земной коры.

Книга рассчитана на широкий круг геофизиков, сейсмологов и геологов.

Редакционная коллегия:

акад. АН УзССР И. Х. ХАМРАБАЕВ (*отв. редактор*), доктор геол.-мин. наук М. А. АХМЕДЖАНОВ, доктор геол.-мин. наук С. Т. БАДАЛОВ, доктор геол.-мин. наук О. М. БОРИСОВ, доктор физ.-мат. наук Е. М. БУТОВСКАЯ, канд. геол.-мин. наук Ф. Х. ЗУННУНОВ (*отв. секретарь*), канд. геол.-мин. наук И. А. КЕНЗИН, канд. геол.-мин. наук В. А. ПАК

3 $\frac{0295-174}{355\ (06)-74}$ 39—74

©

Изд-во «Фан» УзССР, 1974 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В коллективной монографии «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана» обобщены материалы первого этапа (1963—1968) геолого-геофизических исследований земной коры Узбекистана. Была сделана попытка в общих чертах изучить контуры глубинного строения земной коры в пределах Узбекистана и более подробно — геологию ее верхних частей. Авторы старались объяснить геологическое строение отдельных регионов, их магматизм и металлогению с позиций выявления особенностей глубинного строения, привлекая при этом как можно больше фактов. Констатировалось совпадение в общих чертах геологических (тектонических) элементов, наблюдаемых на поверхности, с геофизическими полями и блоками глубинных структур. Впервые охарактеризованы тепловые поля в пределах Ферганской впадины и их связь с областями накопления упругих напряжений в земной коре.

В основу монографии «Земная кора Узбекистана» положены новые материалы исследований последующих четырех лет, проведенных по программе «Комплексное изучение земной коры и верхней мантии Средней Азии» и проблеме 050.225 «Провести комплексное изучение глубинного строения, состава и развития земной коры и верхней мантии с целью определения закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых», являющейся с 1971 г. частью международного «Геодинамического проекта». Сюда вошли также результаты более углубленного анализа материалов предыдущих лет. К ним, в частности, относятся первые результаты переинтерпретации материалов ГСЗ, полученных для территории Западного Узбекистана. Вместе с тем некоторые вопросы излагаются в предварительной форме, поскольку они недавно поставлены, и окончательные результаты ожидаются через два—три года. Здесь мы имеем в виду работы по детальному изучению глубинной структуры некоторых рудных районов республики (Алмалык) с применением аппаратуры «Земля».

По совокупности изложенных данных предлагается обобщенная геолого-геофизическая модель земной коры и схема расчленения докембрийских толщ Узбекистана. В известной степени предварительным является выделение типов разрезов земной коры Узбекистана — Уральского (Магнитогорского), Кураминского, Южно-Тяньшаньского и Ферганского соответственно с фемическим, сиалически-фемическим и сиалическим характером рудно-магматических комплексов. Эти типы разрезов выделялись по соотношениям мощностей «базальтового» и «гранитного» с учетом мощности осадочного слоев. Сугубо предвари-

тельными являются контуры территорий с различными типами разрезов, так как по ряду площадей Западного и Южного Узбекистана имеется еще мало надежных и детальных геофизических наблюдений.

В данной работе учтены замечания казахстанских геологов и геофизиков — авторов рецензии на первую монографию (Щерба и др., 1972). В частности, сделана попытка кратко разъяснить взаимоотношения метаморфизма с магматизмом, «нижний гранитный» или «гранитогнейсовый» подслой назван «диоритовым».

По-прежнему остается малоосвещенной энергетическая характеристика (сейсмическая и тепловая) отдельных блоков и площадей.

Авторы данной монографии, признавая взаимосвязь и взаимообусловленность геологических явлений, в то же время не смогли охватить всего многообразия геологических формаций. Здесь основное внимание уделено расчленению и характеристике пространственного размещения докембрийских и нижнепалеозойских формаций, до сих пор наименее освещенных.

О роли воды в земной коре как активного преобразователя веществ и переносчика энергии земных недр даны лишь первые сведения.

За последние два—три года изданы обобщающие работы по геологии Средней Азии, в частности Узбекистана (Далимов, Кустарникова, Азимов, Хамрабаев и др., 1970—1972). Они содержат информацию о размещении и возникновении магматических формаций в земной коре. В работах геологов Казахстана (Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, Г. Н. Щерба, Г. Р. Бекжанов и др.) развиваются концепции о связи специфики геологии и металлогении со спецификой глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также положение о геотектогенах и др. Возрождаются идеи о большой роли шарьяжей в формировании нынешней структуры земной коры и др. Эти идеи и научные концепции требуют критического пересмотра некоторых положений и переоценки отдельных фактов.

В создании монографии участвовали сотрудники отделов геофизики, региональной и динамической геологии, петрологии и металлогении, минералогии и геохимии Института геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева. Значительное участие в ней приняли также работники треста «Узбекгеофизика» и Комплексной геолого-геофизической поисковой экспедиции треста «Ташкентгеология» Министерства геологии УзССР.

ЧАСТЬ I

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УЗБЕКИСТАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Глава I. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обзор современного состояния изученности строения земной коры на основе сейсмологических данных

Данная глава написана как продолжение соответствующей главы монографии «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана» (1971).

Современные сейсмологические методы изучения строения земной коры и верхней мантии можно ориентировочно разбить на две категории: 1) ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование); 2) региональные сейсмологические. Различие между ними — скорее результат истории их развития.

Метод ГСЗ основывается на профильных наблюдениях с маленьким шагом, но с пиковой характеристикой, сдвинутой в сторону высоких частот. ГСЗ использует слабые источники возмущения — в большинстве случаев взрывы от взрывчатого вещества весом до нескольких тысяч килограммов. Глубина источников нулевая. Преимущество метода ГСЗ: высокая детальность, пригодность при блоковом строении коры, точность исходных данных — координат очага возмущения, времени в очаге и силы взрыва, что повышает точность определения параметров земной коры. Благодаря тому, что характеристика аппаратуры пиковая, вступления на записях ГСЗ коррелируются на длительных отрезках профиля (до сотен километров). Кроме того, при исследованиях ГСЗ получаем детальные годографы определенного класса волн (преломленные, отраженные, дифрагированные и др.), что значительно расширяет разведочные возможности метода. Однако метод по сравнению с площадной сейсмологической съемкой оперирует записями слабых источников, что иногда ведет к потере первых вступлений. Использование отраженных волн позволяет определить эффективные и средние скорости в покрывающей среде, с помощью которых можно достаточно точно определить значения пластовых скоростей.

Метод региональной площадной сейсмологической съемки опирается на данные наблюдений с шагом от нескольких километров до десятков. Характеристика аппаратуры широкополосная. Источники возмущения очень мощные (самые слабые землетрясения, регистрируемые в Узбекистане, излучают из очага сейсмическую энергию 10^8 *дж;* $K=8$). Глубина источников — 0—35 *км*. Отсюда преимущество метода: уверенность в регистрации первых вступлений, относительная дешевизна работ. Недостатком является малая детальность. Из-за широкополосности аппаратуры корреляция записи, соответствующей определенной волне, выдерживается только на сравнительно коротких интервалах эпицентральных расстояний (до 30—80 *км*).

Все существовавшие в начале 60-х годов расхождения между ГСЗ и площадной сейсмологической съемкой по интерпретации волновой картины и принимаемой на ее основе модели коры обусловлены различием систем наблюдений.

Большинство динамических особенностей сейсмических волн, регистрируемых как при ГСЗ, так и при площадной сейсмологической съемке, может быть объяснено только наличием рефракции сейсмических волн в земной коре. Правда, некоторые из этих особенностей можно получить и при многослойно-однородной модели соответствующим подбором коэффициентов поглощения в слоях. Но такие построения носят несколько искусственный характер и результаты их не выходят за рамки решения частных задач.

В настоящее время большинство исследователей принимают за основу многослойно-неоднородную модель земной коры.

В результате исследований, проведенных Лабораторией сейсмологических методов Института геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева за 1965—1970 гг. с привлечением только кинематических параметров сейсмических волн, установлено, что в Восточном Узбекистане и его горном обрамлении земная кора в вертикальном плане слоисто-неоднородная с волноводами, в горизонтальном плане— блоково-неоднородная (Бутовская и др., 1966; Бутовская, 1968; Бутовская и др., 1971).

Так как неоднозначность схем земной коры, построенных на основе кинематических данных, часто связана с неодинаковой интерпретацией последующих вступлений, регистрируемых при площадных сейсмологических исследованиях, мы строили все свои расчеты почти целиком на временах первых вступлений. В качестве вспомогательного материала иногда привлекались времена вторых вступлений в интервале 200—300 *км*. При этом по ряду признаков (углы выхода сейсмической радиации, форма записи и др.) было доказано, что вступления эти относятся к волнам, однократно рефрагированным через земную кору.

Наша методика исследования коры на основе изучения кинематических годографов описана в монографии «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана». Оказалось целесообразным дополнить схему строения коры Восточного Узбекистана (Бутовская и др., 1971) динамическими параметрами записей и сопоставлением их с теоретическими расчетами.

Некоторые вопросы методики исследования строения земной коры на основе изучения динамических параметров

Расчет динамических годографов опирается на динамическую теорию упругости (Петрашень, 1952, 1957, 1959; Алексеев, Цепелев, 1956; Алексеев, Гельчинский, 1958, 1959; Петрашень, Алексеев, Гельчинский, 1959; Алексеев, 1962, 1967). В основу расчета динамических годографов положено предположение о том, что поток энергии, текущей через лучевую трубку, выведенную из источника в пределах элементарного телесного угла $d\Omega$, остается постоянным. Физически это означает, что диссипация энергии через воображаемые стенки этой лучевой трубки не происходит. Такое положение представляется разумным и, видимо, на практике выдерживается с достаточной точностью. Пусть $\vec{U}$ — смещение, вызванное упругим колебанием в любой точке пространства; $\vec{U}(M_0)$, $\vec{U}(M)$ — смещения в точках M_0 и M соответственно; ρ, ρ_0, V, V_0 — плотности пород и скорости распространения сейсмических волн

вблизи точек M и M_0; $d\sigma_0$, $d\sigma$ — сечения лучевой трубки вблизи тех же точек. Если между точками M и M_0 нет никаких границ раздела, то постоянство потока энергии через любое сечение лучевой трубки, соединяющей точки M и M_0, можно выразить так:

$$_0V \left[\frac{\partial \vec{U}(M_{01}\, t)}{\partial t}\right]^2 d\sigma_0 = \rho V \left[\frac{\partial \vec{U}(M_1\, t)}{\partial t}\right]^2 d\sigma. \qquad (1)$$

Вектор смещения представляется в следующем виде:

$$\vec{U}(x_1 y_1 z_1 t) = |U(x_1 y_1 z)| f(t-\tau)\vec{x}. \qquad (2)$$

Это выражение соответствует решению волнового уравнения в упругой среде, где $U(x, y, z)$ — амплитуда колебания, зависящая только от пространственных координат, $f(t)$ — форма волны в источнике; $f(t-\tau)$ — то же, в точке пространства, для которой запаздывание колебания равно τ; $\vec{x}$ — единичный вектор по направлению, перпендикулярному к фронту волны. После подстановки выражения (2) в (1) и сокращения общих множителей получим:

$$\rho_0 V_0 U^2(M_0)\, d\sigma_0 = \rho V U^2(M)\, d\sigma. \qquad (3)$$

Вместо площадей сечения лучевых трубок $d\sigma_0$, $d\sigma$ вводится величина, названная полным геометрическим расхождением лучевой трубки.

$$L(M) = \sqrt{\frac{d\sigma}{d\Omega}}, \qquad (4)$$

откуда

$$d\sigma_0 = L^2(M_0)\, d\Omega;\ d\sigma = L^2(M)\, d\Omega.$$

Окончательное выражение выглядит следующим образом:

$$\rho_0 V_0 U^2(M_0)\, L^2(M_0) = \rho V U^2(M)\, L^2(M) \qquad (5)$$

или

$$U(M) = \sqrt{\frac{\rho_0 V_0}{\rho V}}\frac{L(M_0)}{L(M)} U(M_0). \qquad (6)$$

По формуле (6) можно определить амплитуду смещения U(M) в любой точке пространства по известной амплитуде в точке M_0, значениям акустических жесткостей и полных геометрических расхождений в обеих точках. Обычно за M_0 принимают точку, лежащую на сфере с центром в источнике и такого маленького радиуса, чтобы внутри сферы могли быть приняты за постоянные величины ρ_0, $\left(V_0^p\right)$ и $\left(V_0^s\right)$, где индексы p и s означают продольные и поперечные волны соответственно. Вводятся сферические координаты r, θ, α с центром в источнике. Тогда $U(M_0)$ рассчитывается по формуле:

$$U(M_0) = \frac{i(\theta, \alpha)}{V_0 r}.$$

Здесь $i(\theta, \alpha)$ — функция направленности источника; V_0 — скорость волн в источнике, продольных или поперечных в зависимости от того, каким из двух смещений — $U_p(M_0)$ или $U_s(M_0)$ — мы интересуемся. Если между точками M_0 и M лежит n границ раздела, соответствующих n слоям, то следует учесть все явления отражения — преломления, обмена на этих n границах.

Нас интересует случай многослойно-неоднородной модели земной коры с волноводами. Для расчета амплитуды в произвольной точке M такой коры по известной амплитуды в точке M_0 вводится декартова

система координат с началом в точке падения луча, вышедшего из M_0, на первую границу раздела с осью Z, направленной перпендикулярно границе раздела в сторону среды с большим значением скорости V_s распространения поперечных волн. Значениям величин в окрестности этой границы со стороны положительных Z присвоим значки q, со стороны отрицательных Z — r. Тогда коэффициентам отражения можно приписать индексы $K(P_r P_r)$, $K(P_r, S_r)$, а коэффициентам преломления — $K(P_r, P_q)$, $K(P_r, S_q)$. Выражения для определения коэффициентов преломления и отражения широко известны (Бреховских, 1957; Саваренский, Кирнос, 1949; конкретно для коэффициентов преломления и отражения по смещениям — Петрашень, Алексеев, Гельчинский, 1959). Отсюда появляется возможность найти смещение $U(M)$ по известному смещению $U(M_0)$ в случае, когда между точками M_0 и M лежит n границ раздела. Только надо уточнить, с каким из трех типов волн — продольных P, поперечных SV или поперечных SH мы имеем дело. В данном случае мы интересуемся смещениями по вертикали в волнах P и SV, прошедших через земную кору от источника до станции. Поэтому выпишем окончательные формулы для вертикальных W_p, W_s смещений в этих волнах. После ряда преобразований эти формулы выглядят так:

$$\left.\begin{aligned} W_p(M_1, t) &= \frac{|i(\theta_1 \alpha)|}{V_n^s(M) L(M)} \sqrt{\frac{\rho_0 V_n^p(M)}{\rho_n(M) V_0^p}} \times \\ &\times \sum_{\nu=1}^{n} \left[\sqrt{\frac{\rho_\nu (V_{\nu-1}^p)}{\rho_{\nu-1}(V_\nu^p)}} K_\nu^p \right] [W_p] F\left(t - \tau, \chi_w^p\right), \\ W_s(M_1\ t) &= \frac{|i(\theta_1 \alpha)|}{V_n^s(M) |L(M)|} \sqrt{\frac{\rho_0 V_n^s(M)}{\rho_n(M)\ V_0^s}} \times \\ &\times \sum_{\nu=1}^{n} \left[\frac{\rho_\nu (V_{\nu-1}^s)}{\rho_{\nu-1}(V_\nu^s)} K_\nu^s \right] [W_s] F\left(t - \tau, \chi_w^s\right). \end{aligned}\right\} \quad (8)$$

Здесь ρ_ν, V_ν^p, V_ν^s — соответственно плотности, скорости продольных и поперечных волн на ν-ой поверхности со стороны положительных z; ρ_0, V_0^p, V_0^s — те же величины в источнике; K_ν^p, K_ν^s — коэффициенты преломления на ν-ой границе типа $K(P_r, P_q)$ $K(P_r, S_r)$ и $K(P_r, P_r)$, $K(P_r, S_r)$. Нумерация слоев сквозная, в порядке прохождения слоя волной от $\nu = 1$, где первый слой содержит источник до $\nu = n$, где n-ый слой имеет верхнюю границу, совпадающую с дневной поверхностью. Дневная поверхность — это граница раздела с номером n. Если через один и тот же слой волна проходит несколько раз, то этому слою приписывается несколько номеров. Поверхность с номером ν разделяет слои с номерами ν и $\nu - 1$. При таком условии, очевидно, V_n^p и V_n^s являются скоростями продольных и поперечных волн в приповерхностной части разреза. Величины $[W_p]$ и $[W_s]$ представляют собой коэффициенты конверсии у дневной поверхности.

Все величины, входящие в формулу (8), в том числе и $L(M)$ — коэффициент полного геометрического расхождения в точке M, известны, если задан разрез земной коры по пути источник — точка наблюдения. Не представляет труда вывести аналогичные формулы для отраженных, обменных и рефрагированных волн.

Расчет динамических параметров головных волн отличается от расчета рефрагированных, определяемых по формуле (8), особым характером полного геометрического расхождения. Мы воспользовались формулой (8) для расчета динамического годографа волн P, рефрагированных через земную кору в условиях разрезов, характерных для крупных блоков на территории Восточного Узбекистана — Ферганo-Чаткальского, Приташкентского и Кураминского. Разрезы были взяты осредненные по блокам и получены в результате изучения кинематических годографов (Бутовская и др., 1971). Фергано-Чаткальский и Приташкентский блоки были выбраны потому, что здесь осредненное строение земной коры хорошо выдерживается, и амплитуды вступлений мало искажаются. Тонкие слои пород с низкими скоростями вблизи станций, по записям которых экспериментально строились динамические годографы, либо вовсе отсутствовали, либо имели такие характеристики, что не искажали амплитуды в области частот (около 2 *гц*), свойственных изученным вступлениям.

Ввиду необходимости однозначной трактовки вступлений мы ограничились построением экспериментальных динамических годографов для волн, прошедших через земную кору и вышедших в первые вступления в интервале эпицентральных расстояний 0—200 *км*. В качестве вспомогательных построений, как и при построении кинематических годографов, привлекались вторые вступления волн P в интервале 200—300 *км*, если они интерпретировались однозначно как однократно рефрагированные через земную кору. Использовались данные об амплитудах первых вступлений по записям либо землетрясений класса a, по точности определения очага, либо взрывов. Для некоторых из этих взрывов были известны a priori и координаты очага (с точностью до сотен метров) и времена «о» в очаге (с точностью до 0,1 *сек*), для большинства выполнялось только первое условие.

Так как механизмы очагов землетрясений, привлеченных к построению динамических годографов, в основном определить не удалось, в формулу (8) во всех случаях подставлялось в качестве функции $i(\theta, \alpha)$ величина $i(\theta, \alpha) = \text{const} = 1$ (в условном масштабе), характерная для центра расширения. Так как в каждый экспериментальный динамический годограф закладываются данные множества землетрясений, записанных различными станциями, то отклонения экспериментальных точек от теоретически вычисленного годографа, вызванные особенностями механизмов, будут отвечать требованиям статистики. Тогда кривая, проведенная между экспериментальными точками с применением разумного осреднения, может соответствовать теоретической кривой, рассчитанной по осредненному разрезу в предположении $i(\theta, \alpha) = \text{const} = 1$. Отклонение осредненной экспериментальной кривой от теоретической, зависящее от интервала значений Δ, позволяет внести корректировку в осредненный разрез. Односторонние отклонения групп экспериментальных точек, соответствующих одному и тому же очагу и станциям, расположенным приблизительно в одном и том же небольшом интервале азимутов по отношению к очагу, должны быть отнесены за счет особенностей механизма очага. Отклонения, которые нельзя отнести ни за счет неточности осредненного разреза, ни за счет механизма очага, могут

служить для уточнения картины строения земной коры по каждому конкретному пути очаг—станция.

Динамические годографы строились для каждого землетрясения отдельно. Затем изменением масштаба все годографы, соответствующие

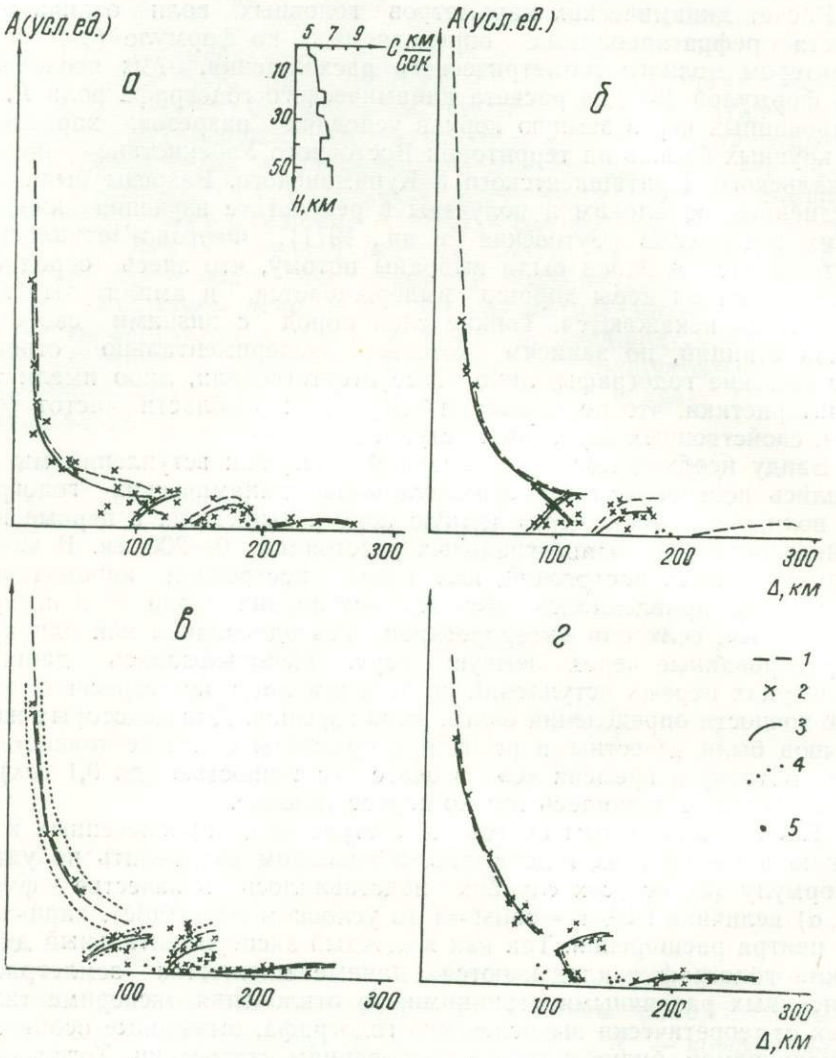


Рис. 1. Сопоставление динамического, экспериментального и теоретического годографов первых вступлений для Фергано-Чаткальского блока. Врезка—осредненный скоростной разрез блока по данным кинематического годографа:

а—глубина очага 5 *км*, *б*—10 *км*, *в*—15 *км*, *г*—20 *км*;
1—теоретический годограф; *2*—экспериментальные точки; *3*—экспериментальный годограф; *4*—границы точности экспериментального динамического годографа на примере случая h=15 *км*; *5*—экспериментальные точки, попавшие в зоны тени годографа.

одному и тому же району и глубине очага h, приводились к единому уровню максимальной амплитуды первых вступлений.

В Фергано-Чаткальском блоке динамические годографы, достаточно представительные по количеству экспериментальных точек, удалось построить для глубин 5, 10, 15, 20 *км* (рис. 1), в Приташкентском

и Кураминском — 0, 5, 10, 15, 20 *км* (рис. 2). Здесь приводятся динамические годографы для совокупности этих двух блоков только при $h=0$ и 5 *км*. Кроме динамических годографов, приводятся осредненные разрезы для Фергано-Чаткальского и Приташкентского блоков. Разброс экспериментальных точек около осредняющих линий достаточно большой.

Чтобы сравнить экспериментальный и теоретический динамические годографы, мы разбили экспериментальные точки на группы соответственно тому, к каким слоям они относятся по осредненному разрезу. Внутри каждой группы система экспериментальных значений амплитуд A осредняется методом третьей скользящей точки. После

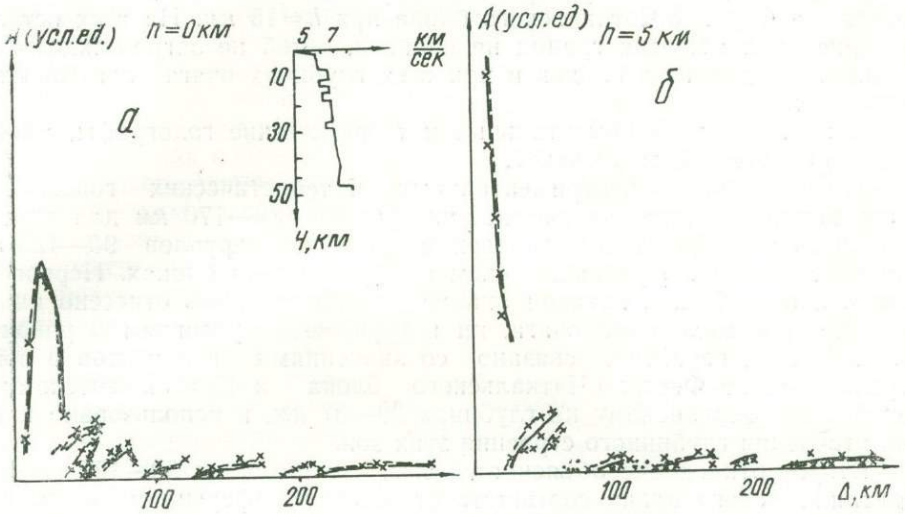


Рис. 2. Сопоставление динамического, экспериментального и теоретического годографов первых вступлений для Приташкентского блока. Врезка—осредненный скоростной разрез блока по данным кинематического годографа:

а—глубина очага 0 *км*, *б*—5 *км* (усл. обозн. см. на рис. 1).

этого проводятся линии, осредняющие систему экспериментальных точек в каждой группе.

Прежде чем сравнивать экспериментальные и теоретические годографы, найдем пределы точности для экспериментальных динамических годографов. Зададимся доверительным уровнем P=70%. Исследования показывают, что при амплитуде порядка 50 *мм* на записи ошибка в измерении амплитуды составляет ± 5 *мм*, т. е. относительная ошибка α_A равна 10%. При амплитуде порядка десятых долей миллиметра α_A составляет 50%. Возьмем для α_A среднюю цифру 25—30%. К этой ошибке прибавляется относительная ошибка α_F (5%) за счет флюктуаций частотных характеристик во времени. Отскоки экспериментальных точек от осредняющих кривых связаны с неточностью определения Δ эпицентральных расстояний. Но так как мы имели дело с землетрясениями класса *а* или взрывами, абсолютная ошибка в определении Δ—δΔ составляет не более 2—3 *км* при доверительном уровне 90%. Абсолютная ошибка в определении *а* при этом равняется $\frac{\partial A}{\partial \Delta}\delta\Delta = \alpha$, а относительная $\alpha^*_\Delta = \frac{\partial A}{\partial \Delta}\cdot\frac{\delta\Delta}{A}$.

Даже на самой крутой части динамического годографа в тех интервалах значений Δ, куда попали экспериментальные точки, величина $\frac{\partial A}{\partial \Delta} \cdot \frac{\delta \Delta}{A}$ составляет 12%, минимальное значение α_Δ — десятые доли процента. Возьмем для α_Δ среднее значение 6%. Средняя относительная ошибка в нанесении одной точки будет равна: $\alpha = \alpha_A + \alpha_F + \alpha_\Delta \approx 40\%$.

Так как каждый участок осредняющей кривой проведен по трем точкам, ошибка измерений значительно уменьшается. Получаем среднюю относительную ошибку в проведении кривой $\alpha \approx 25\%$ при $P = 70\%$.

На рис. 1 для примера приведены границы точности динамического годографа Фергано-Чаткальского блока при $h = 15$ *км*. На всех остальных рисунках мы этих границ не провели, чтоб не загромождать их. Но картины для всех блоков и при всех глубинах очага оказываются очень схожими.

Сопоставив экспериментальные и теоретические годографы, можно сделать следующее заключение.

1. Совпадение экспериментальных и теоретических годографов очень хорошее, исключая участки интервалов 130—170 *км* для глубин 5, 10 и 15 *км* в Фергано-Чаткальском блоке и интервалов 90—120 *км* для всех глубин в Приташкентском и Кураминском блоках. Первое из этих отклонений, как показал анализ, не может быть отнесено ни к особенностям механизма очага, ни к грунтовым условиям в районах станций. Оно, вероятно, связано со значениями градиентов в зоне, переходной от Фергано-Чаткальского блока к Приташкентскому и Центрально-Ферганскому на глубинах 29—37 *км*, и использовано нами для уточнения глубинного строения этих зон.

Второе отклонение объясняется тем, что интервал 90—120 *км* для Приташкентского блока соответствует зоне интерференции волн. Небольшое отклонение экспериментального годографа от теоретического в интервале 70—100 *км* при $h = 5$ *км* (Фергано-Чаткальский блок) обусловлено существованием всего трех точек и связано с особенностями механизма очага.

2. Зоны интерференции нескольких волн характеризуются большим разбросом значений амплитуд при близких значениях Δ. Но для Фергано-Чаткальского блока даже в этих областях (интервал 80—125 *км*) системы экспериментальных точек обрисовывают систему ветвей экспериментальных годографов.

3. В зонах тени, связанных с волноводами и намеченных при исследовании кинематических годографов, амплитуды первых вступлений занижены (рис. 1, 2).

Таким образом, исследование динамических годографов подтвердило правильность осредненных разрезов, найденных ранее по кинематическим данным для двух крупных блоков, и уточнило разрез отдельных зон территории Восточного Узбекистана.

Некоторые результаты применения методов поля скоростей и динамических параметров

В результате исследований уточнено глубинное строение Восточного Узбекистана. Зона перехода от Южной Ферганы к Памиро-Алаю и часть территории Узбекистана в пределах пунктов Ура-Тюбе, Джизак, Самарканд, Ташкент исследованы только методом поля скоростей.

Строение земной коры переходной зоны от Южной Ферганы к Памиро-Алаю, как и следовало ожидать, оказалось весьма сложным. Так же, как и на территории Восточного Узбекистана, скоростные разрезы здесь характеризуются скачкообразным или плавным изменением и волноводами.

Исследованная площадь Западного Узбекистана в пределах пунктов Ура-Тюбе—Джизак—Фариш делится на две части, которые мы условно назвали Самарканд-Джизакской и Ташкент-Джизакской. Скоростные разрезы здесь сложные, слоисто-неоднородные, с волноводами. Однако в принципе они сохраняются (рис. 3). Принимая за поверхность «гранитного» слоя изоповерхность со скоростью 6,0—6,3 *км/сек*, а «базальтового» — изоповерхность со скоростью 6,8—7,0 *км/сек*, удалось построить карты изолиний этих поверхностей и границы М для зоны перехода от Южной Ферганы к Памиро-Алаю и отмеченной части Западного Узбекистана.

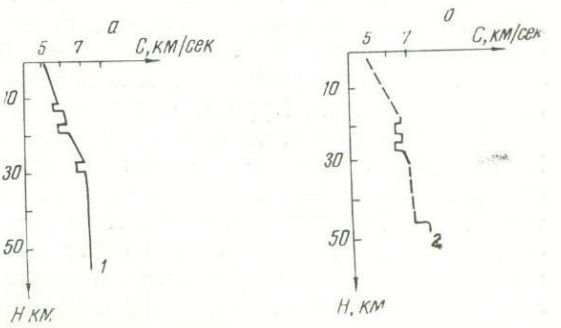


Рис. 3. Осредненные скоростные разрезы для площади, ограниченной пунктами Ура-Тюбе, Самарканд, Джизак, Ташкент:

а — Самарканд-Джизакский район, *б* — Джизак-Ташкентский район

1 — скоростные разрезы; *2* — неуверенные участки скоростного разреза.

Зона перехода к Памиро-Алаю характеризуется глубоким и резким погружением всех границ раздела, начинающимся от Южного борта Ферганской впадины. Простирание изолиний субконформно линии Южно-Ферганского разлома. Изолинии поверхностей «гранитного» и «базальтового» слоев в районе меридиана Ура-Тюбе приобретает субмеридиональный характер. Для изолиний границы М субмеридиональное простирание становится доминирующим приблизительно на 69° восточной долготы. Картина изолиний в исследованной части Западного Узбекистана делится на две резко отличные части по линии Ура-Тюбе—Джизак—Фариш.

Перепады в глубинах залегания поверхностей «гранитного» и «базальтового» слоев слева и справа от этой линии невелики. Максимальный перепад в глубине залегания поверхности «гранитного» слоя составляет здесь 4 *км*, «базальтового» — 5 *км*. Перепад в глубине залегания границы М вдоль всей линии — 10—15 *км*. Но еще более эти две территории различаются по форме изолиний. Субмеридиональные изолинии, характерные для северо-восточной части территории, резко обрываются на отмеченной линии. К юго-западу от нее лежит обширная площадь, ограниченная с севера субширотными, с востока — субмеридиональными изолиниями. Замкнуть эти изолинии с юга и запада из-за отсутствия данных не удалось.

Картина, наблюдаемая в зоне перехода от Южного борта Ферганской впадины к Памиро-Алаю, хорошо увязывается с данными таджикских сейсмологов о строении земной коры Памиро-Алая (Кухтиков и др., 1967).

Данные о глубинах залегания границы М и контурах ее изолиний в юго-восточной части Западного Узбекистана существенно отличаются от результатов предшествующих исследователей (Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, 1961; Б. С. Вольвовский и др., 1964).

Восточный Узбекистан разделен нами на 8 блоков. Основное различие между ними заключается в мощности слоя, лежащего выше изоповерхности со скоростью 6,0—6,3 *км/сек.* Слой, лежащий выше этой изоповерхности, пестр по скоростному составу и охватывает как мезокайнозойский, так и осадочно-вулканогенный, частично метаморфизованный, палеозойский комплексы. Ниже приводим мощности этого слоя для различных блоков Восточного Узбекистана: Фергано-Чаткальского и Восточно-Ферганского — 18—24 *км;* Центрально- и Западно-Ферганского, Западно-Чаткальского — 14—18 *км,* Южно-Ферганского — 12—14 *км,* Приташкентского — 10—14 *км,* Кураминского — 0—12 *км.*

Мощность «гранитного» слоя следующая: для Фергано-Чаткальского и Восточно-Ферганского — 20—25 *км,* Центрально-Ферганского, Западно-Ферганского, Западно-Чаткальского, Южно-Ферганского — 15—20 *км,* Приташкентского — 10—12 *км,* Кураминского — 10—25 *км.* Мощность «базальтового» слоя: для Фергано-Чаткальского, Восточно-Ферганского, Западно-Чаткальского — 10—15 *км,* Центрально-Ферганского, Западно-Ферганского, Южно-Ферганского — 15 *км,* Приташкентского — 15—20 *км,* Кураминского — 15 *км.*

Таким образом, основное различие в строении блоков Восточного Узбекистана связано с мощностью пород, лежащих выше поверхности «гранитного» слоя. Мощность «гранитного» и «базальтового» слоев на территории Восточного Узбекистана для большинства блоков изменяется мало. Вероятно, близость горных хребтов обусловила преобладание в разрезе Восточно-Ферганского и Фергано-Чаткальского блоков низкоскоростных пород в верхней части земной коры и уменьшение мощности «базальтового» слоя. Для Кураминского, Западно-Чаткальского и отчасти Западно-Ферганского блоков характерны многочисленные высокоскоростные включения пород (со скоростями, свойственными гранитам, диоритам и даже базальтам) в палеозойский осадочно-вулканогенный комплекс. Кровля таких включений лежит здесь на глубине 0—8 *км.* Процент включений составляет 30—50 общей мощности слоя, покрывающего изоповерхность, со скоростью 6,0—6,3 *км/сек.* В «гранитном» слое отмечены включения со скоростью 6,8—7,0 *км/сек,* составляющие 10—15% мощности слоя. В верхней части разреза Кураминского и Западно-Чаткальского блоков земной коры преобладают скорости, характерные для диоритов и базальтов.

Довольно значительные по площади высокоскоростные включения отмечены в Фергано-Чаткальском блоке вблизи Таласо-Ферганского разлома. Мощность этих включений невелика — 2—3 *км,* т. е. всего около 10% мощности слоя, лежащего выше поверхности «гранитного». Глубина залегания поверхности включения около 5—6 *км,* а скорость в породах, слагающих его, — 6,3 *км/сек.*

Зона перехода от Южной Ферганы к Памиро-Алаю отмечена большой мощностью (20 *км*) пород, лежащих выше поверхности «гранитного» слоя. Вся эта толща пронизана высокоскоростными включениями, составляющими 20—30% общей ее мощности. Глубина залегания поверхности включений здесь 6—10 *км.* «Гранитный» слой в зоне перехода к Памиро-Алаю имеет мощность 15—20 *км,* приблизительно такой же мощностью характеризуется и «базальтовый».

В Самарканд-Джизакском районе поверхность «гранитного» слоя расположена на глубине 14 *км.* Слой, лежащий выше этой поверхности, обладает высокоскоростными включениями мощностью около 30% общей мощности слоя. «Гранитный» слой здесь характеризуется мощностью 15 *км,* «базальтовый» — 20—25 *км.* Это хорошо согласуется с наличием в районе (горы Мальгузар) мощных инъекций габбро-

диабазов. В Ташкент-Джизакском районе мощность пород, покрывающих «гранитный» слой,— 10 *км*, «гранитного» слоя — 10—12 *км*, «базальтового» — 20 *км*.

Слой, названный нами «гранитным» или «гранито-гнейсовым», неоднороден. Видимо, нижнюю часть «гранитного» слоя, где скорость волн составляет 6,3—6,7 *км/сек*, целесообразнее отнести к «диоритовому» подслою.

В исследованных районах выделен волновод на глубине около 30 *км*, где скорость волн составляет примерно 6,3 *км/сек*. Его повсеместность и выдержанность глубины залегания весьма примечательны.

«Базальтовый» слой, характеризующийся скоростью 6,8—7,4 *км/сек*, содержит включения со скоростью 7,4—7,6 *км/сек*. Такие включения расположены в самой нижней части земной коры. Так как скорости в низах земной коры удалось определить приблизительно для 40% изученной территории, мы не можем установить, насколько широко распространены эти включения, названные условно «коро-мантийной смесью» (Кук, 1962) и расположенные в интервале глубин 46—50 *км*. Мощность этих включений 3—4 *км*, линейные размеры 40—50 *км*.

ПРИМЕНЕНИЕ АППАРАТУРЫ «ЗЕМЛЯ» ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В 1968—1970 гг. проведены работы по профилям $I^а$—$I^а$ (Сох—Ангрен—Ташкент—Чардара), I—I (Алмалык—Бекабад—Ура-Тюбе—Термез), $I^б$—$I^б$ (Джаркурган—Шерабад—Дехканабад) общей протяженностью 1260 *пог. км* (рис. 4).

1203

Методика исследований

Аппаратура. Сейсмические наблюдения проводились с применением комплекта аппаратуры «Земля», состоящего из 10—15 станций записи со всеми необходимыми воспроизводящими устройствами. В ходе полевых работ аппаратура была модернизирована: в частности, полностью реконструирован лентопротяжный механизм регистрирующих станций, введена запись временного канала по радио и др.

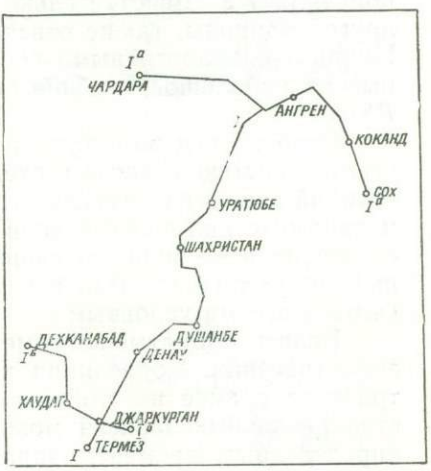


Рис. 4. Схема расположения профилей, исследованных со станциями „Земля".

Методика полевых работ. Станции записи устанавливались по профилю с шагом 4—7 *км*. Одна станция при этом выносилась в сторону от линии расстановки на расстояние 15—20 *км*. Длительность наблюдений на стоянке диктовалась необходимостью получения достаточного количества материала и составляла в среднем 18—20 суток. Колебания регистрировались сейсмоприемниками «ВЭГИК». Сейсмоприемники ориентировались по странам света.

Характеристика сейсмического материала

В процессе проведения полевых работ регистрировались далекие и близкие землетрясения, происходившие в различных районах земного шара, в основном в Тихоокеанском сейсмоактивном поясе (Алеутские,

Курильские острова, Япония, Индонезия и т. д.), а также в пределах советских среднеазиатских республик, в Афганистане, Турции, Греции, Албании, Чили и т. д.

Записи близких (с эпицентральным расстоянием $\Delta=7—8°$) и далеких ($>10°$) землетрясений резко различаются по частоте колебаний. Для близких землетрясений характерна частота 2,0—2,5 *гц*, для далеких — 1,0—1,3 *гц*.

Продольные волны. На записях близких землетрясений наблюдается зависимость формы и длительности колебаний продольной *P*-волны от глубины очага. Для коровых землетрясений характерны плавные возрастания амплитуд и большая длительность цуга колебаний, достигающая иногда 2,5—3,0 сек. Глубокофокусные землетрясения отличаются резким вступлением *P*-волны, число фаз при этом не превышает двух-трех при общей длительности 1,0—1,5 сек. При далеких землетрясениях преобладают записи с коротким пакетом продольной волны.

Обменные волны. Обменными проходящими волнами *PS*, согласно существующим представлениям (Андреев, 1957; Померанцева, 1968; и др.), следует считать колебания, отвечающие следующим требованиям: 1) полный вектор должен колебаться вблизи линии пересечения плоскости луча *P*-волны с горизонтальной плоскостью, 2) волны должны быть зарегистрированы до вступлений *S*-волн, 3) по форме записи волна должна быть похожа на *P*-волну. Однако этого недостаточно, чтобы со всей очевидностью считать волну однократной обменной типа *PS*. Действительно, нетрудно представить себе колебания другой природы, также отвечающие выше перечисленным требованиям. Например, аналогичными свойствами должны обладать дифрагированные на небольшой глубине продольные волны или же отраженные *PS*-волны[1].

Особенности методики наблюдений (отсутствие контроля за чувствительностью трактов в схеме аппаратуры, большой шаг расстановки станций записи) не всегда позволяли проводить анализ кинематических и динамических свойств волн с целью выяснения их природы. Поэтому отнесение всех волн, по своим признакам удовлетворяющих приведенным выше требованиям, к однократным обменным типа *PS*, следует считать весьма условным.

Волны, принятые за обменные, присутствуют на записях всех типов землетрясений. Корреляция их в пределах регистрации одного землетрясения крайне неустойчивая. Однако при анализе большого количества различных записей можно заметить повторяемость обменов с определенным временем запаздывания. По этому признаку условно удалось разделить волны на группы. Точки обмена, соответствующие этим группам, были использованы при составлении сейсмического разреза.

Обмены, соответствующие поверхности «базальтового» слоя, отличаются от других (кроме соответствующих поверхности фундамента) значительно бóльшей повторяемостью. Кроме того, благодаря отсутствию на записи непосредственно перед их вступлением других волн,

---

[1] Возможность регистрации волн PS, соответствующих границам, расположенным глубже поверхности фундамента, оспаривается рядом исследователей (И. С. Берзон, Р. М. Гальперина и др.), которые в качестве одного из доводов приводят малую интенсивность волн. Однако в работе М. К. Полшкова и др. (1972) приводятся расчеты, согласно которым интенсивность обменных волн, соответствующих глубоким границам, соизмерима с интенсивностью *P*-волны.

они почти всегда регистрируются вне зоны интерференции (рис. 5). Обмены, соответствующие поверхности кристаллического фундамента, в горных районах регистрируются чаще и более уверенно, чем в равнин-

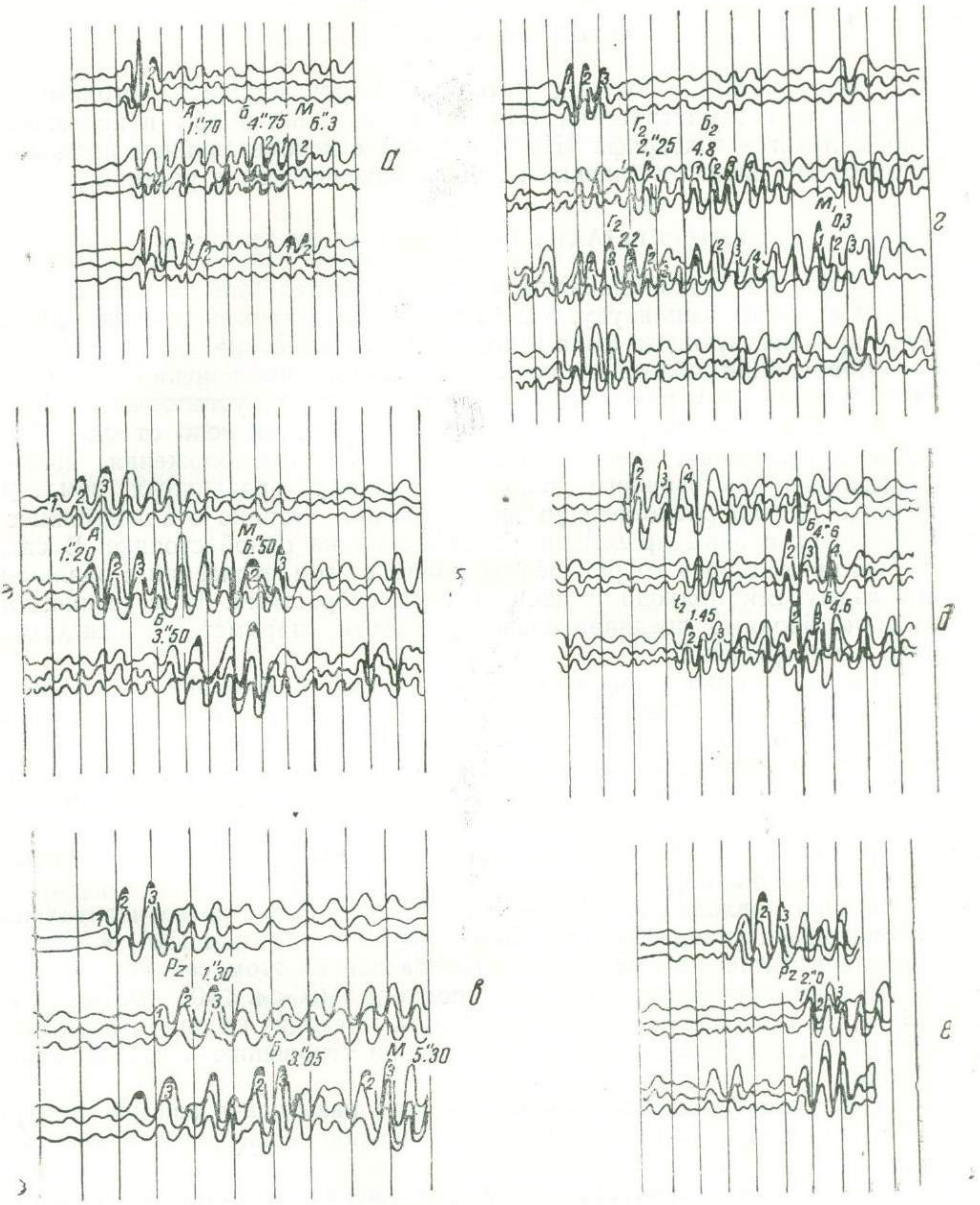


Рис. 5. Примеры записи обменных волн:

а—в Ферганской впадине, *б*—в Кураминских горах, *в*—в Приташкентском районе, *г*—в Южном Тянь-Шане, *д,е*—в Сурхандарьинской впадине.

ных. От поверхности М наибольшее количество обменов зарегистрировано при наблюдениях в Приташкентском районе—на участке Ташкент—Чардара, в центральной части Южного Тянь-Шаня они оказались малочисленными.

В целом в горных районах для удовлетворительного прослеживания обменообразующих границ требуется в 1,5—2 раза больше записей, чем в равнинных. В горных условиях выделению полезных волн мешают интенсивные волны-помехи, природа которых пока не выяснена.

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Интерпретация полевых материалов производилась методами обменных волн землетрясений (Померанцева, 1968; и др.) и исключения «нормального» годографа (И. С. Берзон) с использованием продольно-проходящих волн от близких глубокофокусных землетрясений.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОБМЕННЫХ ВОЛН ТИПА *PS*

Волны *PS* четко выделяются только на тех записях, на которых волны *P* имеют амплитуду, в 2—5 раз и более превосходящую амплитуду предшествующего фона и последующих колебаний.

Корреляция обменных волн. На опыте наблюдений обменных волн в различных районах Советского Союза установлено, что на записи одного землетрясения интервал корреляции волн от одной границы не превышает 10—15 *км*. Выходом из этого положения явилось бы наличие достаточного количества записей различных землетрясений с близко расположенными очагами. Однако эта возможность ограничена сроком проведения наблюдений на одной стоянке. В связи с этим приходилось коррелировать волны от землетрясений с различными азимутами подхода и кажущимися скоростями. Естественно, при этом необходимо предварительно учитывать параметры каждого из этих землетрясений.

Распознавание «боковых» волн. Под «боковыми» понимаются волны различной природы, поляризованные вне плоскости луча продольных колебаний. Надежным способом определения таких волн является сравнение азимутов поляризации исследуемых и продольных колебаний. Однако применение этого способа было невозможным вследствие отсутствия контроля чувствительности трактов. В связи с этим отделение «боковых» волн от обменных производилось по следующим признакам:

1) при подходе луча вдоль оси какого-либо из горизонтальных сейсмографов (например, при азимуте луча $\alpha=90°$ или 180°) «боковой» считалась волна, не имеющая составляющей на этом сейсмографе;

2) при других направлениях подхода ($0°<\alpha<90°$, $90°<\alpha<180°$ и т. п.) за «боковые» принимались волны, имеющие на одном из сейсмографов составляющую обратного знака по отношению к составляющей *P*-волны.

В первом случае отсеивались волны с разницей в азимуте поляризации $\pm 90°$, а во втором $\pm 45°$ по отношению к плоскости продольных колебаний.

Выбор параметров среды для построения глубинных разрезов. Значения пластовых скоростей в земной коре заимствованы у Е. М. Бутовской и др., В. К. Кулагина, А. В. Егоркина и др.

Коэффициент отношения скоростей продольных и поперечных волн $\left(K=\frac{V_p}{V_s}\right)$. *Срединный Тянь-Шань.* На отрезках профиля Ахангаран—Камчик и Камчик—Сох по результатам наблюдений взрывов, местных и близких землетрясений составлены сводные годографы $t_p(\Delta)$ и $t_s(\Delta)$. После осреднения они были пе-

ресчитаны в графики $V_{п}^{p}(H)$ и $V_{п}^{s}(H)$ по упрощенной формуле Чибисова (Урупов, 1968):

$$H = 2{,}303\,\frac{\Delta x}{\pi}\sum_{i=1}^{n}\lg\left(\frac{V_n^*}{V_i^*}+\sqrt{\frac{V_n^{*2}}{V_i^{*2}}-1}\right);$$

$$V_{п}(H) = V_n^*,$$

где H — максимальная глубина проникновения луча с кажущейся скоростью V_n^*; Δx — шаг снятия с годографа значений кажущихся скоростей; $V_{п}(H)$ — пластовая скорость на глубине H.

Затем был получен график $K(H)$, использованный для всей северо-восточной части территории. Для осадочного чехла Приташкентского района (отрезок Ахангаран—Чардара) при задании $K(H)$ привлекались данные И. В. Померанцевой.

Южный Тянь-Шань. Ввиду малого количества записей местных и близких землетрясений с очагами, расположенными в пределах земной коры, определение $V_{п}^{p}(H)$ и $V_{п}^{s}(H)$ по годографам не проводилось; были использованы данные В. К. Кулагина.

Определение скоростных параметров по наблюдениям обменных волн. Определение значений скоростей непосредственно по данным МОВЗ обычно не проводится. Нами была предпринята попытка восполнить этот пробел.

Запишем зависимость времени запаздывания волны при горизонтальной границе обмена в следующем виде (Померанцева, 1968):

$$\Delta t_j = \frac{H}{\cos i_s\,\overline{V}_s} - \frac{H}{\cos i_p\,\overline{V}_p} + \frac{H}{V_j^*}(\operatorname{tg} i_p - \operatorname{tg} i_s),$$

где Δt_j — время запаздывания волны PS, образовавшейся на глубине H при кажущейся скорости луча P, равной V_j^*; $\overline{V}_p$, $\overline{V}_s$ — значения средних скоростей продольных и поперечных волн; i_p, i_s — углы, дополнительные к углам подхода продольной и поперечной волн к дневной поверхности.

Можно показать, что наличие трех наблюдений от одной точки обмена на записях землетрясений с различными V^* достаточно, чтобы из отмеченного уравнения составить систему и решить ее относительно параметров H, $\overline{V}_p$, $\overline{K}=\frac{\overline{V}_p}{\overline{V}_s}$

Исследуемая территория благоприятна для применения описываемого метода, потому что здесь регистрируются обменные волны с кажущимися скоростями от 8,0 до 25—30 *км/сек*. Времена запаздывания для глубин порядка 20 *км* составляют 0,3—0,4 сек., а для 50 *км* — до 1,0 сек. Для границ, залегающих на глубине 1—2 *км*, это различие становится уже соизмеримым с точностью снятия времен на сейсмограммах. Надежные результаты в этом случае можно получить лишь при большом количестве наблюдений.

Анализ точности вычисления параметров среды по волнам PS показывает, что при соответствующем выборе используемых данных

погрешности этого способа связаны в основном только с ошибками в определении значений времен запаздывания; относительные ошибки вычислений соизмеримы с точностью отсчета времени на сейсмограммах.

В отличие от способов, основанных на наблюдении монотипных волн, на точность описываемого метода практически не влияют такие факторы, как погрешности в определении координат источника и времени в очаге землетрясения. Основной трудностью при вычислении скоростных параметров по волнам *PS* является взаимная идентификация регистрируемых обменов. Нами такая идентификация проводилась по глубинным разрезам, построенным с помощью материалов сейсмологии.

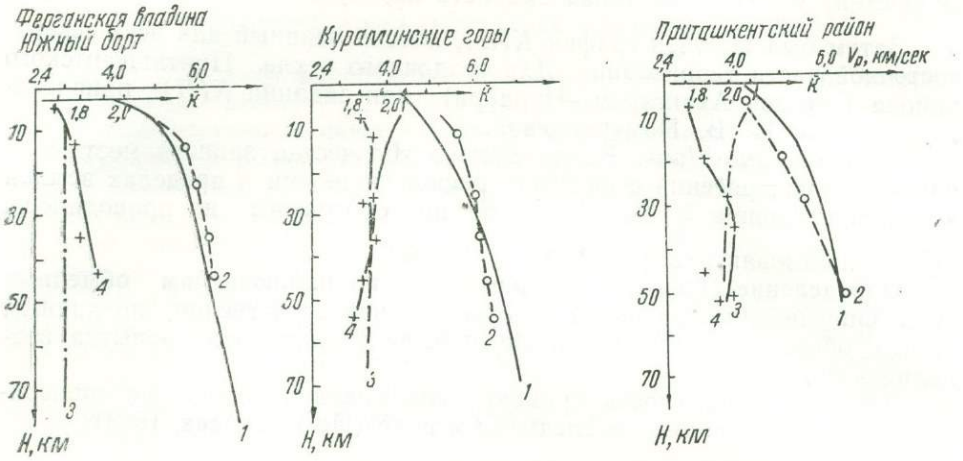


Рис. 6. Примеры определения скоростных параметров по данным МОВЗ:

1,2—кривые $\overline{V}_p$ (H) по наблюдениям волн *P* и *PS*; *3,4*—кривые $\overline{K}$ (H) по наблюдениям монотипных и обменных волн.

При достаточно простой волновой картине взаимная увязка обменов может осуществляться, очевидно, и по временным разрезам, Результаты вычислений скоростных параметров по волнам *PS* для различных участков исследованной территории приводятся на рис. 6.

Вычисление глубин и сейсмических сносов. Для определения глубины залегания обменообразующих точек использовалась формула Hasegawa (1930):

$$\Delta t = \frac{H(K-1)}{\overline{V}_p}\left(1 + \frac{1}{2\overline{K}} \cdot \frac{\overline{V}_p^2}{V^{*2}}\right),$$

отсюда:

$$H = \frac{\Delta t \cdot \overline{V}_p}{(\overline{K}-1)\left(1 + \frac{1}{2\overline{K}} \cdot \frac{\overline{V}_p^2}{V^{*2}}\right)}.$$

Величина сейсмического сноса находилась по выражению:

$$L = \frac{H \operatorname{tg} i_p + H \operatorname{tg} i_s}{2},$$

где L — сейсмический снос. Все вычисления проводились на ЭВМ „Минск—22" по программе, составленной В. А. Паком.

Оценка точности построения глубинных разрезов. Ошибки в определении глубин до поверхности фундамента. Для оценки точности определений достаточно ограничиться анализом формулы Hasegawa в ее упрощенном виде:

$$H = \frac{\Delta t\, \overline{V}_p}{\overline{K} - 1}.$$

Отсюда относительная ошибка в вычислении абсолютного значения глубины будет равна:

$$M_{H_{\text{абс}}} = M_{\Delta t} + M_{\overline{V}_p} + M_{(\overline{K}-1)}, \qquad (2)$$

где $M_{H_{\text{абс}}}$, $M_{\Delta t}$, $M_{\overline{V}_p}$, $M_{(\overline{K}-1)}$ — относительные ошибки в определении H, Δt, $\overline{V}_p$ и $(\overline{K}-1)$. Таким образом, относительная ошибка при вычислении глубины должна складываться из относительных ошибок в определении времени запаздывания обменной волны, средней скорости продольных волн и величины $(\overline{K}-1)$.

Погрешности в определениях $\overline{V}$ и K, по-видимому, постоянны в пределах отдельных регионов, так что влиянием их на конфигурацию обменообразующих границ можно пренебречь. Поэтому будем рассматривать отдельно ошибки в вычислении абсолютной глубины и в превышениях глубин $M_{H_{\text{пр}}}$. Нетрудно видеть, что;

$$M_{H_{\text{пр}}} = 2 \cdot M_{\Delta t}. \qquad (3)$$

Погрешность в определении времени запаздывания может быть обусловлена двумя причинами: неточностью в отсчете Δt на сейсмограммах и неправильностью идентификации фаз волн PS и P. Последнее обстоятельство не влияет на точность построения границы: из-за ошибки в фазе обменообразующая точка ложится значительно глубже или выше своего истинного местоположения. На определении глубины, следовательно, сказывается лишь неточность отсчета. Считая ее равной $\pm 0{,}05$ сек., для поверхности фундамента получим:

при $\Delta t \sim 1{,}0$ сек. $M_{\Delta t} = 5\%$, $M_{H_{\text{пр}}} = 10\%$;

при $\Delta t \sim 2{,}0$ сек. $M_{\Delta t} = 2{,}5\%$, $M_{H_{\text{пр}}} = 5\%$.

В Приташкентском районе параметр $\overline{V}_p$ определен по данным сейсмокаротажа с точностью $\pm$ 30 *м/сек* при скорости 2500 *м/сек*. Относительная ошибка в вычислении скорости составляет: $M_{\overline{V}_p} = 1{,}2\%$.

Точность определений K в этом районе равна 3%. Предполагая, что $K \approx 2{,}0$, получим:

$$M_{(\overline{K}-1)} \approx 2M_{\overline{K}} = 6\%.$$

Итак, для единичных определений имеем:

$$M_{H_{\text{абс}}} = 5\% + 1\% + 6\% = 12{,}0\%.$$

В Ферганской и Сурхандарьинской впадинах для осадочного слоя использовались значения скорости, известные по данным ГСЗ с точностью $\pm$ 100 *м/сек*, что при $\overline{V}_p$, равном 4500 *м/сек*, составляет 2,4%.

В Ферганской впадине скорость поперечных волн можно опреде-

лить по годографу прямой волны с точностью ± 10% (Урупов, 1968). Тогда:

$$M_{\overline{K}-1} \approx 2\ (M_{V_p} + M_{V_s}).$$

В Сурхандарьинской впадине величина K вычислялась (Кулагин и др.) по графикам Wadati (1927). По-видимому, ошибка $M_{\overline{K}-1}$ здесь имеет тот же порядок — около 24%.

Так как для отмеченных регионов точность в вычислении времени обмена от фундамента составляет 2,5%, для единичных определений глубин и их превышений получим: $M_{H_{абс}} = 2{,}5\% + 2{,}2\% + 24{,}2\% = 28{,}9\%$; $M_{H_{пр}} = 5\%$.

Абсолютные и относительные значения глубин до кровли фундамента определены со следующей ошибкой: 1) в Приташкентском районе — не более 12 и 10%; 2) в Ферганской и Сурхандарьинской впадинах — не более 29 и 5%.

Ошибки в глубинах глубоких границ также могут быть определены по зависимостям (2) и (3).

Основную трудность представляет подсчет погрешности при задании $\overline{K}$. Кроме того, расчет, исходя из точности определений $\overline{V}_p$ и $\overline{V}_s$, приводит, по-видимому, к значительному завышению величины $M_{\overline{K}-1}$. Действительно, если даже принять точность определения скоростей при подсчете $\overline{K}$, равной 10%, получим:

$$M_{\overline{K}-1} \approx 2\left(M_{\overline{V}_p} + M_{\overline{V}_s}\right) = 40\%.$$

На самом же деле расхождение $M_{\overline{K}-1}$ с известными для других территорий СССР (Булин, 1968) не превышает 5%. Это дает основание считать величину $M_{\overline{K}-1}$, равную 10%, более вероятной.

Учитывая, что для больших глубин $\delta(\Delta t) \approx 0{,}05$ сек. и $\delta\overline{V}_p \approx \approx 0{,}10$ *км/сек*, получим:

а) для поверхности „базальтового" слоя: $\Delta t = 4{,}0$ сек, $\overline{V}_p = 5{,}6$ *км/сек*, следовательно $M_{\Delta t} = 1{,}25\%$, $M_{V_p} = 1{,}80\%$, $M_{H_{абс}} = 13\%$.

б) для границы *M*: $\Delta t = 6{,}0$ сек., $\overline{V}_p = 5{,}9$ *км/сек*, следовательно, $M_{\Delta t} = 0{,}8\%$, $M_{\overline{V}_p} = 1{,}7$, $M_{H_{абс}} = 12{,}5\%$, $M_{H_{пр}} = 1{,}6\%$.

Интерпретация продольно-проходящих волн от близких глубокофокусных землетрясений

При изучении глубинного строения земной коры станциями «Земля» до настоящего времени использовались лишь обменные волны *PS*. Опыт показывает, что от глубинных границ (ниже поверхности палеозойского фундамента) количество наблюдаемых обменных волн *PS* резко уменьшается, нередко появляются только одиночные обмены, поэтому прослеживание соответствующих границ вдоль профиля становится затруднительным. В то же время продольно-проходящие волны от близких землетрясений ($\Delta = 50$—300 *км*) с различными глубинами очагов довольно «чувствительны» к изменению рельефа сейсмических границ. Эти волны нами привлекались для изучения границы M по профилям I—I и I^б—I^б.

Всего использовано 78 глубокофокусных землетрясений ($H_{оч}$=80—250 *км*) с эпицентрами в Памиро-Гиндукушской сейсмоактивной области с эпицентральным расстоянием порядка 200—350 *км*. Записи этих волн следятся в первых вступлениях, являясь доминирующими по интенсивности; амплитуда их в 3—5 раз превосходит амплитуды волн, следующих за ними.

Интерпретация проводилась методом исключения «нормального» годографа, предложенным И. С. Берзон.

Для каждого землетрясения определялось эпицентральное расстояние (Δ), азимут подхода (α), кажущаяся скорость (V^*). Затем строи-

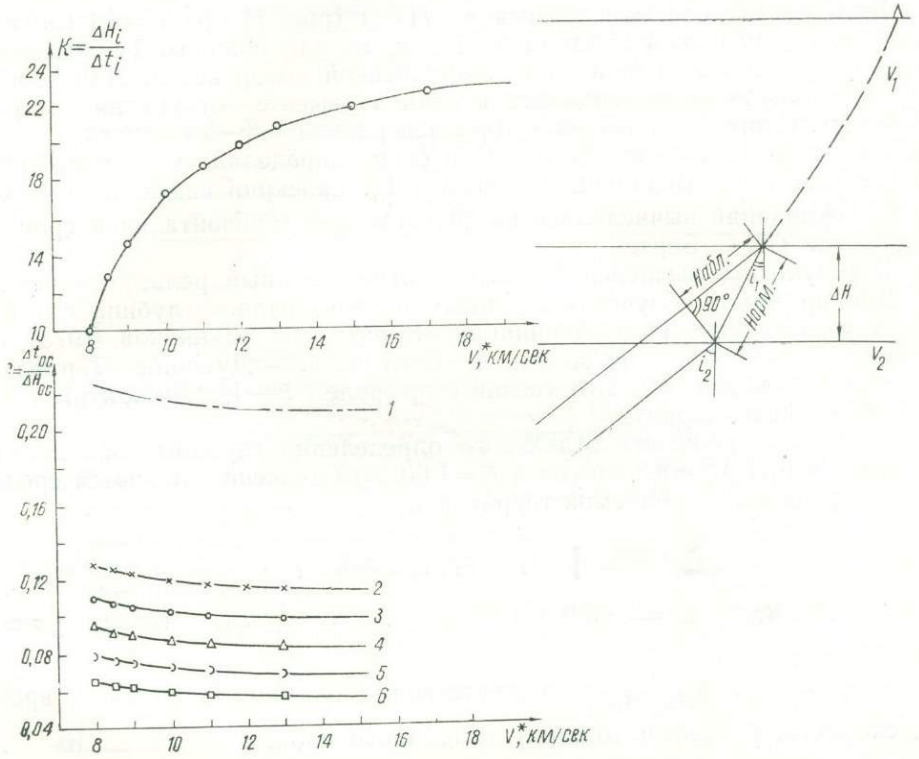


Рис. 7. Схема хода лучей продольно-проходящих волн и графики зависимостей коэффициентов $K=f(\Delta H, V^*)$ и $C=f\,\Delta H_{oc}$, V^*): ΔH_i — отклонение истинной глубины до преломляющей границы от „нормальной" в точке преломления луча; $\bar{V}_1$ — средняя скорость продольной волны в земной коре; V_r — граничная скорость на поверхности М; V^* — кажущаяся скорость продольных волн; ΔH_{oc} — мощность осадочной толщи; Δt_{oc} — поправка за осадочный слой; *1*, *2*, *3*, *4*, *5*, *6* — кривые для различных скоростей в осадках (соответственно 2, 6; 3, 4; 3, 6; 3, 8; 4, 0 и 4,2 *км/сек*).

лись нормальные и наблюденные годографы и определялись значения отклонений от нормального годографа (Δt_i).

В качестве нормального использовался годограф проходящей *P*-волны Памиро-Гиндукушских землетрясений при мощности земной коры 50 *км*, градиентах скорости в земной коре 0,003 и в верхней мантии—0,0004 и перепаде скоростей продольной волны на поверхности М от 7,0 до 8,0 *км/сек*, составленный А. А. Лукком.

Для вычисления относительных глубин использовался коэффициент:

$$K_i = \frac{\Delta H_i}{\Delta t_i} = \frac{\overline{V} \cdot \cos i_1}{\left[1 - \frac{\overline{V}}{V_г} \cos (i_2 - i_1)\right]},$$

где ΔH — отклонение глубины точки преломления луча от глубины, соответствующей „нормальному" годографу; $\overline{V}$ — средняя скорость в земной коре; $V_г$ — граничная скорость поверхности M; $i_1 = \text{arc} \times \sin \frac{\overline{V}}{V_i^*}$; $i_2 = \text{arc} \sin \frac{V_г}{V_i^*}$.

Была составлена номограмма $K = f(V^*)$ (рис. 7) при $\overline{V} = 6{,}1$ *км/сек* для Сурхандарьинской впадины и 6,3 *км/сек* для Южного Тянь-Шаня. Затем вводилась поправка за рельеф дневной поверхности. Для этого пункты наблюдения приводились к единой высоте от уровня моря (+300 *м*). Скорость приведения бралась равной 5,3—5,4 *км/сек*.

Поправка за толщину осадочного слоя определялась с помощью кривых $C = f(V^*)$. Величины L_i сноса и L_i', проекции сноса на поверхность наблюдений вычислялись по формуле для горизонтальной границы раздела (И. С. Берзон).

В результате вычислений получен относительный рельеф границы М. Для привязки полученных данных использовалась глубина границы М по профилю ГСЗ Ленинабад—Караунгур (Зуннунов, 1973) в точке пересечения с профилем I—I (Алмалык—Душанбе—Термез), который в свою очередь был увязан с профилем $I^б$—$I^б$ (Джаркурган — Шерабад—Дехканабад).

Оценим погрешность отдельного определения глубины залегания границы М при $V^* = 8{,}8$ *км/сек* и $K = 14{,}0$. Эти значения являются средними в пределах исследуемой территории;

$$\sum \sigma = \pm \sqrt{\sigma_t^2 + \sigma_{\overline{V},\, V_г}^2 + \sigma_{\Delta t_р,\, \Delta t_{ос}}^2},$$

$\sigma_t = \pm 1{,}4$ *км*, $\sigma_{\overline{V},\, V_г} = \pm 3{,}0$ *км*, $\sigma_{\Delta t_р,\, \Delta t_{ос}} = \pm 1$ *км*, тогда $\sum \sigma = \pm 3{,}4$ *км*;

где σ, σ_t, $\sigma_{\overline{V},\, V_г}$, $\sigma_{\Delta t_р,\, \Delta t_{ос}}$ — соответственно ошибки за глубину, время, скорость, рельеф и толщину осадочного слоя.

Результаты исследований

Стратификация сейсмических горизонтов. На полученных глубинных разрезах выделяется довольно большое количество границ. Наиболее четкие обменные волны зарегистрированы от горизонта, отождествляемого с поверхностью фундамента. В Приташкентском районе стратификация его основана на данных бурения и материалах КМПВ, Ферганской и Сурхандарьинской впадинах — ГСЗ. Выделены также обменные волны, соответствующие границам М, К. В частности, в Приташкентском районе на времени 5,5 сек. регистрируются доминирующие по интенсивности и повторяемости обмены, в Ферганской впадине такие волны зарегистрированы на времени 7,8 сек. Отмеченные волны соответствуют границе М. На ряде участков (Сурхандарьинская впадина, Моголтау и др.) четко выделяются волны на временах 3,5—4,5 сек., соответствующие границе К.

Строение земной коры по профилю $I^а$—$I^а$ (Сох—Ангрен—Ташкент—Чардара). Из выделяемых на глубинном разрезе (рис. 8) границ

обмена наиболее надежно прослежена поверхность домезозойского фундамента. Обменные волны, соответствующие ей, очень четкие, хорошо коррелируются от станции к станции и регистрируются в первых вступлениях. Исключение составляет Ферганская впадина, где отмеченные волны прослежены в последующих вступлениях и динамически выра-

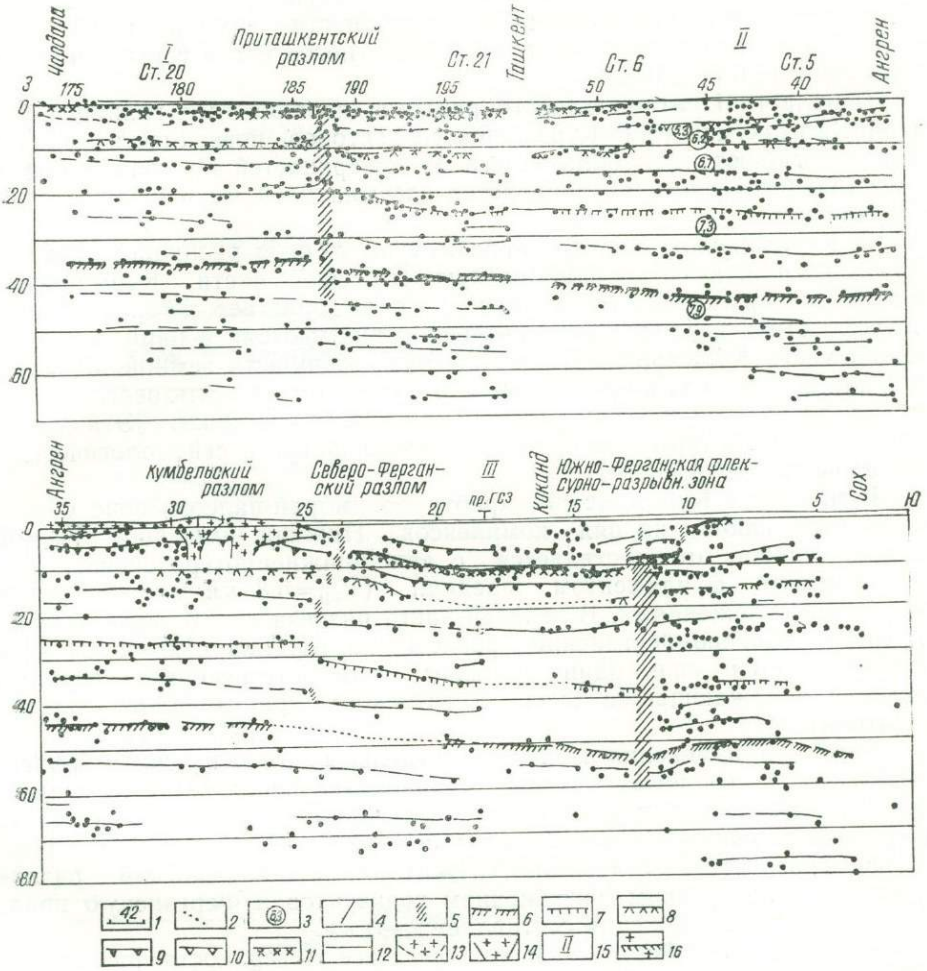


Рис. 8. Разрез земной коры и верхней мантии по профилю Сох—Ангрен—Ташкент—Чардара:

1—пункты наблюдений со станциями „Земля"; *2*—обменообразующие точки; *3*—значения пластовых скоростей (V_p) в слоях; тектонические нарушения: *4*—известные; *5*—выделяемые по данным МОВЗ; границы обмена; *6*—поверхность М; *7*—поверхность К; *8*—кровля „гранитов" (граница Г); *9*—граница А (архей-нижнепротерозойское основание?); *10*—граница *R* (кровля рифей-вендских образований?); *11*—кровля палеозойского (домезозойского) фундамента (*Pz*); *12*—прочие границы; контуры интрузий: *13*—по данным геологии с использованием материалов магнито- и гравиметрии; *14*—по данным МОВЗ; *15*—геотектонические секторы Курамино-Ферганской подзоны (см. на рис.: I—Восточно-Кызылкумский, II—Кураминский, III—Центрально-Ферганский); *16*—точки преломления лучей и граница М по наблюдениям продольно-проходящих волн.

жены значительно слабее. Границы М и К выделяются главным образом статистически по сгущению точек обмена и последующей привязке соответствующей линии осреднения к известному (по ГСЗ) разрезу (рис. 8).

Рассматриваемый профиль пересекает часть Срединного Тянь-Шаня в пределах Восточно-Кызылкумского, Кураминского и Центрально-Ферганского геотектонических секторов (блоков) (Ахмеджанов, Борисов и др., 1971).

В зоне Восточно-Кызылкумского сектора (пункты 174—185) все поверхности раздела залегают субгоризонтально. Здесь отмечаются минимальные для профиля значения мощности земной коры — 36—38 *км*. Мощность «базальтового» и «гранитного» слоев составляет соответственно 15,0 и 12,0 *км*.

В области Приташкентского разлома, являющегося границей Восточно-Кызылкумского и Кураминского секторов, поверхности раздела резко прогибаются, глубина залегания поверхностей М, «базальтового» и «гранитного» слоев увеличивается здесь на 2—3 *км* в юго-восточном направлении.

В Кураминском секторе горизонты ведут себя различно: границы М и К погружаются по направлению к осевой части Кураминского хребта; поверхность «гранитного»[1] слоя залегает горизонтально. Поверхности в верхней части разреза поднимаются в направлении к осевой части Кураминского хребта. Здесь мощность земной коры увеличивается с запада на восток от 39,0 до 46,5 *км*, «базальтового» слоя — от 15,0 до 20,0 *км* и «гранитного» — от 12,0 до 17,0 *км*. Эти данные близки к тем, которые были получены площадными сейсмологическими исследованиями (см. гл. I).

В пределах Кураминского хребта докембрий-палеозойские образования разбиваются на ряд комплексов. Нижний, имеющий $V_{пр}=6{,}2$ *км/сек*, условно отождествляется с архей-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом, средний ($V_{пр}=5{,}8$ *км/сек*) — с рифей-вендскими отложениями. В верхней части разреза в интервале профиля г. Ангрен—Северо-Ферганский разлом на глубине 1,5—2 *км* четко прослеживается еще один горизонт, соответствующий, вероятно, подошве обнажающегося здесь Ангренского гранитоидного плутона («батолита»).

Характер изменения мощности отдельных слоев докембрийско-палеозойской толщи следующий: у рифей-вендских (?) отложений — 2,0 *км*, палеозойских уменьшается с запада на восток от 5,5 до 3,5 *км*, интрузивных тел — 1,5—2,0 *км*. Границей между Кураминским и Центрально-Ферганским секторами служит Северо-Ферганский разлом, проявляющийся резким погружением горизонтов в Ферганскую впадину. Амплитуда погружения составляет 2—3 *км*.

В Центрально-Ферганском секторе все поверхности раздела, по данным МОВЗ, включая горизонты, расположенные в верхней части разреза, залегают синклинально. В этом районе отмечается наибольшая для профиля мощность земной коры — 53 *км*, что согласуется с результатами исследований Б. С. Вольвовского и др. (1961). Однако это увеличение происходит только за счет мощности мезо-кайнозойского чехла. Мощность консолидированной коры при переходе в Ферганскую впадину уменьшается до 41,5 *км*, «базальтового» слоя — до 14—15 *км*. Южно-Ферганский разлом отмечается изгибом сейсмических границ и сгущением точек обмена в этой полосе.

Строение земной коры по профилю I—I Алмалык—Ура-Тюбе—Душанбе—Термез. Профиль пересекает горные сооружения Срединного и Южного Тянь-Шаня и Сурхандарьинскую впадину (рис. 9). Наиболее надежно по обменным волнам здесь прослеживается граница, отожде-

[1] Имеется в виду «нижний гранитный» («диоритовый») подслой. — *Прим. ред.*

ствляемая с поверхностью домезозойского фундамента. Обменные волны, соответствующие ей, хорошо выделяются и коррелируются Времена запаздывания их в Сурхандарьинской впадине составляют 1,5—2,1 сек.

В районе Моголтау (стоянки 22, 23) и в Сурхандарьинской впадине на временах 4,5—5,5 сек. зарегистрированы четкие обменные волны. Сейсмическая граница, построенная по ним, отождествляется с границей К.

Надежность построения границы М по обменным волнам в Южном Тянь-Шане и Сурхандарьинской впадине крайне низка. Остальные

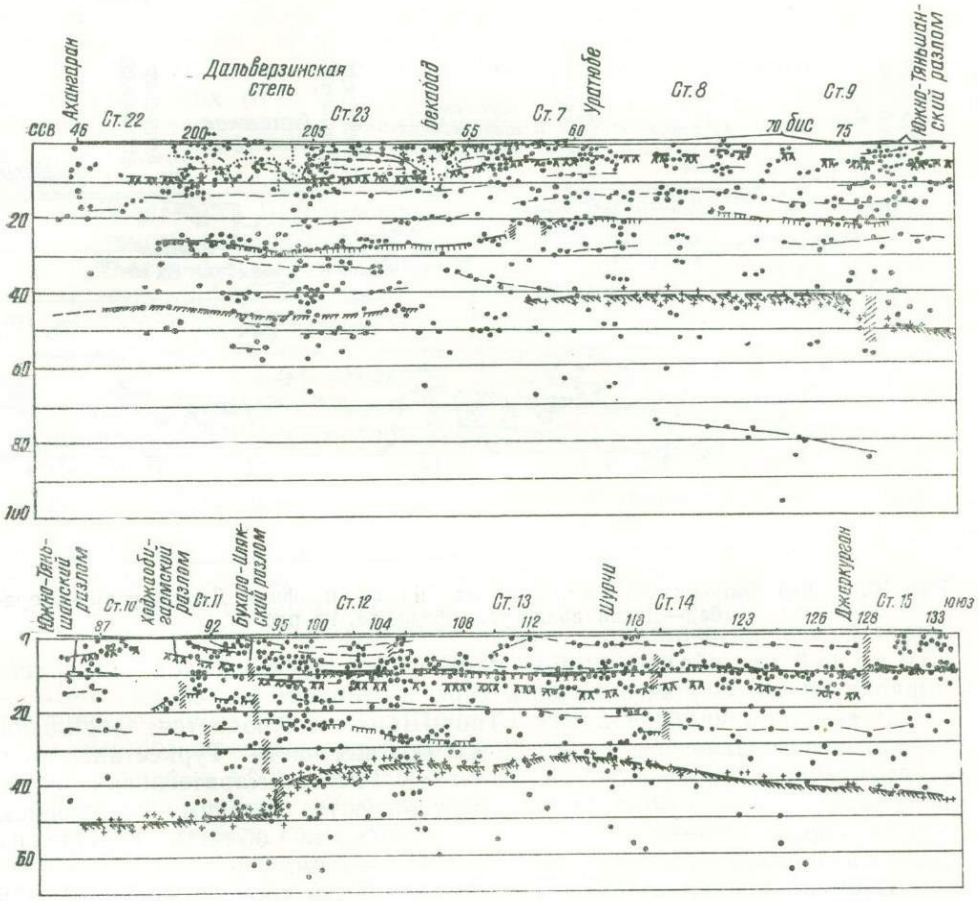


Рис. 9. Разрез земной коры и верхней мантии по профилю Алмалык—Уратюбе—Душанбе—Термез (усл. обозн. см. на рис. 8).

горизонты выделены по сгущению точек обмена. Более надежные сведения о суммарной мощности земной коры в этих регионах дают результаты обработки годографов продольно-проходящих волн от близких глубокофокусных землетрясений.

Сопоставление данных МОВЗ с геолого-геофизическим разрезом в интервале Ахангаран-Бекабад (Глубинное строение территории Узбекистана, 1971) показывает, что интрузивные тела довольно хорошо оконтуриваются обменообразующими точками. По-видимому, здесь открываются новые возможности для использования метода обменных волн.

Во всех пересекаемых профилем геотектонических областях наблюдается существенно различное строение земной коры. На участке, соответствующем Курамино-Ферганской подзоне (Срединный Тянь-Шань), точнее, его Кураминскому геотектоническому сектору (по О. М. Борисову), сейсмические горизонты ведут себя сравнительно спокойно. Границы *A* и *R* (рис. 9), отождествляемые с кровлями архей-нижнепротерозойского фундамента и рифей-вендских образований, и поверхность *Г* залегают здесь горизонтально; кровля «базальта» и поверхность М испытывают общее погружение в южном направлении. Мощность палеозойских образований сокращается к югу от 4,0 до 1,5—2,0 *км;* «гранитов» несколько увеличивается в этом направлении от

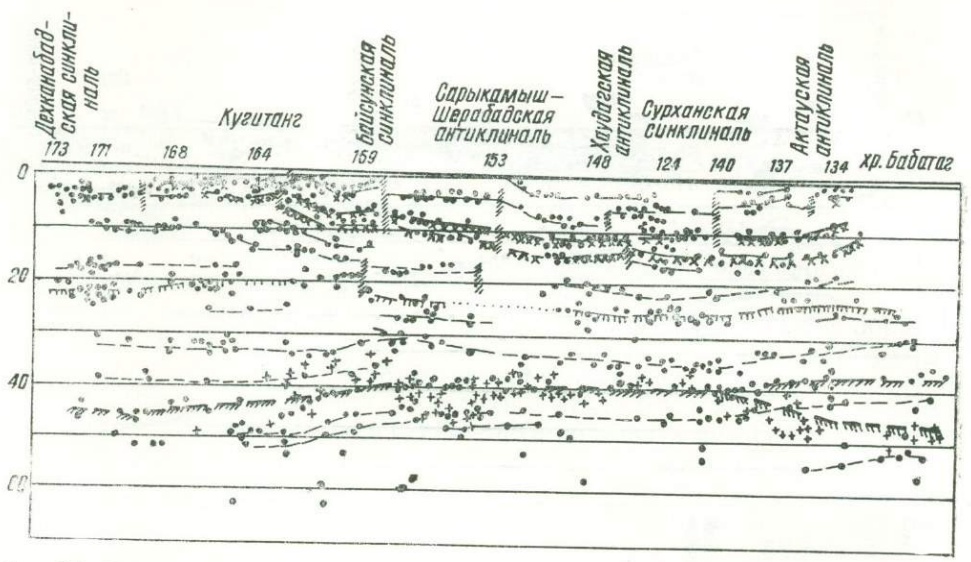


Рис. 10. Разрез земной коры и верхней мантии по профилю Джаркурган—Шерабад—Дехканабад (усл. обозн. см. на рис. 8).

15,0 до 18,0 *км;* «базальтовый» слой повсеместно имеет мощность порядка 22 *км*. Общая мощность коры составляет 42—45 *км*.

В северной части Южного Тянь-Шаня наблюдается локальное уменьшение мощности коры до 39 *км* (южная часть Туркестанского и северная часть Зарафшанского хребтов). Гиссаро-Каратегинские горы, включая и Гиссарскую долину, характеризуются резким утолщением земной коры до 48—50 *км*. С севера и юга эта область ограничена разломами, амплитуда которых достигает 5—7 *км*.

В целом по характеру изменения мощности слоев земной коры и особенно докембрийско-палеозойских образований эта область может быть подразделена на три зоны.

1. Осевая часть Туркестанского хребта (пункты 67—75). Мощность докембрийско-палеозойских образований составляет 3—4 *км*, «гранитного» слоя — 20 *км*, «базальтового» — 30 *км*. Этот интервал примерно соответствует Зарафшано-Туркестанской тектонической зоне (Кухтиков, 1964).

2. Область Зарафшанского и Гиссарского хребтов (пункты 76—85), характеризуется увеличением мощности докембрийско-палеозойских образований до 7 *км* в осевой части Гиссарского хребта (перевал Анзоб).

3. Интервал между зоной Южно-Тяньшаньских разломов и Ходжа-Обигармским (пункты 86—90), характеризуется уменьшением мощно-

сти докембрийско-палеозойских образований до 4—5 *км* и «гранитного» слоя — до 12—13 *км*. Этот участок примерно соответствует Османталинской тектонической зоне (Кухтиков, 1964).

Среди выделяемых в Южном Тянь-Шане промежуточных границ заслуживает внимания поверхность M_1 в верхней мантии. Прослеживается она четкими, интенсивными обменами со временем запаздывания 8,9—9,5 сек., глубина залегания границы M_1 составляет 77—83 *км*. Аналогичные волны были зарегистрированы здесь Н. К. Булиным.

Южнее, в области перехода в Сурхандарьинскую впадину, все горизонты резко погружаются на 5—8 *км* по линии Бухаро-Илякского разлома. В Сурхандарьинской впадине мощность «гранитного» слоя увеличивается от 10—12 *км* на севере (пункты 96—100) до 15—16 *км* в районе Шурчи. Толща домезозойских образований перекрыта чехлом мезо-кайнозойских (8—11 *км*). Внутри осадочного чехла достаточно четко выделяется граница, расположенная в районе Шурчинского поднятия на глубине 1,5—2 *км*, в Джаркургане — 3,5—4,0 *км*. Она повсюду залегает согласно с поверхностью фундамента.

Сводовая часть Шурчинского поднятия (пункты 117—119) осложнена разломом, амплитуда которого с глубиной увеличивается от 1 *км* по поверхности фундамента до 3 *км* по кровле «базальтового» слоя. Разлом, выделенный в райне Актауской антиклинали (пункты 128—129), имеет амплитуду 1,5 *км* по поверхности фундамента.

По данным интерпретации продольно-проходящих волн от близких глубокофокусных землетрясений, в центральной части Сурхандарьинской впадины мощность земной коры наименьшая — 34—36 *км*. В сторону Северного и Южного бортов впадины она увеличивается до 37—39 *км* в районе Денау и до 40—41 *км* в районе Джаркургана. На юге Сурхандарьинской впадины мощность земной коры составляет 43—45 *км*.

Отмечается некоторое различие в определении глубины залегания поверхности М методами продольно-проходящих и обменных волн. Обменные волны, отождествляемые с этой границей, в пределах Сурхандарьинской впадины наблюдаются лишь эпизодически, а в области Южного Тянь-Шаня почти совсем не регистрируется.

Представляется целесообразным пересмотреть результаты интерпретации обменных волн в Сурхандарьинской впадине, касающиеся глубинных обменообразующих границ, с учетом результатов переинтерпретации данных ГСЗ, метода продольно-проходящих сейсмических волн и дополнительных работ со станциями «Земля».

Строение земной коры по профилю $I^б$—$I^б$ (Дехканабад—Бабатаг). Верхняя часть разреза земной коры территории юго-западных отрогов Гиссара и Сурхандарьинской впадины в широтном направлении характеризуется блоковым строением. По результатам, полученным по профилю $I^б$—$I^б$ (рис. 10), отчетливо выделяется пять ступенчатых блоков, соответствующих мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссара, Байсунской, Шерабадской и Сурханской синклинальным и Актауской антиклинальной зонам (Б. Б. Таль-Вирский).

Наибольшим погружением поверхностей раздела характеризуется блок земной коры, соответствующий Сурханской синклинальной зоне. Мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла здесь достигает 11,5 *км**. В направлении к юго-западным отрогам Гиссара наблюдается

* Такая же цифра получена для этого района в 1972 г. в результате магнитотеллурического зондирования. — *Прим. ред.*

сокращение мощности осадочного чехла. В пределах Хаудагской антиклинали перепад глубин по кровле фундамента составляет 3,0 *км*, а в зоне Сарыкамыш-Шерабадской гряды — около 1,5 *км*. Западная граница Байсунской синклинальной зоны характеризуется крутым (порядка — 45°) подъемом кровли фундамента в сторону свода Кугитангского поднятия (рис. 9). Переход от юго-западных отрогов Гиссара к Дехканабадской синклинальной зоне сопровождается резким погружением поверхности фундамента и осложнен разрывным нарушением амплитудой 2,0 *км*.

Мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла по профилю $I^б$—$I^б$ сокращается от Сурханской синклинальной зоны к хребту Бабатаг и юго-западным отрогам Гиссара от 11,0 *км* (пункт 140) до 9,0 *км* (пункт 134)—и 2,5 *км* (пункт 166 — Кугитангское поднятие), в Дехканабадской синклинальной зоне она вновь увеличивается до 4,5 *км*.

Мощность палеозойских (?) образований в рассматриваемом направлении почти не меняется и равна 2,5—4,0 *км*. Мощность «гранитного» слоя увеличивается от центральной части Сурхандарьинской впадины к горным сооружениям от 11,5 *км* в Сурханской синклинальной зоне и 12,0 *км* вблизи хребта Бабатаг до 15,5 *км* в юго-западных отрогах Гиссара. Толщина «базальтового» слоя в центральной части Сурхандарьинской впадины и в районе хребта Бабатаг равна 14,5 *км*, а в юго-западных отрогах Гиссара — 25,0 *км*. По материалам МОВЗ, мощность земной коры возрастает от хребта Бабатаг к юго-западным отрогам Гиссара — от 39—40 до 46—47 *км*.

Результаты анализа записей продольно-проходящих волн на востоке профиля расходятся с данными метода обменных волн. Согласно первому, поверхность М, залегая в районе Джаркургана на глубине 40—41 *км*, в направлении к хребту Бабатаг погружается до 44—46 *км*, а к западу к предгорьям юго-западных отрогов Гиссара глубина залегания — 40—41 *км*.

Таким образом, работы со станциями «Земля» позволили получить информацию о глубинном строении Узбекистана и сопредельных территорий. Вместе с тем опыт проведенных исследований показал, что методика наблюдений со станциями «Земля» нуждается в ряде доработок. Наряду с совершенствованием метода необходимо широко привлекать к обработке волны другого класса — продольно- и поперечно-проходящие, отраженные и т. д. Кроме того, целесообразно комплексировать наблюдения с использованием землетрясений и взрывов.

Глава II. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА ПО ДАННЫМ ГСЗ и КМПВ

Одним из главных источников сведений о глубинном строении являются результаты ГСЗ, служащие основой («каркасом») для всех последующих геолого-геофизических построений. Существующие модели земной коры и верхней мантии, блочность строения земной коры, зоны пониженных скоростей, глубинные разломы установлены главным образом по данным ГСЗ.

Исследования ГСЗ в Средней Азии начаты с 1949 г. под руководством Г. А. Гамбурцева (П. С. Вейцман, Е. И. Гальперин, Н. И. Давыдова, И. П. Косминская) в основном по системе точечного зондирования. В 1958—1965 гг. Ю. Н. Годиным и его учениками (Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, Б. Б. Таль-Вирский, К. Е. Фоменко), была разработана методика ГСЗ по системе непрерывного профилирования и исследована значительная часть территории Средней Азии (рис. 11).

В настоящее время силами Института геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева и Ферганской геофизической экспедиции треста «Узбекгеофизика» создана группа ГСЗ, в задачу которой входит анализ и переинтерпретация с единых позиций материалов ГСЗ, полученных в разное время на различном методическом уровне. Первоначально переинтерпретирован профиль (II—II) ГСЗ Фараб-Тамдыбулак протяженностью 406 *км*.

В современном тектоническом плане профиль пересекает (с юга на север) Амударьинскую впадину (Чарджоуская, Бухарская ступени), Центрально-Казылкумскую зону поднятий и Сырдарьинскую впадину (Южный борт). Главнейшие тектоно-магматические преобразования земной коры приходятся на герцинский цикл, к концу которого был сформирован Южно-Тяньшаньский мегантиклинорий, ограниченный Южно-Тяньшаньским (на юге) и Бесапано-Южно-Ферганским (на севере) разломами. К северу от него располагается Курамино-Ферганский срединный массив, а к югу — Каракумо-Таджикский активизированный выступ древней платформы (Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970).

Профиль выполнен трестами «Спецгеофизика», «Узбекгеофизика» (В З. Рябой и др.), зарегистрированы глубинные (отраженные, преломленные) волны, соответствующие границам в земной коре и верхней мантии; отмечено конформное залегание всех выделенных границ. Это явление оказалось трудно объяснимым. В дальнейшем профиль переинтерпретирован трестом «Спецгеофизика» (А. В. Егоркин и др.), и несмотря на то, что авторы при интерпретации использовали те же

годографы волн, полученные результаты не совпадали с предшествующими.

Центральная часть профиля была повторно отработана в модификации ГСЗ-МОВ Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР и трестом «Узбекгеофизика» для регистрации докритических отраженных волн. В отдельных случаях было достигнуто существенное приближение области их регистрации к пункту взрыва (Н. И. Давыдова и др.). Однако в процессе интерпретации полученных материалов вследствие недостаточно точного определения значений эффективных скоростей отражающие площадки иногда пересекались, поэтому форма

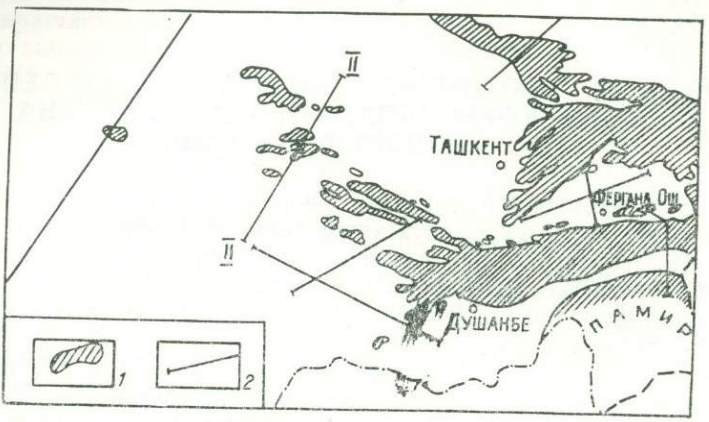


Рис. 11. Схема профилей ГСЗ, расположенных в пределах Тянь-Шаня и Памира:

1—выходы домезозойского фундамента; *2*—профили ГСЗ.

рельефа по отдельным поверхностям, включая поверхность М и границу в низах «базальтового» слоя, отображена с искажениями.

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак В. З. Рябым и А. В. Егоркиным между поверхностями фундамента и М выделены четыре промежуточные границы, причем В. З. Рябым первые три построены как преломляющие, а А. В. Егоркиным — все как отражающие. Записи волн, соответствующие промежуточным границам, расположены, за редким исключением, в последующих вступлениях, имеют штриховой характер и в общем гиперболическую форму. Поэтому представляется, что элементы годографа отмеченных волн соответствуют отдельным отражающим площадкам, расположенным между поверхностью фундамента и границей М.

Предшествующими исследованиями сейсмические границы построены последовательно сверху вниз по разрезу с учетом преломления на каждой границе. Этим ставилась в зависимость поверхность границы М от таковой промежуточных границ, а также затушевывалась главная особенность волнового поля — опорность волн, соответствующих поверхностям М и фундамента, и штриховатость промежуточной части волнового поля. Поэтому представляется целесообразным вначале определить скорость в земной коре и поверхность границы М, предварительно внеся поправку за влияние мезо-кайнозойского осадочного чехла по сейсмокаротажным определениям. Затем необходимо детально проинтерпретировать первые волны и штриховую часть волнового поля, увязать полученные результаты и путем многократного решения прямых и обратных задач составить скоростной разрез земной коры.

соответствующий наблюденному волновому полю. При этом мы исходили из высказывания, что «в интерпретации и изображении результатов возможны более объективный подход и отказ от некоторых рутинных приемов, основанных на устаревших статичных представлениях о строении земной коры» (Белоусов, 1973).

В настоящее время нами выполнена предварительная часть исследований — выявлены некоторые общие закономерности строения земной коры и детально охарактеризована верхняя часть ее разреза.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Первые исследования ГСЗ основаны на предположении о том, что волновое поле представлено в основном преломленными (головными) волнами. Впоследствии доказано преобладание в волновом поле отраженных волн. Однако при их интерпретации осуществлялась групповая корреляция, приводившая к генерализации волновой картины. Скорости определялись по одиночным годографам отраженных волн, что снижало надежность результатов.

При переинтерпретации материалов по профилю Фараб—Тамдыбулак наибольшее внимание акцентировано на выделении и прослеживании опорных волн. Осуществлена фазовая корреляция, позволившая дифференцировать волновую картину и тем самым избежать построения разреза с гладкими непрерывными границами.

Разрешающая способность отраженных волн в условиях ГСЗ в 3—10 раз выше, чем преломленных (Косминская, 1969). Отраженные волны четко выделяются не только в области, близкой к начальной точке преломленных волн, и в закритической зоне, но и в докритической. Были выделены только уверенные оси синфазности отраженных волн, по которым строились отдельные отражающие площадки: скорости определены по взаимноувязанным годографам; разрез построен путем трансформации годографов отраженных волн, расположенных на любых расстояниях от пункта взрыва, в линию $\frac{t_{0i}(x)}{2}$ способом, позволяющим оценивать и контролировать рефракцию. Преломленные волны интерпретировались известными в КМПВ способами.

Основные свойства доминирующих глубинных волн и их возможная природа

Волновое поле по профилю Фараб—Тамдыбулак представлено двумя основными группами волн, соответствующих: а) поверхности фундамента и границам в консолидированной земной коре, б) границе М и верхней мантии (рис. 12 *а*).

Первая группа состоит из волн, соответствующих поверхностям домезозойского фундамента $P^{ф}_{пр}$ и «базальтового» слоя $P^{k}_{отр}$.

Волна $P^{ф}_{пр}$ выделяется в первых вступлениях. На юге и севере профиля она прослеживается начиная с удалений 5—10 *км* на времени 2—4 сек. и затухает на времени 14—16 сек. и расстоянии 60—80 *км* от пункта взрыва. В центральной части профиля волна начинает прослеживаться от пункта взрыва и затухает обычно на расстоянии 120—140 *км*. Кажущаяся скорость ее вдоль профиля равняется 4—7 *км/сек*. Значения видимой частоты колеблются в пределах 10—17 *гц*. В начале интервала прослеживания волна регистрируется в виде интенсивного трех-пятифазного колебания. С удалением от пункта взрыва интенсив-

ность постепенно начинает ослабевать и количество фаз уменьшается до 1—2 за счет затухания первых фаз.

В спектре волны $P^{ф}_{пр}$ преобладают низкочастотные составляющие (3—10 *гц*) при $f_{рез}$ =5—10 *гц*. Амплитуда составляющих $f<10$ *гц* не превышает 20% от A_{max} (Михота, 1968). Затухание волны составляет 0,03—0,07 $\frac{1}{км}$. Непараллельность нагоняющих годографов волны незначительна — на удалении 300—1000 *м* от пункта взрыва, соответствующем первым вступлениям, составляет 0,015 сек. Исключением является Тамдытау, где развиты преимущественно вулканогенные образования и величина непараллельности достигает 0,05 сек. Анализ кинематических и динамических характеристик волны $P^{ф}_{пр}$ с учетом данных бурения и геологической съемки позволил отнести её к преломленной (слаборефрагированной) на поверхности домезозойского фундамента.

Поскольку в области расположения профиля ГСЗ Фараб—Тамдыбулак проведены также и исследования КМПВ, более подробное описание структуры и параметров волны $P^{ф}_{пр}$ будет приведено в последующих разделах (Т. Эргешев).

Волна $P^{к}_{отр}$ прослеживается на сейсмограммах в последующих вступлениях начиная с удаления 30—40 *км* на времени 9—12 сек. На расстоянии 125—150 *км* от пункта взрыва без видимого «излома» она выходит в первое вступление, а на удалении порядка 160—175 *км* на времени 27—29 сек. интенсивность ее резко падает — одна за другой исчезают фазы и ее годограф не достигает годографа волны, преломленной на границе М. Значение кажущейся скорости уменьшается по мере удаления от пункта взрыва от 7,5 до 5,8 *км/сек*. Видимая частота характеризуется значениями 11—16 *гц*, затухание составляет 0,025$\frac{1}{км}$. Годограф волны гиперболический, нагоняющие годографы не параллельны и имеют тенденцию к расхождению. Отмеченная волна, по-видимому, является отраженной на границе К.

Вторая группа состоит из волн $P^{м}_{отр}$, $P^{м}_{пр}$, соответствующих границе М.

Волна $P^{м}_{отр}$ выделяется только в последующих вступлениях в виде двух-четырехфазного интенсивного колебания. Начиная с удаления 60—80 *км* от пункта взрыва на времени 17—18 сек. на расстоянии 260—275 *км* на времени 45—48 сек. она затухает. Значения кажущейся скорости уменьшаются с удалением от пункта взрыва от 10,5 до 6,2 *км/сек*, видимая частота равна 8—16 *гц*, затухание составляет 0.01 $\frac{1}{км}$. В спектре волны (при удалении более 80 *км*) преобладают частоты 6—12 *гц* при $f_{рез}$ =8—10 *гц*. Интенсивность составляющих $f>12$ *гц* не превышает 20%, а $f<6$ *гц* — 40—60%. Принимая во внимание заметное различие частотных составов волн $P^{м}_{отр}$ и $P^{ф}_{пр}$, можно высказать предположение, что домезозойский фундамент не оказывает существенного влияния на спектр волны $P^{м}_{отр}$ (Михота, 1968).

Волна $P^{м}_{отр}$ на бóльшей части интервала прослеживания доминирует по интенсивности (рис. 13). На расстоянии 80—90 *км* от пункта взрыва она в 2—3 раза интенсивнее волны $P^{к}_{отр}$, а 130—150 *км* —

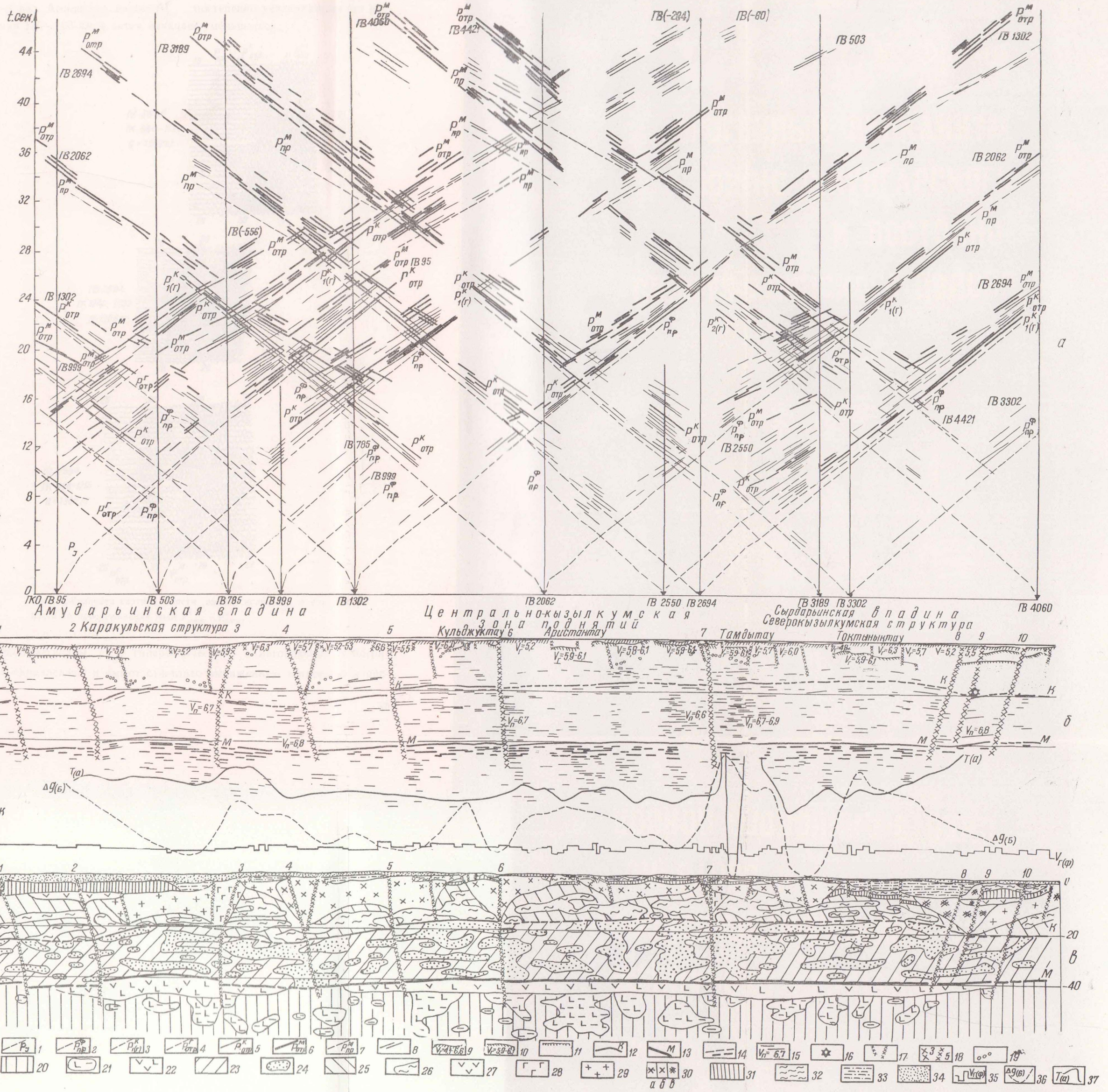


Рис. 12. Годографы волн (*а*), сейсмический разрез (*б*) и геолого-геофизическая модель земной коры (*в*) по профилю ГСЗ Фарзб—Тамдыбулак:

Годографы волн: *1*—преломленной на поверхности карбонатной юры; *2*—домезозойского фундамента; *3*—архей (?)-нижнепротерозойских образований; *4*—отраженной от границы в „гранитном" слое; *5*—отраженной на границе К; *6*—на границе М; *7*—преломленной на границе М; *8*—элементы годографов прочих волн. Сейсмические границы: *9*—поверхность домезозойского фундамента с $V_г$ =4,1—6,6 км/сек; *10*—поверхность архей (?)-нижнепротерозойских образований с $V_г$ =5,9—6,1 км/сек; *11*—поверхность, расположенная в „гранитном" слое; *12*—граница К; *13*—граница М; *14*—предполагаемые границы; *15*—отражающие площадки со значениями пластовых скоростей; *16*—очаг Кызылкумского землетрясения 1968 г. (7—8 баллов); *17*—разломы, выраженные только в верхней части земной коры; *18*—разломы, выраженные в основных слоях земной коры (см. на рис.: *1*—Амударьинский, *2*—Алатский, *3*—Арало-Гиссарский, *4*—Газлинский, *5*—Южно-Тяньшаньский, *6*—Северо-Кульджуктауский, *7*—Бесапанский, *8*—Ташагыльский, *9*—Северо-Кызылкумский, *10*—Шаргаматский); *19*—точки дифракции. Верхняя мантия: *20*—участки массивного строения; *21*—участки слоистого строения; *22*—слой, переходный от земной коры к верхней мантии. „Базальтовый" слой: *23*—участки массивного строения; *24*—участки слоистого строения с $V_п$ =6,6—6,9 км/сек. „Гранитный" слой. „Диоритовый" подслой: *25*—участки массивного строения; *26*—участки слоистого строения с $V_п$ =6,1—6,4 км/сек; *27*—пласт из пород основного состава. „Гранитогнейсовый" слой: *28*—тела основного—ультраосновного состава с граничной скоростью на поверхности 5,9—6,0 км/сек; *29*—тела гранитоидов предположительно дорифейского возраста с граничнойскоростью на поверхности 5,1—5,7км/сек; *30*—тела гранитоидов позднепалеозойского возраста (*а*—геосинклинальные, *б*—телеорогенные, *в*—вулканодуговые) с граничной скоростью на поверхности 5,1—5,7 км/сек; *31*—кристаллическая толща архея (?)—нижнего протерозоя с граничной скоростью на поверхности 5,9—6,1 км/сек. „Осадочный" слой: *32*—терригенные породы рифея—венда с граничной скоростью на поверхности 4,8—5,8 км/сек; *33*—вулканогенно-осадочные породы палеозоя с граничной скоростью на поверхности 4.1—6.6 км/сек; *34*—мезо-кайнозойский чехол со средней скоростью 1.8—3,2 км/сек; *35*—график граничнойскорости, соответствующей поверхности фундамента; *36*—график локальных аномалий силы тяжести; *37*—график магнитных аномалий.

в 7—8 раз. Амплитуда волны $P^{м}_{отр}$ постепенно увеличивается до расстояния 130—160 *км*, а затем начинает уменьшаться.

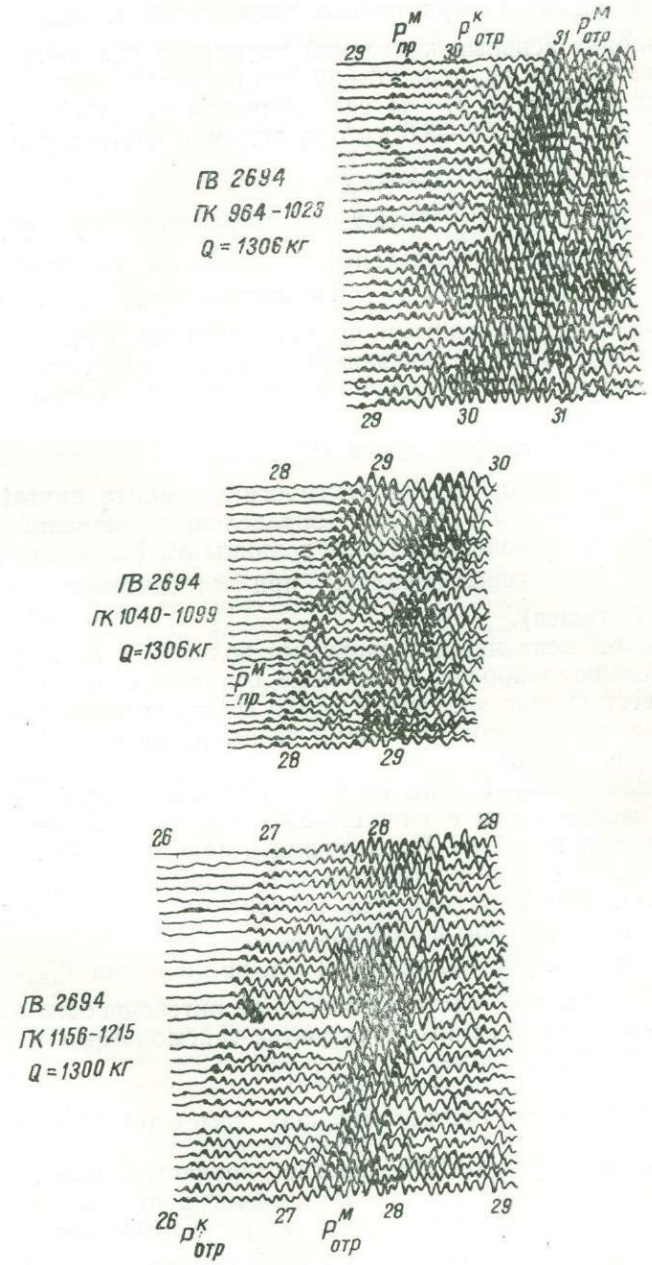


Рис. 13. Волновая картина области „выхода волны $P^{м}_{пр}$ и совместного прослеживания волн $P^{к}_{отр}$, $P^{м}_{отр}$.

Годограф волны $P^{м}_{отр}$ гиперболический, а нагоняющие годографы не параллельны и имеют отчетливо выраженную тенденцию к рас-

хождению. По отмеченным признакам волна $P^{м}_{отр}$ является отраженной на границе М.

Волна $P^{м}_{пр}$ следится в первых вступлениях в виде четырех-шестифазных малоинтенсивных колебаний начиная с удаления 160—180 *км* от пункта взрыва на времени 28—30 сек. и быстро затухает на удалении 220—230 *км* и времени 37—41 сек. Значения кажущейся скорости изменяются в пределах 7,8—8,6 *км/сек*, видимая частота равна 12—16 *гц*, затухание составляет 0,04—0,06 $\frac{1}{км}$.

Годографы волны $P^{м}_{пр}$ имеют почти прямолинейную форму, а нагоняющие практически параллельны. Приведенные кинематические и динамические признаки волны $P^{м}_{пр}$ и сопоставление ее с аналогичными волнами, зарегистрированными на прилегающих территориях Средней Азии, позволяют считать указанную волну преломленной (слабо-рефрагированной), соответствующей границе М. Однако вследствие ограниченного интервала прослеживания (порядка 20—60 *км*) составление сводных годографов волны $P^{м}_{пр}$ оказалось невозможным, а экстраполяция отдельных кусков ее годографа могла привести к значительным погрешностям как при определении значений граничных скоростей, так и глубины залегания границы М. На основании сказанного волна $P^{м}_{пр}$ не использовалась при составлении сейсмического разреза (Т. Эргешев).

В волновом поле между основными волнами в последующей части записи выделены наиболее уверенные оси синфазности отраженных волн, соответствующие элементам слабо градиентных отражающих границ, которые фигурируют на сейсмическом разрезе в виде отдельных отражающих площадок.

На удалении 180—350 *км* от пункта взрыва и времени 31—54 сек. зарегистрированы волны с кажущейся скоростью 7,0—11,0 *км/сек* и видимой частотой 8—17 *гц*. Последующие, наиболее уверенные их фазы были использованы при построении сейсмического разреза, исходя из предположения, что они являются элементами волн, отраженных на границах верхней мантии, и построены в виде отдельных отражающих площадок. Отмеченные волны так же, как и волна $P^{м}_{отр}$, регистрирующиеся в последующей части записи и по интенсивности во много раз превосходящие первые волны, трактуются сейсмологами (Уломов, 1966; и др.) как рефрагированные.

Характеристика волн, соответствующих домезозойскому фундаменту

При исследованиях КМПВ зарегистрированы в основном продольная и обменная преломленные (слаборефрагированные) волны.

Продольная преломленная волна P_{121} представляет собой двух-трехфазное колебание с видимой частотой 22—50 *гц* и кажущейся скоростью 3,8—7,5 *км/сек*. Волна выходит в первые вступления в зависимости от мощности мезо-кайнозойских отложений на расстоянии 100—2500 *м* от пункта взрыва. На закрытых участках фундамента нагоняющие годографы ее почти параллельны друг другу: непараллельность их после выхода волны в первые вступления в пределах 300—600 *м* равна или меньше 0,01 сек. Исключение составляет восточная часть Тамдытау, где непараллельность годографов несколько увеличивается,

Видимая частота, характер затухания и интенсивность волны в зависимости от литологического состава пород меняются довольно резко. Основными критериями при распознавании преломленных волн P_{121} являются повышенные значения кажущейся скорости, устойчивые амплитудные и частотные признаки, характерные для определенных литологических разностей пород.

Обменные преломленные волны. При проведении опытно-методических работ по возбуждению и регистрации обменных преломленных волн на *X*-приборах в первых вступлениях регистрируется маловыразительная составляющая продольной преломленной волны P_{121}, а в последующих — четкое двух-трехфазное колебание. Годограф соответствующей ему волны располагается параллельно годографу волны P_{121}, хотя локально кажущаяся скорость меняется в более широких пределах. Эта волна отождествляется с обменной преломленной типа $P_1P_2S_1$. На записи *Z* и *Y* приборов отмеченная волна не регистрируется.

Время запаздывания волны $P_1P_2S_1$ по отношению к продольной P_{121} составляет 0,08—0,1 сек. при глубине залегания фундамента 70—150 *м*; видимая частота равна 28—33 *гц*, интенсивности соизмеримы. Волна $P_1P_2S_1$ соответствует поверхности фундамента, о чем свидетельствует совпадение значений граничной скорости и глубины с результатами интерпретации волн P_{121}.

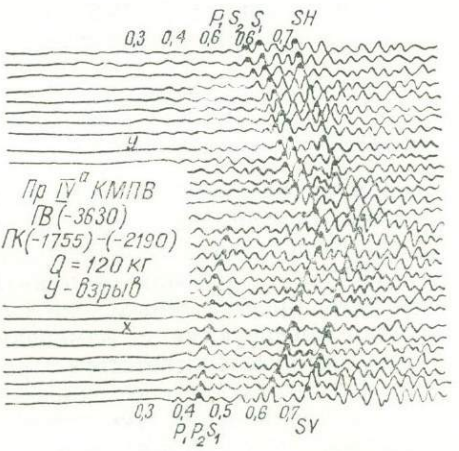


Рис. 14. Сейсмограмма, характеризующая запись обменных волн (Учкулач).

Обменные преломленные волны типа $P_1S_2P_1$ вертикальными сейсмоприемниками впервые были зарегистрированы в северных предгорьях Нуратинского хребта, Сардаринском прогибе и на востоке Тамдытау, где мощность мезо-кайнозойских отложений не превышает 600 *мм*, в них отсутствуют слои, характеризующиеся скоростью продольных волн — 3,3—3,8 *км/сек*, большей, чем скорость поперечных волн вдоль поверхности фундамента (Эргешев, 1965). При этом система наблюдения, условия возбуждения и приема оставалась такими же, как и при регистрации продольных преломленных волн. Число фаз волны $P_1S_2P_1$ равно числу фаз волны P_{121}, кажущаяся скорость составляет 2,2—4,2 *км/сек*, а видимая частота — 18—35 *гц*.

В пределах Мурунтау, Сангрунтау и Учкулача *X*- и *Y*-приборами вслед за обменно-поперечной волной $P_1S_2P_1$ регистрируется четкое интенсивное двух-трехфазное колебание. Эта волна отождествляется с обменной типа $P_1S_2S_1$. Видимая частота ее значительно ниже, чем у волн P_{121}, $P_1P_2S_1$, и соответствует видимой частоте волны $P_1S_2P_1$. Волна $P_1S_2S_1$ в Мурунтау регистрируется только из пунктов взрывов, расположенных над погребенным фундаментом; вслед за ней прослеживались волны типа *SV* и *SH* (рис. 14). На обнаженных участках фундамента регистрировались в основном *SV* и *SH* волны. Интенсивность их значительно выше, чем волн $P_2S_2S_1$, но количество фаз, частота и кажущаяся скорость соответствуют подобным параметрам волны $P_1S_2S_1$. Запаздывание волн *SV* и *SH* по отношению к времени

прихода волны $P_1S_2S_1$ (Учкулач) составляет 0,095—0,13 сек. и меняется в зависимости от глубины залегания фундамента (160—200 *м*) и заложения зарядов.

Непараллельность нагоняющих годографов обменных волн $P_1S_2P_1$, $P_1S_2S_1$, SV и SH, как и продольных P_{121}, вблизи пункта взрыва не превышает 0,015 сек.

На времени прослеживания волн $P_1P_2S_1$, $P_1S_2P_1$, $P_1S_2S_1$, SV, SH на X, V, Z-приборах регистрируется обменная волна $P_1P_nS_{n+1}S_1$ или $P_1P_nS_{n+1}P_1$, кажущаяся скорость которой равна таковой волн $P_1S_2S_1$ и $P_1S_2P_1$. Начало регистрации волны соответствует изменению литологического состава фундамента (Эргешев, 1972).

Использование некоторых параметров продольных (P_{121}) и обменных ($P_1P_2S_1$, $P_1S_2S_1$, $P_1S_2P_1$) преломленных волн при картировании погребенного фундамента

Характер распределения значений коэффициентов затухания α^* и Пуассона σ, модуля Юнга E, а также отношений $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ связан с изменением литологического состава и строения исследуемой среды. Рассмотрим отмеченную связь в среде, соответствующей домезозойскому фундаменту Западного Узбекистана (табл. 1).

По мере удаления от пункта взрыва амплитуды продольных и обменных преломленных волн скачкообразно уменьшаются. Эти скачки хорошо согласуются с изменением значений граничных скоростей пород, которые соответствуют различным тектоническим и литологическим контактам, установленным бурением. Поверхности вертикальных слоев с пониженной скоростью (Тамдытау, Аристантау и Учкулач) выделяются на сейсмограммах и амплитудных графиках увеличением амплитуды преломленных волн. При этом перепад скачков амплитудных кривых обменных волн значительно выше, чем продольных, что, по-видимому, объясняется повышенной чувствительностью обменных преломленных волн ($P_1P_2S_1$, $P_1\ S_2\ S_1$) к различным петрографическим изменениям среды.

Скачкообразное изменение амплитудных кривых преломленных волн, распространяющихся по поверхности вертикальнослоистых образований фундамента, показало необходимость определения коэффициентов затухания и использования их при литологическом расчленении. Эти определения были сделаны по сейсмограммам, полученным в диапазоне частот 25—60 *гц* на площади Учкулач.

На величину коэффициента затухания волн влияет фильтрирующая способность среды. Когда головная волна t_1 распространяется по поверхности линзообразного экранирующего тела, величина α^* резко уменьшается: $\alpha^* = 0{,}00045—0{,}0008\ \frac{1}{м}$ (рис. 15, 16, 17, 18), по сравнению с величиной α^* для волн, преломленных на поверхности вертикального слоя большой мощности, где $\alpha^* = 0{,}0009—0{,}0011\frac{1}{м}$. При переходе волны t_1 с линзообразного тела на слой пониженной скорости скачка в величине амплитуды не наблюдается, что крайне затрудняет возможность литологического расчленения пород по значению коэффициента затухания головной волны t_1, зарегистрированной в первых вступлениях. Но на таких участках решение задачи может быть облегчено использованием амплитуд скользящей волны t_2, зарегистрированной

Таблица 1

Упругие параметры домезозойских образований Западного Узбекистана (составил Т. Эргешев по материалам треста „Узбекгеофизика", 1970 г.)

Состав и возраст пород	$V_{гр}$, м/сек	V_{rs}, м/сек	$\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$	Коэффициент Пуассона, σ	Модуль Юнга E, $10^{11} CGS$	Коэффициенты затухания	
						$\alpha^*_{P_{121}}$, $\frac{1}{м}$	$\alpha^*_{P_1S_2S_1}$, $\alpha^*_{P_1S_2P_1}$, $\frac{1}{м}$
Сильно окварцованные сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы, Pt_1 (Южный Тамдытау, джаргантауская свита)	6300—6600	3600—4000	1,70—1,75	0,21—0,257	8,76—11,00	—	—
Слюдисто-хлоритизированно-окварцованные сланцы, кварциты и прослойки известняков, R_3 (Южный Тамдытау, тасказганская свита)	5300—5600	3000—3300	1,71—1,76	0,236—0,265	5,90—7,25	—	—
Переслаивающиеся песчанистые, углистые и другие сланцы, S_1ln (Северный Нуратау, Аристантау, Южный Тамдытау)	4600—5200	2650—3000	1,73—1,74	0,251—0,252	4,53—5,00	—	—
Измененные и дробленые породы (Южный Тамдытау, Учкулач)	3400—4400	1650—2250	1,95—2,10	0,32—0,35	1,70—3,45	—	—
Туфы кварцевых порфиров, эффузивы кислого состава, D_1 (?) (Ханбандытау, бандская свита)	5200	3000	1,73—1,74	0,250	5,92	0,00130—0,00150	0,0012—0,0014
Переслаивающиеся известняки, алевролиты аргиллиты, песчаники и др., $D_2e_2uč_1$ (Ханбандытау, учкулачская свита)	4800	2650	1,80	0,280	4,75	0,00154	0,0016
Известняки тонкослоистые, $D_2ρv_1uč_2$ (Ханбандытау, учкулачская свита)	6500	3750	1,73	0,251	9,81	0,00095—0,00105	0,0008—0,0011
Известняки массивные, тонкослоистые, $D_2ρv_2hn$	6500	3750	1,73	0,251	9,81	0,0007—0,0009	0,0006—0,00101
Известняки массивные, тонкослоистые, кремнистые, конгломератовые, D_3fr_1 (Ханбандытау)	5500	3100	1,77	0,260	6,56	0,00130	0,0013—0,0015
Известняки битуминозные с прослойками аргиллитов и кремнистых пород и др., D_3fr_2 (Ханбандытау)	6000	3450	1,73	0,254	7,96	0,00120	0,0012—0,0013
Известняки доломитизированные, массивные, D_3fr_2 (Ханбандытау)	7300	4200	1,73	0,251	12,50	0,00080≥	0,0008≥

Продолжение табл. 1

Состав и возраст пород	$V_{гр}$, *м/сек*	V_{rs}, *м/сек*	$\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$	Коэффициент Пуассона, σ	Модуль Юнга *E*, 10^{11} CGS	Коэффициенты затухания	
						$\alpha^*_{P_{1P1}}$, $\frac{1}{м}$	$\alpha^*_{P_1S_2S_1}$, $\alpha^*_{P_1S_2P_1}$, $\frac{1}{м}$
Переслаивающиеся песчаники, аргиллиты, алевролиты и известняки, C_1v_2ph (Северный Нуратау)	5000—5500	2850—3050	1,76—1,80	0,260—0,280	5,38—6,25	0,00150	0,00165—0,00166
Переслаивающиеся известняки (преимущественно), аргиллиты, алевролиты, C_1v_2ph (Северный Нуратау)	5700	3080	1,85	0,294	6,58	0,00130	0,00140
Спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, туфы с прослойками аргиллитов, алевролитов и известняков, C_{1n-m} (Писталитау)	4100	2250	1,82	0,30	3,22	0,00175	0,00210
Гранодиориты, $C_3—P_1$	5500—5800	3150—3350	1,73—1,74	0,23—0,25	6,90—7,40	—	—

во вторых вступлениях. В отличие от волны t_1 ее амплитуда скачкообразно меняется при выклинивании высокоскоростного включения.

Наибольшие коэффициенты затухания — $0{,}0021\frac{1}{м}$ — характерны для полосы спилито-диабазов Учкулача, с которой совпадает зона дробления, а наименьшие — $0{,}0008—0{,}001\frac{1}{м}$ — тонкослоистым массивным известнякам. Погребенные нижнедевонские эффузивы кислого состава (туфы, кварцевые порфиры) этого же района характеризуются средними значениями α^*—$0{,}0012—0{,}0015\frac{1}{м}$. Переслаивающиеся песчаники, аргиллиты, алевролиты и известняки каменноугольной системы обладают значительно большими величинами α^*—$0{,}0015—0{,}0017\ \frac{1}{м}$. В целом коэффициент затухания для домезозойских пород с увеличением граничной скорости уменьшается (рис. 19).

Коэффициент Пуассона σ для домезозойских образований Западного Узбекистана варьирует в пределах 0,21—0,35. Причем наименьшие значения его соответствуют докембрийским образованиям, сложенным преимущественно кварцитами и окварцованными сланцами. Наиболее высокими значениями σ—0,32—0,35 характеризуются зоны измененных и дробленых пород. Переслаивающимся отложениям карбона свойственны повышенные значения — 0,26—0,30. Только монолитные породы (известняки и эффузивы девона) имеют устойчивые коэффициенты, близкие к теоретическому, равному 0,25.

Значения граничных скоростей, определенных по продольным преломленным волнам, зарегистрированным при исследовании КМПВ, колеблются в пределах 4,1—7,3 *км/сек*, а по поперечным — 2,25—

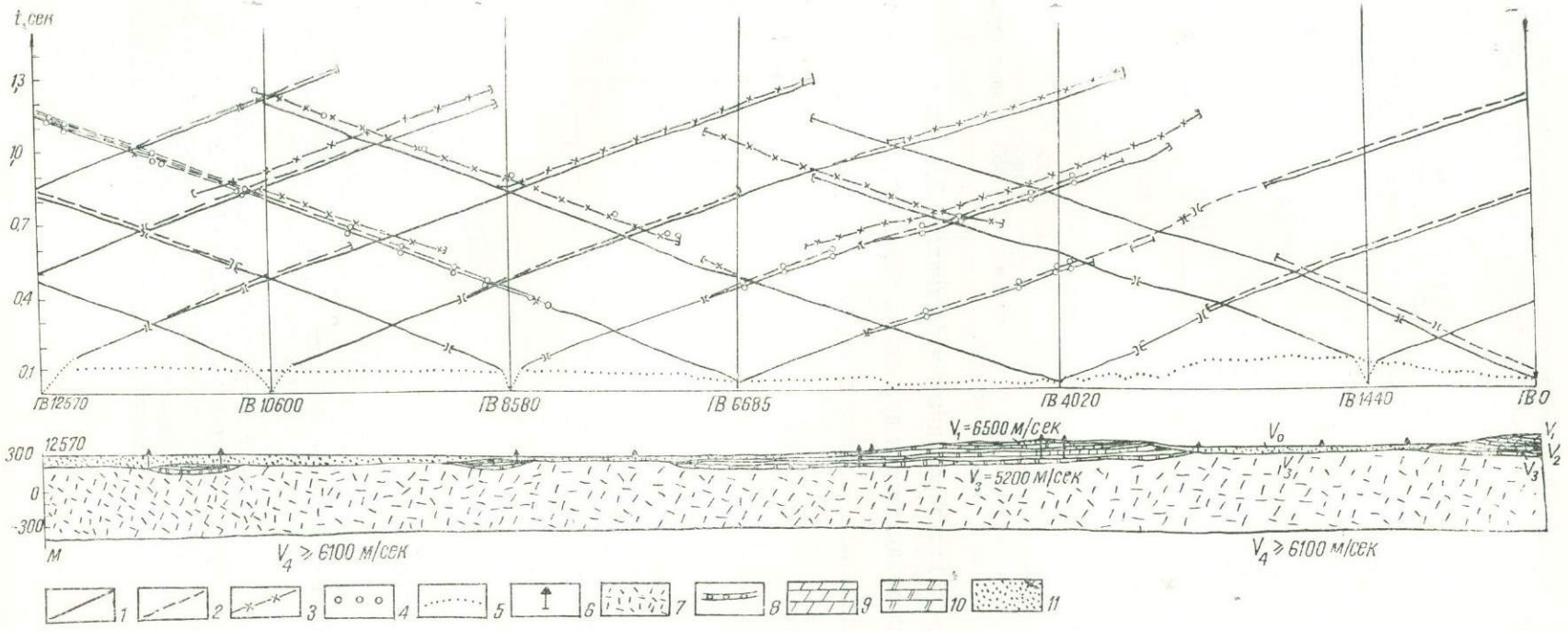


Рис. 15. Годографы волн и сейсмический разрез по профилю КМПВ I—1959 (Учкулач).

1—годограф головной волны, соответствующей поверхности фундамента; *2*—годограф скользящей волны, соответствующей подошве слоя с V_3=5700 *м/сек*; *3*—годограф преломленной и проходящей через экран волны, соответствующей поверхности слоя с $V_4 \geqslant 6100$ *м/сек*; *4*—теоретические годографы; *5*—линия t_0 головной волны t_1; *6*—скважины; *7*—туфы кварцевых порфиров (D_1?); *8*—зона брекчирования—игнимбриты; *9*—переслаивание известняков, алевролитов, аргиллитов ($D_2 e$); *10*—доломитизированные известняки ($D_2 gu$); *11*—мезозойские и кайнозойские образования.

4,2 *км/сек*. Причем наименьшие величины отмеченных скоростей соответствуют спилито-диабазам (восток Тамдытау, Учкулач), а наиболь-

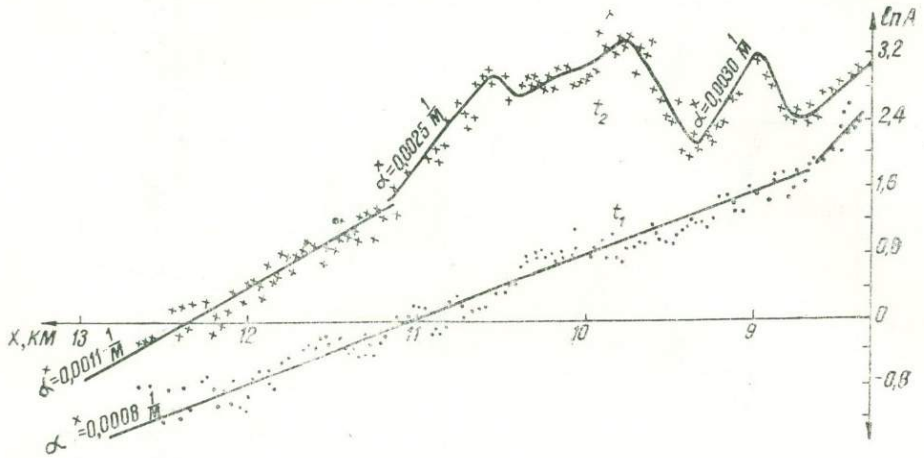


Рис. 16. Изменение амплитуд волн t_1 и t_2 по профилю 1—1959 (пункт взрыва 6685, Учкулач).

шие — массивным доломитизированным известнякам. Значения отношений $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ для переслаивающихся и дробленых пород фундамента равны 1,8—2,1, а для монолитных — близки к теоретическому — 1,73.

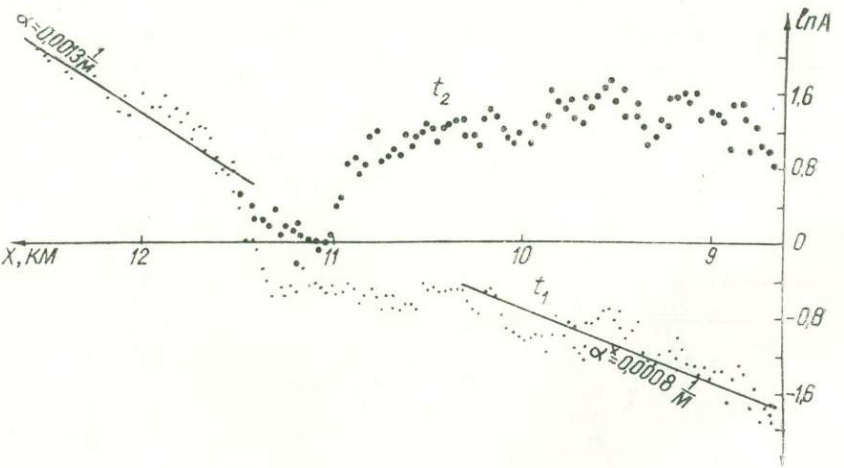


Рис. 17. Изменение амплитуд волн t_1 и t_2 по профилю 1—1959 (пункт взрыва 12570, Учкулач), соответствующее появлению в разрезе линзообразного тела с V_2=5,7 *км/сек*.

Величина модуля Юнга E для домезозойских образований Западного Узбекистана варьирует в пределах (1,7—12,5) · 10^{11}CGS. Если зоны дробленых пород характеризуются пониженными значениями — (1,7—3,45) · 10^{11}CGS, то известняки — повышенными — (9,81—12,5) · 10^{11}CGS. С увеличением акустической жесткости пород модуль Юнга повышает-

ся. Недостаточное количество определений модуля не позволило нам детально изучить его зависимость от литологического состава пород. Однако была установлена связь модуля Юнга со значениями граничных скоростей. Нелинейный характер связи показан на рис. 20.

Таким образом, для литологического расчленения пород домезозойского фундамента благоприятно использование, кроме граничных скоростей, коэффициента затухания и модуля Юнга. Коэффициент Пуассона и величина отношения $\frac{V_{гр}}{V_{гs}}$ также позволяют в общих чертах судить о характере сложности и степени нарушенности пород фундамента.

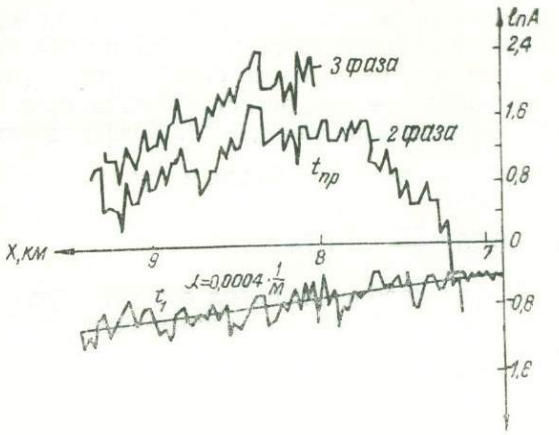


Рис. 18. Изменение амплитуд волн t_1 и $t_{пр}$ по профилю 1—1959 (пункт взрыва 4020. Учкулач).

Рассмотренные физические параметры волн наряду с другими динамическими и кинематическими их особенностями использованы при выделении вертикальных, наклонных контактов, обнаружении интрузивных тел, зон дробления пород, трассировании разрывных нарушений и определении состава и степени неоднородности изучаемой среды (Эргешев, 1970).

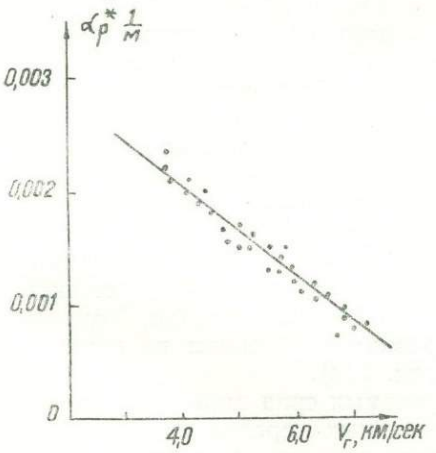


Рис. 19. График зависимости кажущегося коэффициента затухания α^* от граничной скорости $V_г$.

Вертикальный контакт на сейсмограммах отмечается предельно короткой зоной дифракции (рис. 21 *а*) и резким изменением формы записи продольных преломленных волн. Наблюдается скачкообразное изменение амплитуд и качественное повторение их характера на нагоняющих системах. По обе стороны от вертикального контакта резко меняются значения граничной скорости, коэффициента затухания и модуля Юнга.

Наклонный контакт отмечается на сейсмограммах «заходом» преломленно-отраженной волны с повышенными значениями кажущихся скоростей (рис. 21*б*). Остальные критерии для выделения наклонных контактов такие же, как и для вертикальных.

Наклонные и вертикальные контакты четко отмечаются по начальным точкам регистрации обменных волн типов $P_1P_nS_{n+1}S_1$ и $P_1P_nS_{n+1}P_1$ как по одиночному, так и по системе нагоняющих и встречных годографов.

Интрузивные тела, имеющие форму крупных плутонов, на сейсмограммах нагоняющих систем отмечаются протяженными осями преломленно-отраженных волн с обоих боков плутона (рис. 21*в*).

Если на записи, полученной над карбонатно-осадочными породами, отмечается многофазность «внутрипалеозойских» волн со сравнительно небольшими кажущимися скоростями V^*, то на записи, полученной над интрузивным телом, регистрируются преломленно-отраженные волны с повышенными значениями V^*. Коэффициент Пуассона и величина отношения $\frac{V_{гр}}{V_{гs}}$ над интрузивным телом близки к теоретическим, т. е. $\sigma = 0{,}25$, $\frac{V_{гр}}{V_{гs}} = 1{,}74$.

Зонам дробления пород соответствуют пониженные значения кажущихся скоростей преломленных волн, краям зоны — дифрагированные волны. Зоны дробления характеризуются волной с амплитудновыраженной записью и аномально высокими значениями коэффициента затухания. Отношение $\frac{V_{гр}}{V_{гs}}$ и коэффициент Пуассона имеют повышенные значения: соответственно 1,8—2,1, 0,32—0,35, а модуль Юнга—минимальные—$(1{,}70—3{,}45) \cdot 10^{11}$ CGS.

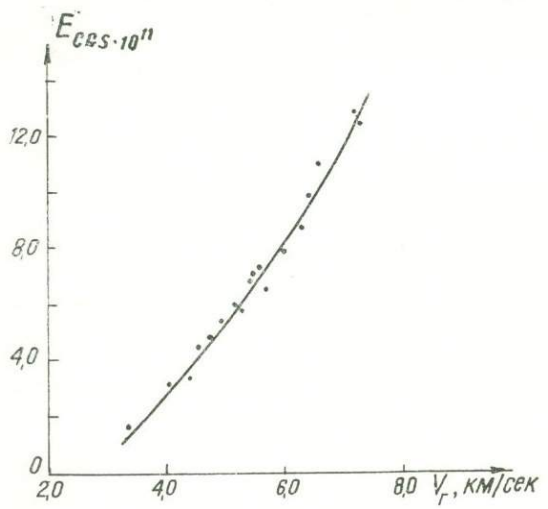


Рис. 20. График зависимости модуля Юнга E от граничной скорости $V_г$.

Разрывные нарушения трассировались в основном по кинематическому признаку продольных и частично обменных преломленных волн. Нарушениям соответствуют дифрагированные волны, имеющие меньшую амплитуду по сравнению с продольными. В большинстве случаев в волновом поле разломы выражались резким смещением во времени одноименных фаз преломленных волн (рис. 21*г*).

Состав и степень неоднородности изучаемых сред определялись путем выявления упругих параметров реальных сред в естественных условиях залегания. Наиболее характерные динамические особенности записи свойственны тонкослоистым известнякам с высокими значениями скоростей ($V_{гр} = 6{,}2—6{,}5$ *км/сек*). Независимо от полосы пропускания используемой аппаратурой, величины, заряда и глубины залегания границы волна, преломленная на поверхности тонкослоистых известняков, малоинтенсивна и многофазна. Слоистость известняков проявляется довольно многочисленными протяженными зонами интерференции волн, в которых перепад кажущихся скоростей незначителен. Коэффициент затухания независимо от расстояния до пункта взрыва минимален $\left(0{,}0008—0{,}0011\frac{1}{м}\right)$. Величины отношений $\frac{V_{гр}}{V_{гs}}$ (1,73) и коэффициента Пуассона (0,251—0,254) близки к теоретическим, а модуль Юнга варьирует в пределах (9,81—12,5). 11^{11}CGS.

Окварцованные сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы (Тамдытау) характеризуются граничными скоростями 6,3—6,6 *км/сек*, аномально пониженными значениями коэффициента Пуассона (0,21—0,257) и отношения $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ (1,70—1,75). Величина модуля Юнга изменяется в пределах (8,76—11,0) · 10^{11}CGS.

Тонкослоистые сланцы силура (песчанистые, глинистые, углистые) обладают пониженными граничными скоростями (4,6—5,2 *км/сек*) и

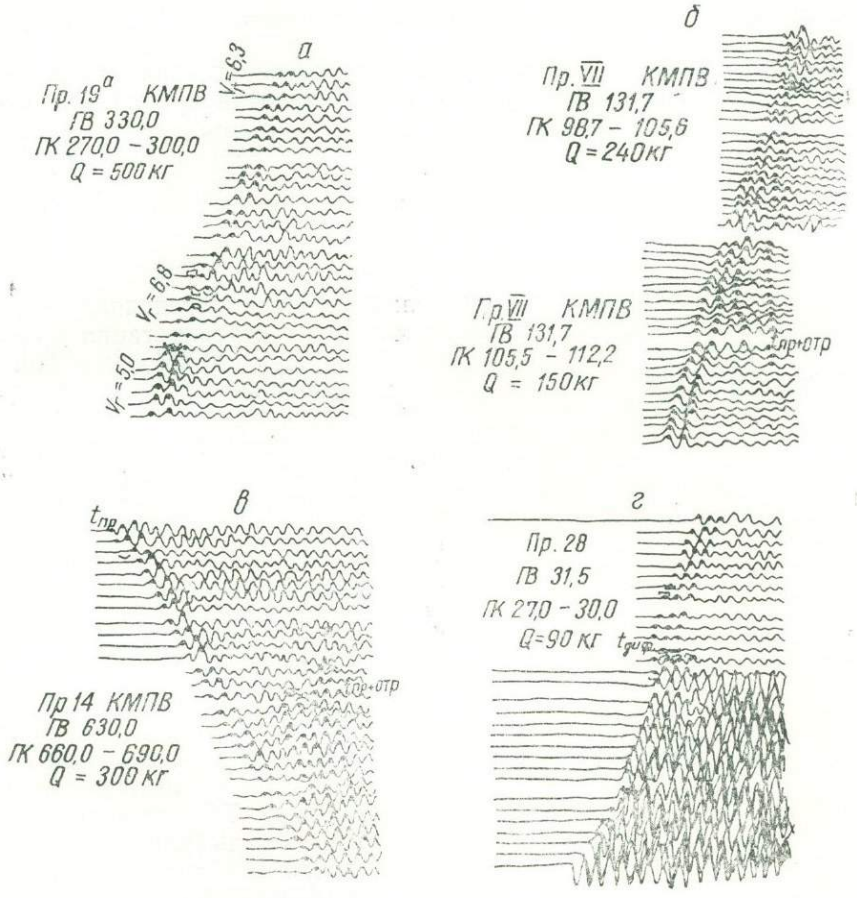


Рис. 21. Волновая картина, соответствующая вертикальному (Караката) (*а*) и наклонному (Узункудук) (*б*) контактам, интрузивному телу (восток Тамдытау) (*в*) и разлому (Западная Дарбаза) (*г*).

модулем Юнга (4,53—5,0) · 10^{11}CGS. В то же время величины коэффициента Пуассона и отношения $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ соответственно равны 0,251—0,252 и 1,73—1,74. Форма записи сейсмических волн довольно устойчивая и низкочастотная.

Терригенно-карбонатные и туфогенные образования карбона ($V_{гр}$=5,0—5,7 *км/сек*) на сейсмограммах отмечаются длинными зонами интерференции волн, связанными с преломлением волны от тонких слоев со слабой скоростной дифференциацией. Коэффициент Пуассона

равен 0,26—0,30, отношение $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ составляет 1,76—1,85, величина коэффициента затухания высокая — 0,0013—0,00175 $\frac{1}{м}$, модуль Юнга — (5,38—6,58) · 10^{11}CGS.

Основные вулканогенные образования нижнего карбона (Пистали-тау, Северный Нуратау) характеризуются пониженными значениями граничных скоростей (4,1—4,3 *км/сек*) и аномальными непараллельностями годографов (0,04 сек.). Коэффициенты затухания и Пуассона высокие: соответственно 0,002 $\frac{1}{м}$ и 0,30, отношение $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ достигает 1,82. Кислым вулканогенным образованиям нижнего девона свойственны параллельность годографов, устойчивость значений граничных скоростей (5,2 *км/сек*) и коэффициентов затухания $\left(0{,}0012—0{,}0015\ \frac{1}{м}\right)$. Коэффициент Пуассона равен 0,25, отношение $\frac{V_{гр}}{V_{rs}}$ варьирует от 1,73 до 1,74.

Скоростная характеристика земной коры

В последующей части записи волнового поля определяющее место принадлежит отраженным волнам, поэтому их интерпретация приобретает важное значение. При определении глубины залегания и конфигурации глубинных отражающих границ важнейшим параметром является скорость упругих волн в покрывающей среде.

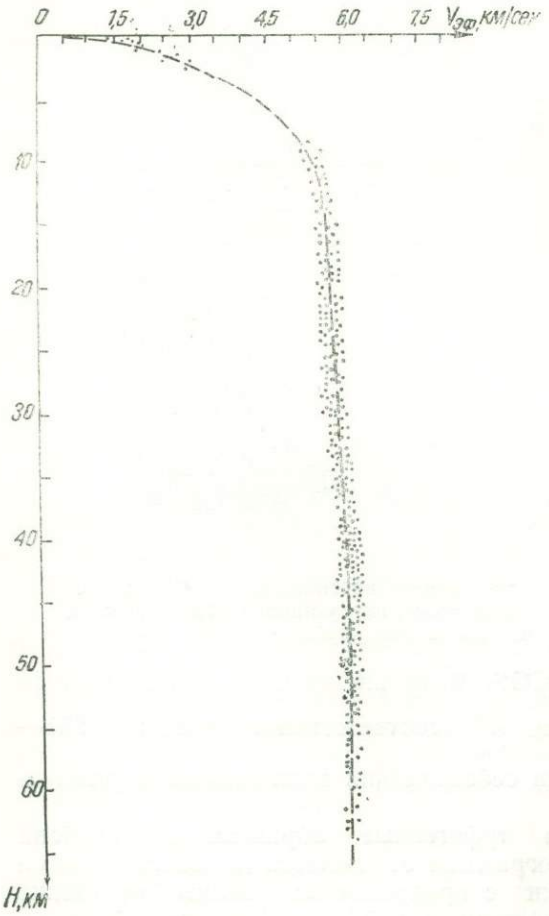


Рис. 22. Зависимость $V_{эф}=f(H)$, соответствующая земной коре и верхней мантии по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак.

Известные способы определения скоростей, например, расчетной (Егоркин, 1966) или лучевой (Раджабов, 1972), основаны на использовании лишь одиночных годографов, отраженных волн, что снижает надежность результатов.

При переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю Фараб—Тамдыбулак использован способ подбора скоростей, основанный на очевидном равенстве расстояний между действительными и мнимыми пунктами взрыва, что справедливо для любого закона изменения скорости с глубиной (Перельман, 1963; Зуннунов, 1969, 1970). В случае его использования предполагается, что скорость в покрывающей среде есть величина постоянная и участки отражающей

границы, соответствующие взаимно увязанным годографам, имеют один и тот же угол наклона.

Скорости, характеризующие мезо-кайнозойский осадочный чехол, вычислены по точкам пересечений годографов преломленных волн и использованы при построении рельефа поверхности фундамента. Также составлен график изменения $V_{г\,(ф)} = f\ (x)$, который наряду с геологическими данными использовался при изучении вещественного состава приповерхностной части фундамента.

Результаты вычислений скоростей приведены на графике $V_{эф} = f(H)$ (рис. 22), позволившем оценить толстослоистый скоростной разрез земной коры и верхней мантии. Верхняя часть разреза (до глубины порядка 10 *км*) характеризуется быстрым нарастанием скорости от 1,8—3,2 до 5,7—5,9 *км/сек*. Затем этот процесс заметно замедляется и скорость в «базальтовом» слое достигает 6,6—6,9 *км/сек*. Наибольший перепад скорости происходит на поверхности фундамента (3—4 *км/сек*) и на границе М (1,1—1,6 *км/сек*). Для верхней мантии значение $V_г = 8{,}0 - 8{,}2$ *км/сек* условно приравнивалось к $V_п$.

Построение сейсмического разреза

При отсутствии годографов отраженных волн на пункте взрыва наиболее распространенным для построения сейсмических разрезов является способ засечек. Он применяется в том случае, когда отражающая граница представлена в виде отдельных площадок, а годограф — соответствующих им гиперболических отрезков.

Аналогичная задача реализована путем трансформации годографов отраженных волн, расположенных на любом расстоянии от пункта взрыва (рис. 23), в линию $\frac{t_{0i}\,(x)}{2}$ с помощью следующего алгоритма (Перельман, 1966):

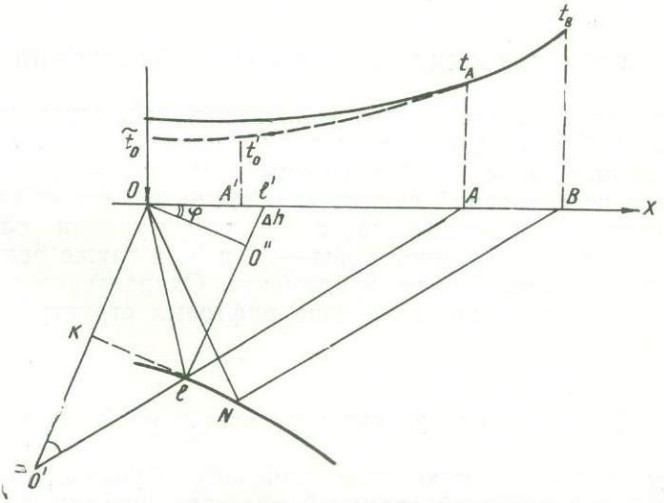


Рис. 23. Схематический годограф отраженной волны для произвольной границы раздела.

$$t_{0i}(x) = \frac{t_i^2 + \tilde{t}_0^2 - ax_i^2}{2\tilde{t}_0},$$

где

$$\tilde{t}{}^{2}_{0_i} = \frac{t_A^2 x_B - t_B^2 x_A + a x_A x_B (x_B - x_A)}{x_B - x_A};$$

$$x_A \leqslant x_i \leqslant x_B;$$

t_{0i} — время на пункте взрыва для i-той точки годографа, относимое к середине расстояния между пунктами взрыва и приема; t_i — время i-той точки годографа; x_i — горизонтальная координата i-той точки годографа; a — величина, обратная квадрату скорости; $\tilde{t}_0$ — время на пункте взрыва, если бы весь годограф был получен от границы с параметрами h, $v_{эф}$, $\sin\varphi$; $t_A x_A$ — координаты точки A годографа, $t_B x_B$ — координаты точки B годографа.

При трансформации годографа в линию $\frac{t_{oi}(x)}{2}$ в случае неправильно выбранного значения скорости ее форма искажается, т. е. она становится выпуклой при занижении значения скорости и вогнутой при его завышении, что служит индикатором ошибки и используется для проверки и уточнения значений скорости.

Искажения, вносимые рефракцией в трансформированный годограф, можно значительно ослабить повторной трансформацией со скоростью, превышающей подобранное значение (Зуннунов, 1970). Подобное изменение скорости слабо сказывается на поведении трансформированного годографа докритических отраженных волн. Путем перемножения значений скоростей и времен трансформированных годографов отраженных волн составлен сейсмический разрез (рис. 12*б*). Преломляющие границы построены известными в КМПВ способами — «полей времен» и «t_0».

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Переинтерпретация и анализ волновых полей, зарегистрированных по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак, позволили установить, что структура земной коры имеет сложный слоисто-блоковый характер. В результате исследований выяснены особенности строения «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев, конфигурации основных глубинных границ раздела земной коры — М и К, а также рельефа, состава и строения домезозойского фундамента. Охарактеризованы разрывные нарушения, установлено наличие рифтовых структур в Западном Узбекистане.

Об основных границах и слоях земной коры

Наряду с поверхностью домезозойского фундамента устойчиво выдержанной сейсмической границей является поверхность М, характеризующаяся на территории СССР средними значениями отношения скоростей, равными 0,80—0,85 (Вольвовский, 1971).

По профилю Фараб—Тамдыбулак граница М залегает на глубине 38—45 *км* и углы падения ее составляют до 10°, в пределах Центральных Кызылкумов и в Каракульском прогибе — 38—42 *км*, в Газлинском и Чарджоуском поднятиях она опущена до 43—45 *км*. Кульджуктау, Аристантау, Тамдытау и Токтыныктау соответствуют поднятия границы М.

Граница К, субконформная по отношению к границе М, в основном отображает гипсометрическое положение верхнего уровня достаточно «базифицированной» части земной коры (Соллогуб, Чекунов, 1971). Отношение скоростей на ней в пределах территории СССР составляет 0,90—0,95 (Вольвовский, 1971).

По профилю Фараб—Тамдыбулак глубина залегания границы К колеблется от 15 до 27 *км*. В Центральных Кызылкумах эта граница сравнительно приподнята и залегает на глубине 15—20 *км*, причем Кульджуктау, Аристантау, Тамдытау, Токтыныктау соответствуют локальные поднятия границы К. В южной части профиля отмечается обратная картина: в пределах Газлинского и Чарджоуского поднятий граница значительно погружена и залегает на глубине 22—27 *км*, а в Каракульском прогибе приподнята до 19 *км*. Углы падения границы К также меняются по профилю и колеблются от 2 до 18°, наибольшие их значения, равные 10—18°, наблюдаются на севере профиля и в пределах Каракульского прогиба.

Анализ гипсометрических положений основных границ раздела земной коры — поверхности домезозойского фундамента, К и М показывает, что в южной части профиля Чарджоускому и Газлинскому поднятиям фундамента соответствуют прогибы границ К и М и утолщение земной коры до 43—45 *км*, а наиболее опущенной части ступеней — Каракульскому прогибу — поднятия границ К и М и уменьшение толщины до 39 *км*.

В пределах Кульджуктау, Аристантау, Тамдытау, Токтыныктау поверхность фундамента и границы К и М залегают согласно, здесь толщина земной коры меняется незначительно (40—42 *км*). Отмеченным горным возвышенностям так же, как и Копетдагу (Попов, 1970), Нуратау (Годин и др., 1960; Вольвовский и др., 1961), Каратау (Пушкарев и др., 1968), пересеченным профилями ГСЗ, соответствует прямая положительная форма поверхностей М и консолидированной коры (Беляевский, 1971).

В районе Токтыныктау и севернее его по преломляющему горизонту, залегающему на глубине до 5,5 *км* и соответствующему поверхности известняков D_{2-3}, выделяется прогиб, в прибортовых частях которого эти известняки исчезают или расположены на глубине 0,6 *км*, перекрываясь мезо-кайнозойскими образованиями (Т. Эргешев). Прогибу соответствуют поднятия границ К и М, толщина земной коры 38—41 *км*.

В пределах верхней мантии и земной коры отражающие площадки локализируются мозаично. Области их локализации на разрезе оконтурены и интерпретированы как участки слоистого строения. Мы предполагаем, что участки отсутствия отражающих площадок соответствуют массивным телам. Об этом свидетельствуют данные моделирования (Епинатьева, 1969).

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак условно выделяется элемент разреза, переходный от земной коры к верхней мантии, мощностью до 4—7 *км* и скоростью $V_{п}$=7,5—7,7 *км/сек*. Г. А. Ярошевская (1973) в результате количественной оценки основных кинематических и динамических характеристик докритических отраженных волн, соответствующих низам коры и зарегистрированных путем специально поставленных опытно-методических работ (Н. И. Давыдова и др.), показала, что отмеченный элемент разреза имеет тонкослоистую структуру и его правильнее выделять выше границы М.

В пределах земной коры условно выделены следующие слои: «базальтовый», «гранитный» и осадочный (рис. 12 *в*).

«Базальтовый» слой в створе профиля имеет мощность в пределах 17—25 *км* и характеризуется пластовой скоростью 6,6—6,9 км/сек. Локальное ее увеличение отмечается под Токтыныктау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау и Каракульским прогибом. Снизу слой четко ограничен отражающей границей М, а сверху — границей К. Участки расположения отражающих площадок — слоистая часть, по-видимому, соответствуют ксенолитам осадочно-вулканогенного происхождения, в результате метаморфизма превращенным в эклогито-гранулитовые породы.

«Гранитный» слой разделяется на два подслоя: нижний — «диоритовый» и верхний — «гранито-гнейсовый».

«Диоритовый» подслой обладает переменной мощностью 0—20 *км*. Локальное ее сокращение отмечается в пределах Каракульского прогиба (0—5 *км*), в районе Токтыныктау и к северу от него (0—10 *км*). Нижней границей подслоя является поверхность К, верхней — подошвы интрузивных массивов и архей(?)-нижнепротерозойских образований.

Внутреннее строение подслоя массивно-слоистое. Участки с отражающими площадками составляют слоистые тела, которые чередуются с телами массивного строения. Слоистая часть со скоростью $V_п$=6,1—6,4 *км/сек* соответствует диоритам.

«Гранито-гнейсовый» подслой сложен архей(?)-нижнепротерозойскими образованиями ($V_г$=5,9—6,1 *км/сек*) и интрузивными массивами ($V_г$=5,1—6,0 *км/сек*) позднепалеозойского возраста. Массивам принадлежит значительное место в строении слоя. Мощность их достигает 18 *км*. Характерно наличие их корней, приуроченных к разломам.

Осадочный слой мощностью 0—7 *км* сложен отложениями рифея—венда, палеозоя, мезо-кайнозоя. Поверхность отложений рифея—палеозоя характеризуется граничными скоростями 4,1—6,6 *км/сек*, а мезо-кайнозойские — средними скоростями 1,8—3,2 *км/сек* и мощностью 0—3,2 км.

Рельеф, состав и строение домезозойского фундамента

Совместный анализ данных бурения, геологической съемки (Пятков и др., 1967; Ахмеджанов и др., 1967, 1969; и др.), сейсморазведки КМПВ (Эргешев, 1970), ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии (Ю. С. Шманенко) позволил составить представление о характере рельефа, вещественном составе и особенностях строения домезозойского фундамента.

Рельеф домезозойского фундамента представлен на схеме (рис. 24), на которой севернее. Кульджуктау изогипсы проведены через 200 *м*, а южнее — через 500 *м*, что определялось густотой сети профилей КМПВ.

Чарджоуская ступень является наиболее погруженной структурой, где фундамент залегает на глубине 2,7—3,2 *км*. Она ограничена с юга и севера соответственно Амударьинским и Арало-Гиссарским (по Г. Х. Дикенштейну и др.) разломами, состоит из Чарджоуского поднятия и Каракульского прогиба, разделенных Алатским разломом.

Бухарская ступень представлена Газлинским поднятием и ограничена с севера Южно-Тяньшаньским разломом (по Х. М. Абдуллаеву, О. М. Борисову). В ее пределах глубина залегания фундамента постепенно уменьшается в северном направлении от 2,5 до 1,2 *км*.

Центрально-Кызылкумская зона поднятий занимает центральную часть профиля. Для нее характерна контрастность новейших движений,

выразившаяся в прогибании одних территорий (Джаманкумский, Эргашкудукский, Амантайский, Карахатинский прогибы) и воздымании других (Кульджуктау, Аристантау, Тамдытау, Токтыныктау), в

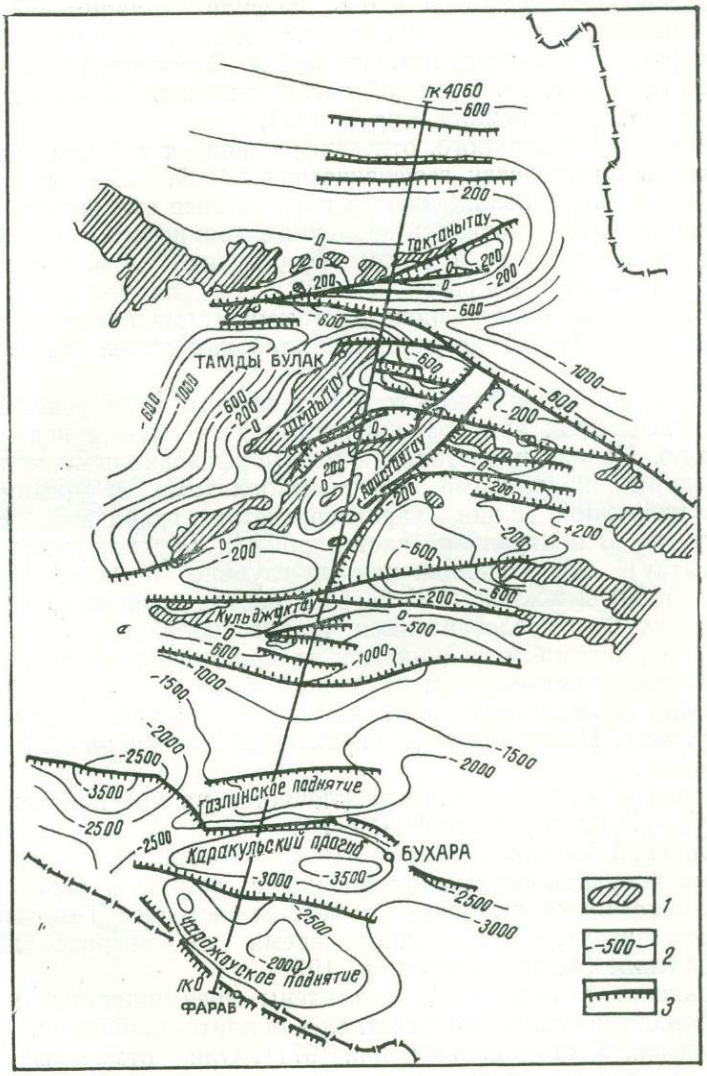


Рис. 24. Схема рельефа поверхности домезозойского фундамента вблизи расположения профиля (II—II) ГСЗ Фараб—Тамдыбулак:

1—выходы домезозойского фундамента; *2*—изогипсы поверхности домезозойского фундамента, *м*; *3*—разломы.

проявлении многочисленных разрывных нарушений амплитудой до 200—400 *м*, различной протяженности и простирания, в наличии интенсивно дислоцированных, нередко опрокинутых структур. Глубина залегания фундамента колеблется в пределах 0—1,2 *км*.

Южный борт Сырдарьинской впадины характеризуется плавным погружением домезозойского фундамента в северном направлении от 0 до 0,8 *км*.

Поле граничных скоростей и состав домезозойского фундамента. Состав обнаженного фундамента определен по данным геологической съемки, а погребенного — по данным бурения, сейсморазведки КМПВ с учетом материалов гравиметрии и магнитометрии. Скважины, вскрывшие фундамент, расположены вдоль профиля неравномерно, бóльшая их часть концентрируется вблизи рудных месторождений, где глубина залегания фундамента не превышает 300 *м*. В северной части профиля скважины отсутствуют, а в южной расположены в 0,5—15 *км* западнее профиля (Алат, Кухнагумбаз, Курбанали).

На основании сказанного, отнесение пород к той или иной толще производилось по сходству геофизических полей, которыми характеризуются однотипные обнаженные и погребенные отложения. При этом определяющая роль отводилась значениям граничных скоростей. В результате оказалось, что в целом фундамент сложен породами от архея(?) — нижнего протерозоя (A—Pt_1) до пермо-триаса (P—T), которые часто пронизаны разновозрастными магматическими телами от ордовика-силура (O—S) до верхнего карбона-нижней перми (C_3—P_1) (рис. 25).

Докембрийский этаж в обобщенном виде условно расчленяется на две толщи: архей(?)-нижнепротерозойскую и верхнепротерозой-вендскую. Первая представлена метаморфизованными кристаллическими сланцами, кварцитами, ортоамфиболитами и мраморами. Поверхность указанной толщи характеризуется граничной скоростью 5,9—6,1 *км/сек*. В центральной части профиля (Кульджуктау, Аристантау, Тамдытау) она расположена на глубине 0—200 *м*, в северной (ПК 3780—4020) и южной (ПК 0—550) частях погружена до 2—3 *км*.

Вторая толща, представленная терригенно-флишоидными образованиями (кварцитами, песчаниками, алевролитами) и сланцами различного состава, отмечена в центральной части (ПК 1700—2770) профиля севернее Кульджуктау, а также в пределах Аристантау и Тамдытау (Мурунтау). Поверхность ее характеризуется граничной скоростью 5,6—5,8 *км/сек*.

Палеозойский этаж расчленяется на два подэтажа: каледонский (C_{m_1}—D_1) и герцинский (D_2—P).

Каледонский подэтаж. Кембрий (C_{m_1}) сложен песчано-карбонатно-сланцевыми и вулканогенными породами с граничной скоростью 4,6—5,2 *км/сек*. Указанные отложения отмечены восточнее Тамдытау (окрестности Балпантау). В последнее время их возраст датируется верхнерифейским (Ахмеджанов и др., 1972).

Ордовикские отложения представлены преимущественно вулканогенными породами основного состава— спилито-диабазами, порфиритами (Далимов, Кустарникова и др., 1971). Они отмечены восточнее Тамдытау, характеризуются пониженными гранитными скоростями — 4,1—4,5 *км/сек*. На некоторых профилях сейсморазведкой КМПВ установлена слоистость эффузивов, которая, по-видимому, соответствует нескольким фазам вулканической деятельности (Эргешев, 1970).

Нижнесилурийские (S_1) терригенные отложения—песчаники, алевролиты, гравелиты, глинисто-кремнисто-углистые сланцы отмечены севернее Кульджуктау и южнее Аристантау, в Бельтау и характеризуются граничной скоростью 4,8—5,2 *км/сек*. В местах локальной хлоритизации и окварцевания сланцев их граничная скорость достигает 5,7 *км/сек*.

Верхнесилур-нижнедевонские (S_2—D_1) отложения сложены карбонатно-терригенными и вулканогенно-терригенными породами, просле-

живающимися узкой полосой вдоль Бесапанского разлома и характеризуются граничной скоростью 4,8—5,4 *км/сек.*

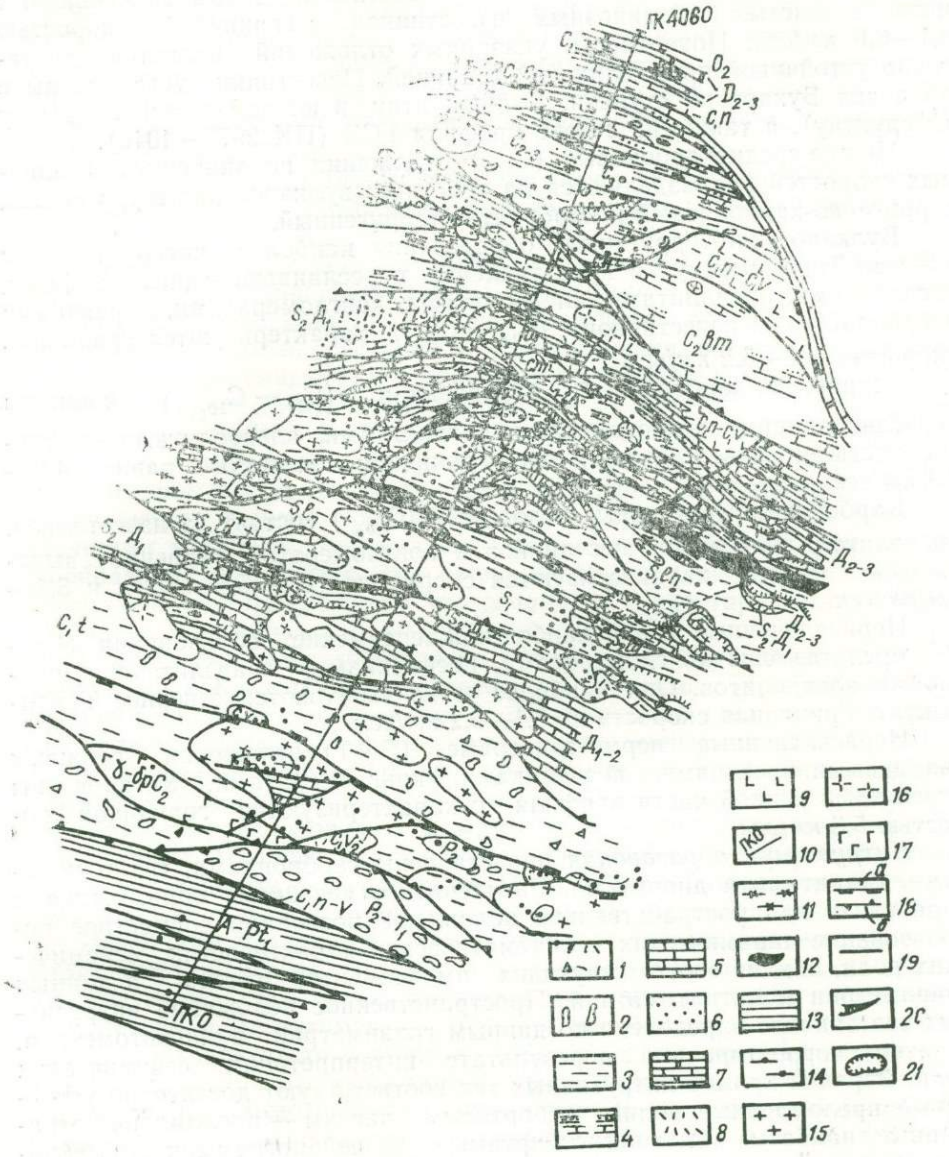


Рис. 25. Состав и строение домезозойского фундамента вблизи расположения профиля (II—II) ГСЗ Фараб—Тамдыбулак (составил Т. Эргешев):

1—конгломераты, брекчии; *2*—конгломераты, гравелиты; *3*—песчаники, сланцы; *4*—песчаники, аргиллиты, алевролиты, сланцы; *5*—известняки; *6*—скважины, вскрывшие поверхность домезозойских образований; *7*—массивные доломитизированные известняки; *8*—вулканогенные породы кислого состава; *9*—вулканогенные породы основного состава; *10*—профиль ГСЗ; *11*—сланцы, песчаники, кварциты и алевролиты; *12*—окварцованные сланцы, кварциты и др. (Pt_1); *13*—нерасчлененные метаморфизованные кристаллические сланцы, кварциты, ортоамфиболиты и мраморы ($A-Pt_1$); *14*—гранито-гнейсы; *15*—граниты; *16*—гранодиориты; *17*—габброиды; *18*—разломы, разграничивающие структурно-фациальные зоны (*а*) и подзоны (*б*); *19*—прочие разломы; *20*—зоны дробления пород; *21*—выходы домезозойского фундамента.

Герцинский подэтаж. Нижня часть разреза (D_2e), представленная переслаивающимися известняками, алевролитами, аргиллитами, ба-

зальными конгломератами (Аристантау), характеризуется граничной скоростью 4,9—5,9 *км/сек*. Средне-верхнедевонские (D_{2-3}) образования состоят из карбонатных отложений — массивных доломитизированных и тонкослоистых битуминозных известняков с граничной скоростью 6,1—6,6 *км/сек*. Поверхность указанных отложений является достаточно устойчивой преломляющей границей. Известняки установлены в пределах Бухарской ступени, Кульджуктау, в южной части Тамдытау (Мурунтау), а также на севере профиля ГСЗ (ПК 2970—4040).

Нижне-среднекарбоновые (C_{1-2}) отложения по значениям граничных скоростей подразделяются на три типа: вулканогенно-терригенный, терригенно-карбонатный и карбонатно-терригенный.

Вулканогенно-терригенные образования наиболее четко отмечены южнее Токтыныктау и представлены переслаивающимися туфами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, брекчиями и пропластками известняков ($C_{1t} - C_{1v_1}$), характеризуются граничной скоростью 4,6—5,2 *км/сек*.

Терригенно-карбонатные образования ($C_{1t} - C_{1v_{1-2}}$) сложены переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами и тонкослоистыми известняками; их граничная скорость равна 4,9—5,4 *км/сек*.

Карбонатно-терригенные отложения (C_{2bm}) состоят из известняков, аргиллитов, гравелитов, песчаников и конгломератов, уверенно выделяются в разрезе, характеризуются скоростью 5,3—5,6 *км/сек* и 5,5—5,9 *км/сек*.

Нерасчлененные верхнекарбон-нижнепермские образования (C_3—P_1) представлены конгломератами, песчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов. Они наиболее четко выделяются севернее Токтыныктау. Граничная скорость их 5,1—5,2 *км/сек*.

Нерасчлененные пермо-триасовые (P—T) отложения сложены кварцевыми брекчиями, песчаниками, конгломератами. Установлены бурением в южной части профиля и характеризуются граничной скоростью 5,3 *км/сек*.

Интрузивные образования представлены габброидами, гранодиоритами, гранитами и диоритами. Расчленить отмеченные образования и определить их пространственное положение позволило совместное использование динамических и кинематических характеристик сейсмических волн, анализ соответствующих им элементов границ и данных гравиметрии и магнитометрии. Пространственное положение интрузивных тел вначале определено по данным гравиметрии и магнитометрии, а затем скорректировано в результате интерпретации сейсмических волн. Верхней кромке интрузивных тел соответствуют достаточно устойчивые преломленные волны, а бортовым частям — преломленно-отраженные, наиболее четко регистрируемые на сейсмограммах нагоняющих систем в виде довольно протяженных осей синфазности. Ниже интрузивных тел в разрезе проявляются отражающие площадки, а в ряде случаев — точки дифракции. В области расположения интрузивных тел отражающие площадки, как правило, отсутствуют.

Габброиды штокообразной формы, расположение которых контролируется Арало-Гиссарским и Бесапанским разломами, отмечены по данным гравиметрии и магнитометрии (ПК 720—850 и 2660—2770), характеризуются локально аномальными максимумами гравитационного и магнитного полей, повышенной граничной скоростью — 5,9—6,0 *км/сек*. Интенсивность магнитных аномалий более 500—700 *гамм*.

Гранодиориты повышенной основности отмечены положительными магнитными аномалиями (до 200—300 *гамм*) и граничными скоростями

порядка 5,3—5,7 *км/сек*. Однако контуры магнитных аномалий не совпадают с контурами аномалий граничных скоростей. Это, по-видимому, объясняется тем, что основная масса интрузивного тела практически не магнитна, магнитной является лишь его внешняя — эндоконтактовая часть, т. е. зона ассимиляционного взаимодействия магмы с вмещающими породами. По мнению И. Х. Хамрабаева (1958), в этих зонах происходит относительная концентрация минералов железа, в частности, магнетита и ильменита.

Диоритовые интрузивные тела магнитны (300—500 *гамм*), однако их размеры невелики, выделены они по данным гравиметрии и магнитометрии.

Граниты кислого состава слабо магнитны или не магнитны, характеризуются граничной скоростью 5,1—5,3 *км/сек*.

Гранитоидные тела иногда непосредственно подстилают мезо-кайнозойские образования (южнее и севернее Газли, южнее Кульджуктау, Аристантау, Токтыныктау) и залегают на глубине 0—2 *км*, а иногда перекрыты архей(?)-протерозойскими или палеозойскими отложениями, отмечены на глубине 2—9 *км*. Они представляют собой сложнопостроенные интрузивные массивы, сформированные не менее чем из двух центров роста, зачастую соответствующих глубинным разломам, прорывающим земную кору и, вероятно, служившим магмо-термоподводящими каналами. Вертикальная мощность наиболее крупных пластообразных интрузивных тел равна 4—13 *км*. Они имеют западное, северо-западное простирание, что совпадает с простиранием основных глубинных разломов.

Отдельными исследователями (Чембарисов, Храмышкин и др.) в Центральных Кызылкумах выделены одноярусные (грибообразные с толщиной «шляпки» до 7—8 *км*) и двухъярусные (два лепешкообразных тела мощностью 5—8 *км* каждое, разделенные толщей 7—10 *км*) гранитоидные интрузивы. Первые ярусы интрузивов заполняют межформационное пространство между докембрийским и палеозойским этажами, а вторые расположены между архейскими и протерозойскими отложениями. Наличие двухъярусных плутонов не подтверждено нашими исследованиями — по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак ниже интрузивов нигде не обнаружены образования докембрийского этажа.

Интрузивы представлены монолитными телами, о чем свидетельствует отсутствие в их пределах отражающих и преломляющих границ. Это подтверждается также результатами интерпретации материалов гравиметрии и магнитометрии. Верхняя кромка и краевые части гранитных плутонов часто состоят из гибридных образований — гранодиоритов и диоритов, расположенных в виде отдельных нашлепок.

Строение домезозойского фундамента. В строении домезозойского фундамента выявлено многоэтажное расположение разнообразных по форме и генезису следующих четырех групп пликативных структур: архей(?)-нижнепротерозойского кристаллического основания (карелиды?) рифей-вендского платформенного покрова, каледонских структур и геосинклинальных структур герцинского возраста (Ахмеджанов, 1969).

Складки кристаллического основания представлены линейными и куполовидными структурами (антиклинориями), осложненными мелкими изоклинальными складками. Рифей-вендский платформенный покров сложен породами, смятыми в пологие структуры и перекрывающими прибортовые части карельских антиклинориев.

Каледонские структуры расположены унаследованно по отношению к нижележащим. Некоторые каледонские структуры, находящиеся

севернее Бесапанского разлома и сложенные вулканогенными и вулканогенно-терригенными отложениями, имеют субширотно вытянутую форму и контролируются зонами дробления. К этим зонам, как правило, приурочены спилиты, диабазы, туфы, туфобрекчии и тонкие прослойки известняков (O_1).

Следовательно, при формировании структур важную роль сыграла интенсивная вулканогенная деятельность, проявившаяся в ордовик-нижнедевонский период. Каледонские разрывные нарушения, возможно, являющиеся магмаподводящими каналами, в герцинский цикл тектогенеза были перекрыты мощными карбонатными и карбонатно-терригенными образованиями (D_2—C_3), так как здесь существовал прогиб и происходило интенсивное осадконакопление.

Каледонские структуры Южного Тянь-Шаня имеют приподнятую форму, существующую длительное время, о чем свидетельствует отсутствие или очень ограниченное распространение среднедевон-верхнекарбоновых (D_2—C_3) отложений.

Основная роль в формировании структурно-тектонического облика основных геоструктурных элементов — Курамино-Ферганского срединного массива, Южно-Тяньшаньской геосинклинальной зоны, Каракумо-Таджикского выступа древней платформы — принадлежит герцинскому циклу тектогенеза, характеризовавшемуся наибольшей контрастностью и интенсивностью движений, которые приводили к сильной деформации ранее образованных складчато-разрывных дислокаций и сопровождались вулканическим излиянием и внедрением крупных интрузий.

Исследованная часть Курамино-Ферганского массива, ограниченная с севера системой Северо-Кызылкумских разломов, а с юга — Бесапанским, представляла собой прогиб с широко развитыми вулканогенными, интрузивными образованиями преимущественно основного и ультраосновного состава.

В пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинальной зоны развиты интрузивные образования кислого состава (граниты, гранодиориты, диорит-порфириты и др.), вулканогенные почти отсутствуют. По структурным особенностям отмеченная зона представляла собой внутреннее поднятие.

Северная часть Каракумо-Таджикского выступа являлась прогибом с широко распространенными интрузивными образованиями основного (габброиды) и кислого (граниты) состава. В отличие от первых двух геоструктурных элементов здесь развит верхнепалеозойский вулканизм и поверхность фундамента сложена флишоидными образованиями пермо-триаса незначительной мощности.

Характеристика разломов, выраженных на границах К и М

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак с юга на север отмечены Амударьинский, Алатский, Арало-Гиссарский, Газлинский, Южно-Тяньшаньский, Северо-Кульджуктауский, Бесапанский, Ташагыльский, Северо-Кызылкумский, Шаргаматский разломы, секущие земную кору на сравнительно крупные блоки. Падение разломов субвертикальное под углом 70—90°.

Амударьинский и Алатский разломы ограничивают Чарджоуское поднятие. На границах К и М они выражены смещением по времени одноименных фаз отраженных волн, соответствующим амплитуде до 1—2 *км*. Более четко отмечен Алатский разлом (рис. 26)). По поверхности домезозойского фундамента он выражен резким изменением значений граничной скорости.

Алатский и Арало-Гиссарский разломы ограничивают Каракульский прогиб, выраженный по поверхности фундамента. Здесь границы

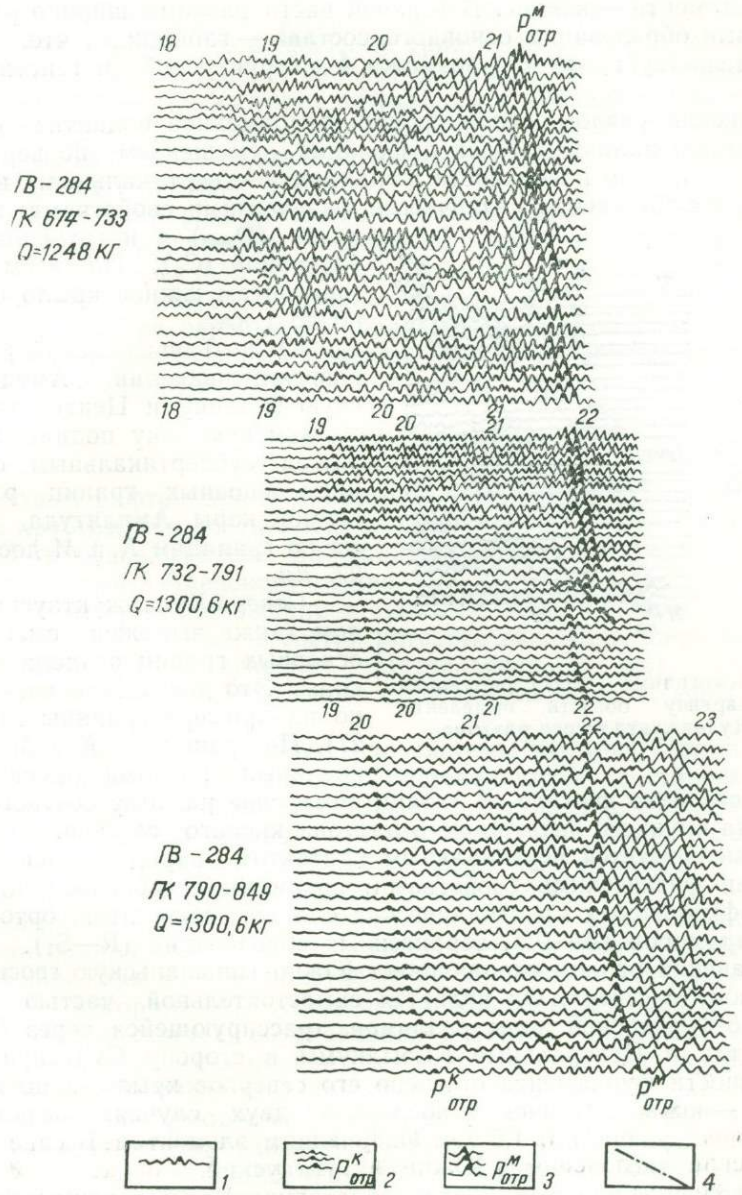


Рис. 26. Монтаж сейсмограмм, характеризующих волновую картину области выделения Алатского разлома:

1—сейсмическая трасса через канал; *2*—ось синфазности волны $P^{K}_{отр}$, отраженной на границе К; *3*—ось синфазности волны $P^{M}_{отр}$, отраженной на границе М; *4*—разрыв оси синфазности, соответствующий разлому.

К и М приподняты на 1—3,0 *км* относительно соседних структур. Арало-Гиссарский разлом по всем трем основным границам раздела земной

коры выражен резким смещением по времени одноименных фаз опорных волн. Разлому также соответствуют точки дифракции. Если по нижним двум границам опущено северное крыло разлома, то по поверхности фундамента — южное. В верхней части разлома широко развиты интрузивные образования основного состава — габброиды, что, вероятно, свидетельствует об их возможной структурной и генетической связи.

Газлинский разлом, осложняющий одноименное поднятие фундамента, отмечен наличием точек дифракции, смещением по вертикали границ К и М, а по поверхности фундамента — вертикальным контактом пород с существенно различными физическими свойствами: известняков (D_{2-3}) и интрузивных образований (C_3). По всем трем горизонтам южное крыло опущено до 1 *км*.

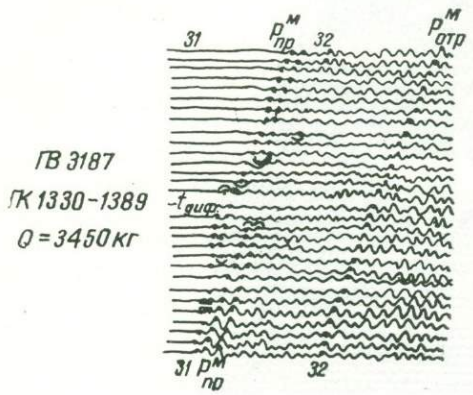


Рис. 27. Сейсмограмма, иллюстрирующая волновую картину области выделения Северо-Кульджуктауского разлома.

Южно-Тяньшаньский разлом, разграничивающий Амударьинскую впадину и Центрально-Кызылкумскую зону поднятий, выражен субвертикальным смещением основных границ раздела земной коры. Амплитуда разлома по границам *К* и *М* достигает 2,5 *км*.

Северо-Кульджуктауский разлом также выражен смещением основных границ раздела земной коры. Это достаточно четко видно на примере границы *М* (рис. 27). По границам *К* и *М* северное крыло разлома опущено на 1 км относительно южного. В «гранитном» слое разлому соответствует центр роста крупного интрузивного плутона кислого состава. Верхняя часть характеризуется вертикальным контактом пород с существенно различными физическими свойствами: интрузивных образований (C_3) и метаморфизованных кристаллических сланцев, кварцитов, ортоамфиболитов, мраморов (A—Pt), терригенных образований (R—S_1).

Бесапанский разлом ограничивает Южно-Тяньшаньскую геосинклинальную зону с севера. Он является самостоятельной частью Бесапано-Южно-Ферганской зоны разломов, трассирующейся через Северный Нуратау и Центральные Кызылкумы в сторону Султануиздага. По поверхности фундамента опущено его северное крыло, а по границам К, М — южное. Причем в последних двух случаях амплитуда соответственно равна 1 и 1,5 *км*. Оперяющим элементом Бесапанского разлома, возможно, является Южно-Мурунтауский.

Расположение разлома вблизи золоторудного месторождения Мурунтау и широкое развитие в его верхней части интрузивных образований основного и кислого состава, по-видимому, свидетельствуют о связи поверхностных структур земной коры с глубинными, а также о происходящих в их пределах процессах. Этим, вероятно, обусловлено накопление глубинного тепла (Ю. Н. Зуев) с повышенным значением теплового потока, равным 1,91 $\mu \cdot кал/см^2 \cdot сек$ (при среднеконтинентальном его значении 1,2 $\mu \cdot кал/см^2 \cdot сек$, по Иеда).

Ташагыльский, Шаргаматский (Кунин, 1968), Северо-Кызылкумский разломы расположены на севере профиля. Ташагыльский по поверхно-

сти фундамента отмечен зоной дробления, смещением поверхности известняков D_{2-3} и границы М по вертикали до 1 *км*. Причем северное крыло разлома приподнято.

Северо-Кызылкумский разлом по поверхности фундамента отличается резким изменением значений граничной скорости, соответствующим контакту известняков с гранодиоритами, ниже — затуханием волн, соответствующих отражающим площадкам в «базальтовом» слое. Примечательно, что к указанному разлому приурочен очаг Кызылкумского землетрясения 1968 г. силой 7—8 баллов, расположенный на глубине порядка 20 *км* (Яковлева, 1971).

Шаргаматский разлом также выражен резким изменением значений граничной скорости по поверхности домезозойского фундамента, смещением по вертикали на 0,5 *км* поверхности известняков D_{2-3} и на 1 *км* границы М. Опущено северное крыло.

Последние три разлома по сравнению с вышеописанными характеризуются меньшими углами падения (70—75°). Причем верхние части их смещены к северу относительно нижних.

О рифтовых структурах

Система рифтов Земли в океанах соответствует срединноокеаническим хребтам. На континентах к ним относят зоны Восточноафриканских грабенов, грабены Байкальский, Рейнский, Осло, Красного и Мертвого морей и Аденского залива.

Высказано предположение о существовании «рифтового пояса Наливкина» (Попов, 1972), в состав которого включены рифтовые долины (Байкальская, Иссыккульская, Чаткальская и др.). Предложено выделение Сарматско-Туранского линеамента земной коры (Айзберг и др., 1971).

Предполагают, что размещение системы рифтов Земли соответствует положению восходящих и растекающихся в стороны конвекционных течений в мантии, вызывающих растяжение отдельных блоков земной коры (Ф. А. Венинг-Мейнес), а также зонам мегаундаций (Р. У. Ван-Беммелен) — крупных по размерам подъемов вещества в нижней мантии («Система рифтов Земли», 1970).

Формирование рифтов В. Бухер связывает с пластическими деформациями земной коры. Он исходит из предположения о том, что при растяжении коры за счет ползучести ее вещества возникает утонение, в результате которого образуется нечто подобное «шейке», т. е. поверхность коры опускается, обусловливая развитие впадины, а подошва поднимается. Мантия заполняет все пространство под корой, образуя «антикорень». Этих же взглядов придерживаются и другие исследователи (Артемьев, Артюшков, 1968; Зорин, 1971) при объяснении механизма образования Байкальского рифта.

Существуют представления об образовании впадин в результате растяжения, которое возникает при выгибании земной коры (В. А. Обручев, М. М. Тетяев, В. В. Белоусов и др.). При этом предполагается, что свод развивается под действием вертикально направленных сил, обусловленных увеличением объема мантии при ее разуплотнении.

Для большинства рифтов Земли характерны интенсивное проявление вулканизма, отрицательная аномалия силы тяжести в редукции Буге, повышенное значение теплового потока, пониженное — граничной скорости подкорового слоя, сокращение толщины кристаллической части земной коры, современная тектоническая активность.

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак впервые установлены Каракульская и Северо-Кызылкумская рифтоподобные структуры земной коры, которым свойственно большинство перечисленных признаков (Ф. Х. Зуннунов, Т. Эргешев).

Каракульская структура шириной 65 *км* расположена на юге профиля, ограничена Алатским и Арало-Гиссарским разломами, падающими к центру структуры под углом 70—90°. По поверхности домезозойского фундамента и границам, расположенным в мезо-кайнозойском осадочном чехле, структуре соответствует одноименный прогиб. Прогибание амплитудой до 100 *м* отмечено и по современному рельефу.

В южной части структуры, по данным бурения, домезозойский фундамент представлен архей(?)-нижнепротерозойскими сильнокварцованными сланцами, амфиболитами, которые в центральной части структуры подстилаются интрузивными образованиями — гранодиоритами.

В центральной части структуры имеются маломощные пермотриасовые $P—T_3$ отложения, ниже которых расположены среднепозднекарбоновые C_{2-3}, подстилающиеся гранитами. Здесь по данным бурения также отмечено включение вулканогенных пород кислого состава C_1.

В северной части описываемой структуры мезо-кайнозойские образования непосредственно подстилаются габброидами, вероятно, внедрившимися по Арало-Гиссарскому разлому и выраженными в магнитном поле максимумом.

В пределах структуры отмечены уменьшение мощности «гранитного» и увеличение «базальтового» слоев, а также сокращение мощности земной коры, особенно ее кристаллической части; границы К и М приподняты до 5 *км* относительно соседних структур. Это, по-видимому, является результатом действия вертикальных сил или роста сердцевины ядер (по В. И. Попову) за счет увеличения объема верхней мантии при разуплотнении его вещества. Можно предположить также, что отмеченные поднятия сформировались под действием сил, стремившихся восстановить изостатическое равновесие.

Для Каракульской структуры характерны мозаичное магнитное поле и отрицательная аномалия силы тяжести в редукции Буге, которая продолжается в западном и северо-западном направлении на 200 *км* и восточном на 100 *км* в виде линейновытянутых дугообразных аномалий (В. М. Фомин и др.). О тектонической активности структуры свидетельствуют разрушительные землетрясения, происшедшие в районах Бухары, Ургенча и др. (Мушкетов, Орлов, 1893). По нашему мнению, Каракульская структура соответствует юго-восточному продолжению Сарматско-Туранского линеамента земной коры (Айзберг и др., 1971).

Отрицательные структуры фундамента Сарматско-Туранского линеамента пересечены в пределах Днепрово-Донецкого авлакогена несколькими профилями ГСЗ (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др.), характерным из которых является профиль Близнецы—Шевченково (Павленкова и др., 1973), а также северного борта Амударьинской впадины (Ташаузский, Хивинский прогибы) профилем ГСЗ Копетдаг—Аральское море (Рябой, 1966). По отмеченным профилям Днепрово-Донецкому авлакогену и Ташаузскому и Хивинскому прогибам так же, как и Каракульской структуре, соответствует локальное сокращение земной коры, особенно ее кристаллической части, достигающей примерно 35 *км*. Подобное строение коры характерно для северо-востока

Амударьинской впадины, а также Зарафшанской (профиль ГСЗ Карабекаул—Койташ; Годин и др., 1960).

По профилю ГСЗ Ош—оз. Каракуль в Южном Тянь-Шане и Северном Памире отмечены прогибы границы М, а в Алайской долине — ее поднятие. В последнем регионе расположена Памиро-Китайская эпицентральная зона, в пределах которой возникает больше напряжений, чем в соседних областях (Косминская и др., 1958). По нашему мнению, Алайской долине соответствует одноименная рифтовая структура.

Северо-Кызылкумская структура шириной 125 *км* расположена на севере профиля, ограничена Бесапанским и Северо-Кызылкумским разломами. Структура соответствует Северной (Букантау-Ферганской) структурно-формационной (мобильной) зоне (Мелькановицкий и др., 1969).

В центральной части структуры отмечены положительные аномалии силы тяжести и слабая отрицательная аномалия магнитного поля; обратная картина наблюдается в краевых частях. При этом отрицательная аномалия силы тяжести имеет линейновытянутую форму и значительную протяженность.

Северо-Кызылкумской структуре свойственна палеозойская вулканическая деятельность. Ей соответствует прогиб, установленный по поверхности массивных, доломитизированных известняков (D_{2-3}). Наиболее погруженная часть его расположена севернее Токтыныктау на глубине до 5,5 *км* (Т. Эргешев). Краевые участки гетерогенного слоя известняков взломаны в герцинский цикл тектогенеза, выведены на поверхность вблизи Токтыныктау.

Северо-Кызылкумской структуре соответствует уменьшение мощности «гранитного» и увеличение «базальтового» слоев, сокращение мощности кристаллической части земной коры. Для структуры характерна современная тектоническая активность, о чем свидетельствуют отмеченное выше Кызылкумское землетрясение и образование трещин вблизи сел. Тамдыбулак (Каржаув, Уломов, 1966) с признаками растяжения. На наличие структуры указывает также участок высокотемпературного глубинного тепла (по Ю. Н. Зуеву), расположенный вблизи Бесапанского разлома.

Все отмеченные структуры характеризуются обратной отрицательной формой рельефа поверхностей М и консолидированной коры (Беляевский, 1971).

Вероятная связь разломов или трещинных зон с проявлениями эндогенного оруденения

Нуратинский золоторудный пояс (Хамрабаев, 1958) расположен южнее Бесапанского и Северо-Нуратинского разломов. Оперяющим элементом первого является Южно-Мурунтауский. В пределах пояса известны золото-арсенопиритовые, золото-кварц-пиритовые месторождения и рудопроявления.

На исследуемой территории кварцевые и кварц-карбонатные жилы широко развиты в образованиях бесапанской и тасказганской свит. Количество их резко увеличивается в пределах погребенных и внедрившихся крупных гранитоидных интрузивов (Хамрабаев, 1958).

Площадными исследованиями КМПВ установлено, что метаморфизованные образования ауминзинской, бесапанской и тасказганской свит широко развиты на площади (шириной до 100 *км* и длиной более 300 *км*), расположенной в пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинальной зоны.

В данном разделе нами сделана первая попытка по материалам КМПВ выделить древние коры выветривания и зоны дробления, с которыми генетически связаны проявления эндогенного оруденения.

При интерпретации годографов волн вблизи месторождения Мурунтау установлено, что увеличение скорости происходит до глубины 70—130 *м*, где градиент скорости для продольных волн достигает 30 *м/сек* на метр, а для поперечных —10 *м/сек*. Градиентная часть разреза предположительно может быть отнесена к древней коре выветривания, у подошвы которой происходит скачкообразное измене-

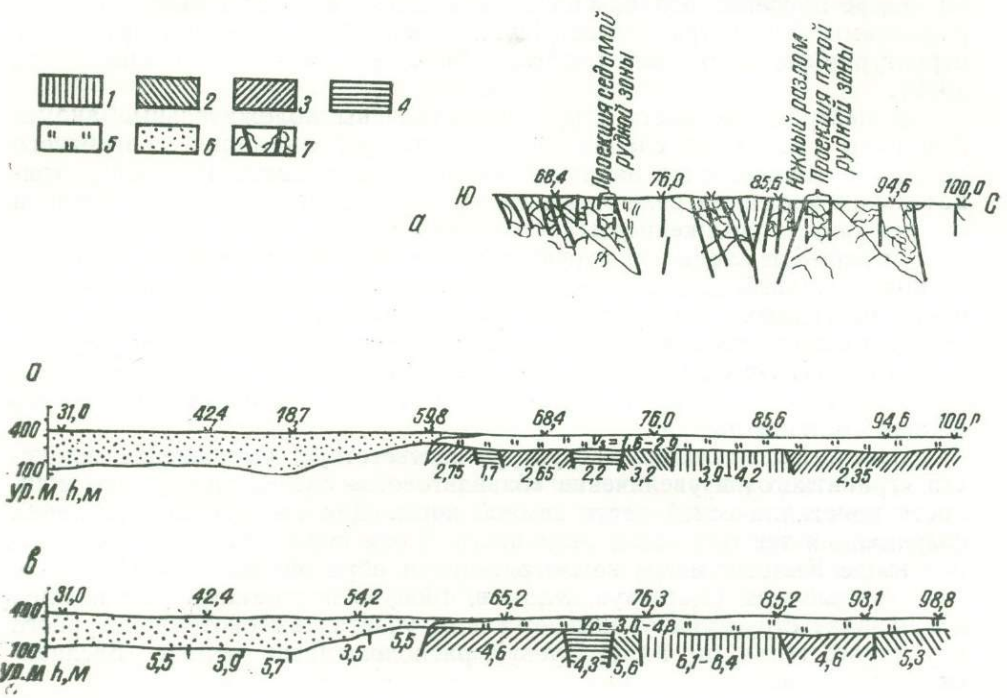


Рис. 28. Геологический (*а*—по А. Т. Бендику) и сейсмический (*б*—по поперечной слаборефрагированной волне S_{121}—SH, *в*—по продольной слаборефрагированной волне P_{121}) разрезы Южного Мурунтау:

1—зона высоких скоростей ($V_{гр}$ =6,1—6,4 и $V_{гS}$ =3,9—4,2 *км/сек*), соответствующая сильно окварцованным карбонатно-сланцевым отложениям; *2*—зоны повышенных скоростей ($V_{гр}$ =5,3—5,6 и $V_{гS}$ =2,9—3,2 *км/сек*), соответствующие окварцованным сланцам; *3*—зоны средних скоростей ($V_{гр}$ =4,5—4,7 *км/сек* и $V_{гS}$ =2,3—2.75 *км/сек*), соответствующие песчанисто-сланцевым отложениям; *4*—зоны заниженных скоростей ($V_{гр}$ =3,6—4,4 *км/сек* и $V_{гS}$ =1,7—2,25 *км/сек*), соответствующие зонам измененных, дробленых пород и тектонических нарушений; *5*—кора выветривания ($V_{гр}$ =3,0—4,8 *км/сек* и $V_{гS}$ =1.6—2,9 *км/сек*); *6*—мезо-кайнозойские образования; *7*—разломы и трещины.

ние скорости волн и на сейсмограммах регистрируется внутрипалеозойская волна (Эргешев, 1970).

Модель коры выветривания близка к вертикальнослоистой (рис. 28), где выделяются зоны дробленых пород, характеризующиеся пониженными значениями граничных скоростей продольных (3,6—4,4 *км/сек*) и поперечных (1,7—2,25 *км/сек*) волн. Зоны дробления, как правило, распространяются на глубину более 1 *км* с заметным утонением; ширина их достигает 200—800 *м*, а протяженность — до 100 *км*. Им соответствуют золоторудные зоны. Представляется, что древняя кора выветривания и зоны дробления пород играют важную роль в размещении золоторудных и других типов месторождений.

По данным бурения, мощность древней коры выветривания едва достигает 20 *м*, а зоны дробленых пород обнаруживаются исключительно редко. В условиях плохой обнаженности домезозойского фундамента как кора выветривания, так и зоны дробления не отмечены геологической съемкой. В связи с этим основным методом изучения объектов является сейсморазведка КМПВ в комплексе с ВСП.

В районе месторождения Мурунтау по данным гравиметрии, магнитометрии, сейсморазведки на глубинах порядка 1 *км* выделен крупный интрузивный плутон кислого и основного состава. Вероятно поэтому на глубине до 300—400 *м* в образованиях бесапанской и тасказганской свит, как справедливо отмечено И. Х. Хамрабаевым (1958), имеются многочисленные дайки (плагиоклазовых порфиритов, диорит-порфиров и др.), кварцевые жилы, зоны интенсивного окварцевания.

По данным КМПВ в районе месторождения Мурунтау выделяются два основных типа разломов: субширотный и субмеридиональный. Морфология, простирание, время и глубина заложения указанных разломов и их отношение к оруденению различны. Субмеридиональные разломы выражены слабее субширотных.

Южно-Мурунтауский и Бесапанский субширотные разломы, а также поперечный Амантай-Шарыктинский, проходящий через Тамдытау и Сардаринский прогиб, расположенный несколько южнее, очевидно, сыграли важную роль в размещении золотого оруденения, так как месторождение Мурунтау выявлено вблизи пересечения этих разломов. Это пересечение также соответствует крупному плутону, не обнаруженному на поверхности. Основными рудоконтролирующими структурами являются Южно-Мурунтауский разлом и зона интенсивной трещиноватости (дробления) субширотного простирания, обнаруженная в докембрийских терригенных толщах. Это свидетельствует о генетической связи отмеченных разломов и зоны дробления с проявлением эндогенного оруденения.

Нашими исследованиями в пределах Центральных Кызылкумов установлены поднятия поверхностей «базальтового» слоя и верхней мантии, а также разломы, секущие земную кору или достигающие поверхности «базальтового» слоя. Отмеченные разломы вполне могли служить магмоподводящими каналами и способствовать возникновению интенсивных гидротермальных процессов. Вероятно, этим обстоятельством объясняется обилие в домезозойском фундаменте различных эндогенных полезных ископаемых.

Глава III. ГРАВИМАГНИТНОЕ ПОЛЕ УЗБЕКИСТАНА В СВЯЗИ СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

На примере отдельных районов Срединного Тянь-Шаня (Попов, 1938) показаны возможности комплексного использования данных гравиметрии и магнитометрии для изучения глубинного геологического и, прежде всего, структурно-тектонического строения земной коры Узбекистана.

В пределах всей исследуемой площади выполнены аэромагнитные (Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев, И. А. Фузайлов) и гравиметрические (А. М. Колпаков, А. С. Орловский, Н. Я. Кунин, Ю. С. Шманенко, А. Н. Лобанченко) съемки.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

Аномальное поле силы тяжести на исследуемой территории характеризуется наличием интенсивного минимума силы тяжести, соответствующего горному Тянь-Шаню. От слабоинтенсивного поля Турана этот минимум отделен зоной повышенных градиентов. Как показывают многочисленные исследования (Архангельский, Федынский, 1936; Борисов, 1967; Вольвовский, Рябой, Шрайбман, 1962; Мелькановицкий и др., 1967; Таль-Вирский, 1964; и др.), основная часть отрицательных значений силы тяжести обусловлена глубинными факторами: изменением мощности основных слоев земной коры и плотностными неоднородностями в верхней мантии. Более высокочастотные составляющие рассматриваемого поля связаны с крупными плотностными неоднородностями верхней части «гранито-гнейсового» подслоя, глубиной залегания поверхности кристаллического фундамента, рельефом палеозойского основания и др. (Мелькановицкий и др., 1967; и др.).

Для анализа поля широко привлекались результаты изучения гравитационного поля. Кроме того, были проведены специальные исследования по изостазии и разложению поля по элементарным функциям типа «уступ» и «полюс».

При рассмотрении природы глубинных аномалий, т. е. аномалий за вычетом гравитационного влияния земной коры, по расчетным профилям произведен пересчет поправки Буге в верхнее полупространство на высоту H, которая является изостатической поправкой к аномалии Буге (Зорин, 1971). По мере увеличения высоты пересчета график изостатической поправки все более приближается по форме к кривой остаточных (за вычетом гравитационного влияния границы M) аномалий. На высоте пересчета 80 *км* это сходство близко к максимальному.

По данным разложения суммарного поля на элементарные функции установлено, что наиболее низкочастотная составляющая обусловлена «уступом», глубина залегания которого 120 *км*. Это свидетельствует о том, что компенсационные массы, по-видимому, локализуются в слое Гутенберга, поверхность которого, например в Юго-Западном Гиссаре, по сейсмическим данным и результатам магнитотеллурического зондирования, располагается на глубине 110 *км*.

Утолщение земной коры в Тянь-Шане на 10—15 *км* создает локальную аномалию порядка 100—150 *мгл* (при перепаде плотности 0,3—0,4 *г/см*^{3}). Эта величина характерна для низкочастотной составляющей поля, подкоровым «неоднородностям». В отношении гравитационного влияния границы К можно лишь предположить, что локальным утолщениям «базальтового» слоя (при перепаде плотности порядка 0,2 *г/см*^{3}) соответствуют локальные максимумы силы тяжести интенсивностью 40—60 *мгл*.

Наиболее информативная часть аномального поля обусловлена неоднородностью строения верхней части земной коры. Особые точки, связанные с разложением поля, располагаются главным образом на глубинах, не превышающих 10—15 *км*. Геологическая природа аномалий силы тяжести здесь разнообразна.

Весьма четко в гравитационном поле выражены аномалии, отражающие блоковое строение верхней части «гранито-гнейсового» подслоя. Это главным образом протяженные зоны горизонтальных градиентов различной интенсивности (гравитационные ступени) и крупные линейные минимумы и максимумы гравитационного поля. Гравитационные ступени могут быть обусловлены крутопадающими разломами с амплитудой вертикального перемещения контактирующих блоков не менее 1—2 *км*. При этом разломы меньшей амплитуды, наиболее четко выраженные в рельефе палеозойского фундамента, выделяются в гравитационном поле ступенями в отличие от разломов, осложняющих поверхность «гранитного» слоя или границу К. Блоковые структуры палеозойского фундамента отмечаются в гравитационном поле в виде повторяющих их в плане локальных максимумов и минимумов. Пликативные структуры отражаются в гравитационном поле менее четко.

В гравитационном поле исследуемого региона изометричными минимумами уверенно выделяются крупные интрузии гранитоидного состава, ядерная часть которых представлена гранитами с отрицательной избыточной плотностью по отношению к вмещающей среде ($\Delta\sigma = 0{,}06$—$0{,}08$ *г/см*^{3}). Локальные, вытянутые минимумы могут иметь двоякую природу. Они связаны либо с цепочками трещинных интрузий кислого состава, либо с зонами крупных разломов диаклазового типа. В гравитационном поле теоретически должны находить отражение крупные интрузивные тела основного состава, выделяемые локальными гравитационными и связанными с ними магнитными максимумами. Но вследствие ограниченного развития в исследуемом районе крупных основных и ультраосновных интрузивов подобные максимумы гравитационного поля наблюдаются редко.

Магнитное поле описываемого района сформировано в основном приповерхностными магнитными неоднородностями. Аномалии обусловлены магнитными разностями магматических пород, интенсивность намагничения которых варьирует от десятков до тысяч единиц на 10^{-6}CGSM. Степень намагничения повышается с увеличением основности. Породы гранитного состава не магнитны или слабо магнитны

(Котляревский, 1968). Гранодиориты и эффузивы среднего состава обладают повышенной намагниченностью ($I_{эф}=100—500\cdot16^{-6}$ CGSM), наиболее магнитны основные породы ($I_{эф}=1000—3000\cdot10^{-6}$ CGSM).

Из приведенных данных следует, что бóльшая часть положительных магнитных аномалий обусловлена либо интрузиями инъецированных гранодиоритов и диоритов, либо аналогичной по составу оболочкой гибридных пород гранитных плутонов. В последнем случае магнитные аномалии ассоциируют с гравитационными минимумами, картирующими интрузии гранитов. Причем нередко наблюдается повышение значения магнитного поля к периферии гравитационных минимумов и их центру, что может свидетельствовать о наличии в пределах гранитоидных плутонов «кольцевых» и радиальных разломов, в которые в пермо-триасовый этап активизации глубинных магматических очагов внедрились трещинные интрузии кислого и основного состава.

Особенности методики исследований

Районирование поля. В основу интерпретации гравимагнитного поля положено районирование его по морфологии и простиранию локальных аномалий (рис. 29, 30). Сравнительно однородный характер гравитационного поля в пределах выделенных таким образом крупных геоструктурных блоков свидетельствует о том, что каждая из этих структур земной коры по крайней мере в последний этап герцинского тектогенеза представляла собой консолидированную область с характерным для нее режимом развития.

Р а з л о м ы и б л о к и. Наиболее крупными разломами, выделяемыми по гравимагнитным данным, являются разломы, разграничивающие исследуемую область по характеру поля на геоструктурные блоки (например, Северо-Ферганский и Кумбельский разломы), картируемые линиями фрагментов гравитационных ступеней. Внутриблоковые разломы выделяются ограниченными по простиранию зонами градиентов и цепочками линейных локальных аномалий гравимагнитного поля.

Особенность интерпретации гравитационных ступеней, выполненной в пределах профилей *а—а, б—б, в—в* и *г—г* (рис. 31, *а, б, в, г*), заключается в специфической корреляции глубин до верхней (h_1) и нижней (h_2) кромок уступов: h_2 «мелких» ступеней коррелировались с h_1 «глубоких».

При анализе гравитационного поля для разложения его по элементарным функциям типа «уступ» и «полюс» использован способ последовательных вычитаний, применяемый для обработки сейсморазведочных материалов (Троян, 1968). Алгоритм разложения заключается в следующем. Наблюденное поле задается в точках с постоянным шагом. Искомое модельное поле представляется в виде совокупности элементарных полей:

$$\varphi_\mu(x_i) = 2f_\mu \frac{z_\mu}{(x_i - x_\mu)^2 + z_\mu^2},$$

$$\varphi_\mu(x_i) = 2f_\mu \operatorname{arctg} \frac{x_i - x_\mu}{z_\mu}.$$

Оценка параметров по методу максимума правдоподобия сводит задачу разложения к решению системы уравнений способом последовательных вычитаний. По этому алгоритму составлена программа на языке АКИ-Т для машин типа Минск-22.

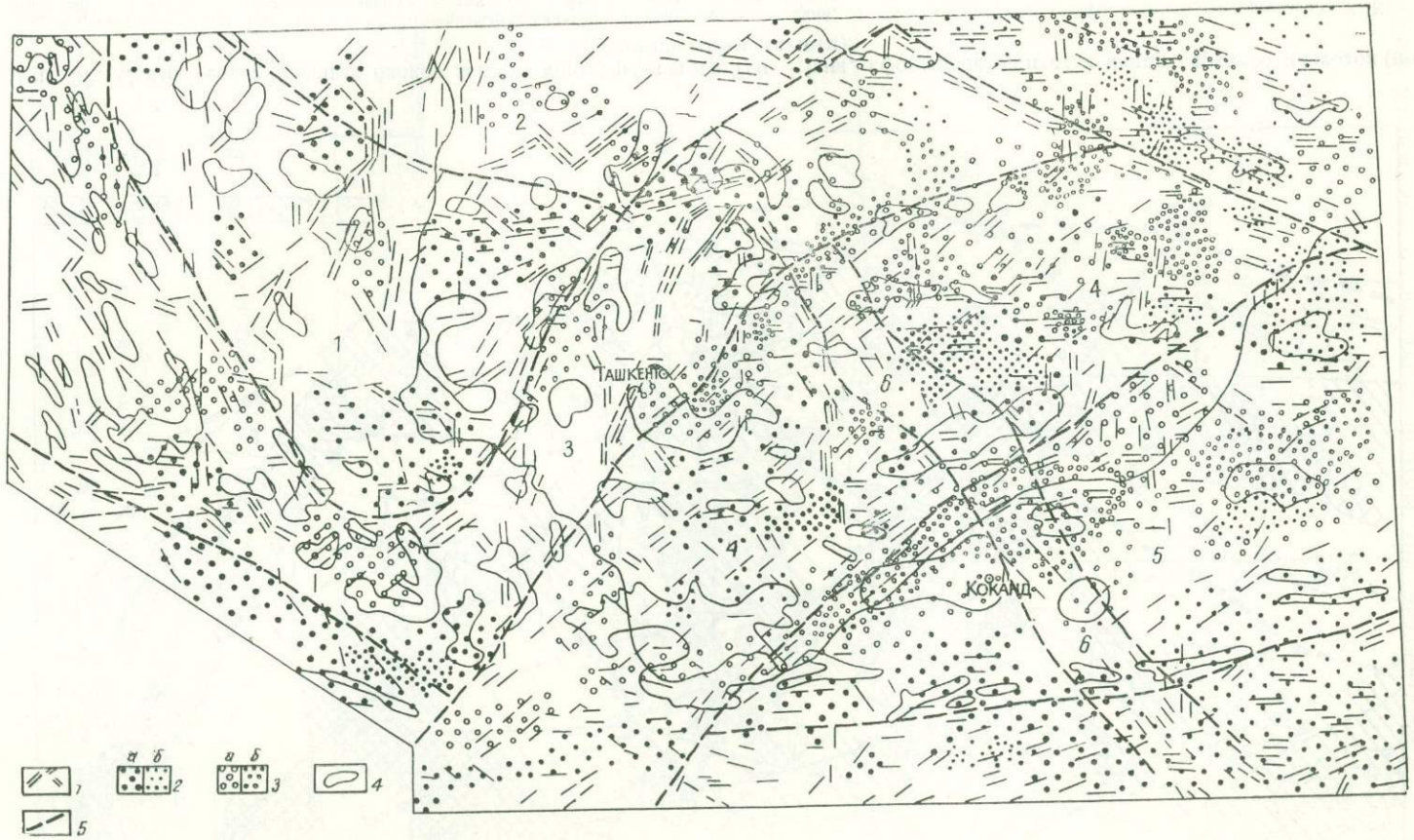


Рис. 29. Схема элементов гравимагнитного поля Срединного Тянь-Шаня:

1—линии простирания изоаномал гравитационного поля; *2*—области локального повышения среднего уровня гравитационного поля (*а*—с небольшим повышением уровня, *б*—с наиболее высокими значениями); *3*—области локального понижения среднего уровня гравитационного поля (*а*—с небольшим понижением уровня, *б*—с наиболее низкими значениями); *4*—контуры локальных максимумов магнитного поля; *5*—районирование гравимагнитного поля.

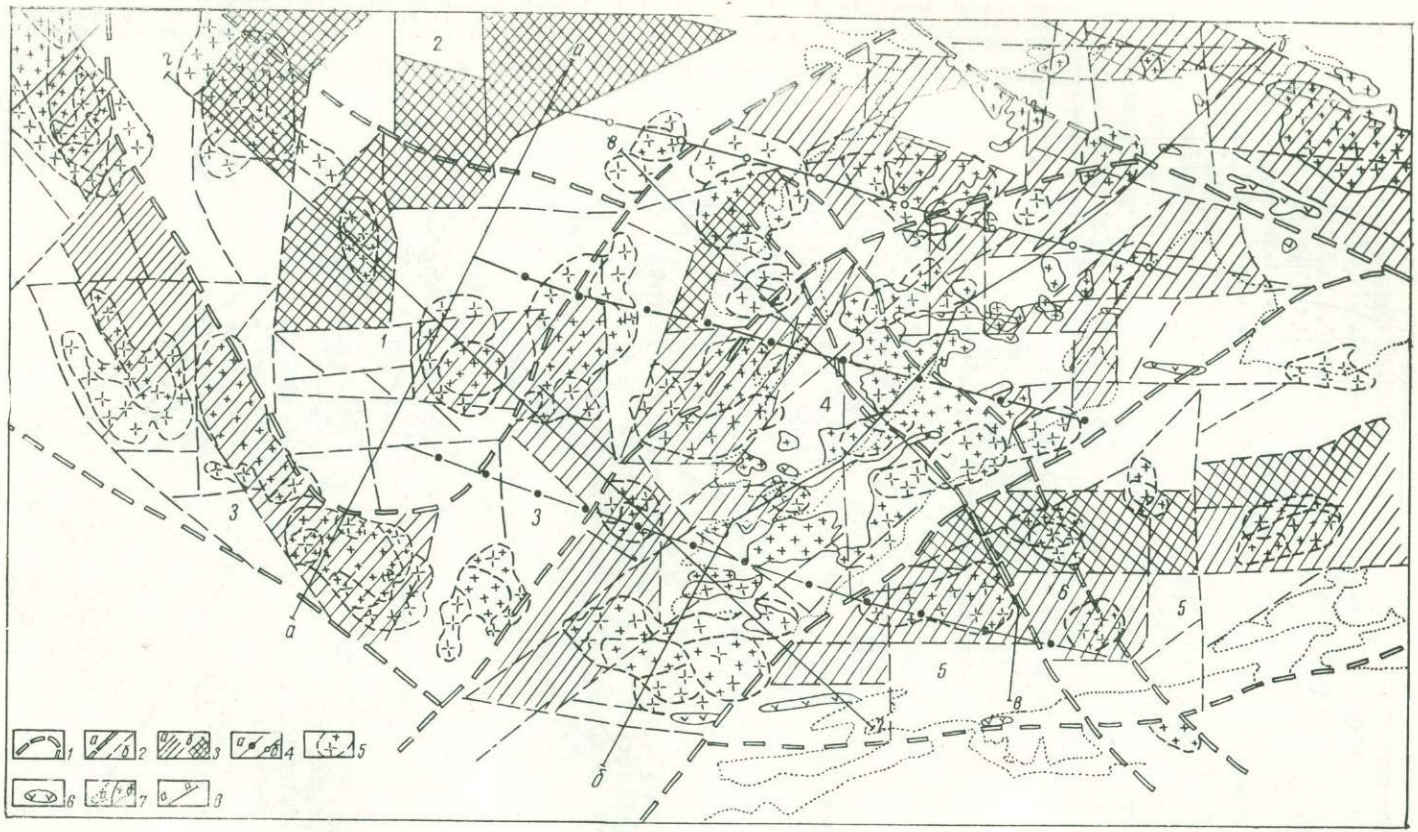


Рис. 30. Схема геоструктурных блоков земной коры Срединного Тянь-Шаня, сформировавшихся к концу верхнего палеозоя (по гравимагнитным данным):

1—геоструктурные блоки (см. на рис.: *1*—Среднесырдарьинский, *2*—Западно-Чаткальский, *3*—Тузкан-Келесский, *4*—Кураминский, *5*—Ферганский, *6*—Кумбельский); *2*—разломы (*а*—разграничивающие геоструктурные блоки, *б*—внутриблоковые и сквозные линейные); *3*—относительно опущенные локальные тектонические блоки (*а*—по кровле палеозойского фундамента и глубоким границам раздела, *б*—только по глубоким границам раздела); *4*—оси пликативных структур 1-го порядка Pz_{1-2} складчатости (*а*—антиклинории, см. на рис.: верхний—Кураминский, нижний—Чаткальский; *б*—синклинории: Каратау-Нарынский); *5*—контуры крупных гранитоидных интрузий позднегерцинского возраста в их среднем горизонтальном сечении; *6*—контуры участков вероятного проявления интрузий основного состава; *7*—выходы палеозойского фундамента на дневную поверхность (*а*—эффузивно-осадочные образования, *б*—крупные гранитоидные интрузии); *8*—линии геолого-геофизических разрезов *а—а*, *б—б*, *в—в*, *г—г*.

Интрузивы. По данным количественной интерпретации гравитационных минимумов оценивались центры тяжести закрытых грани-

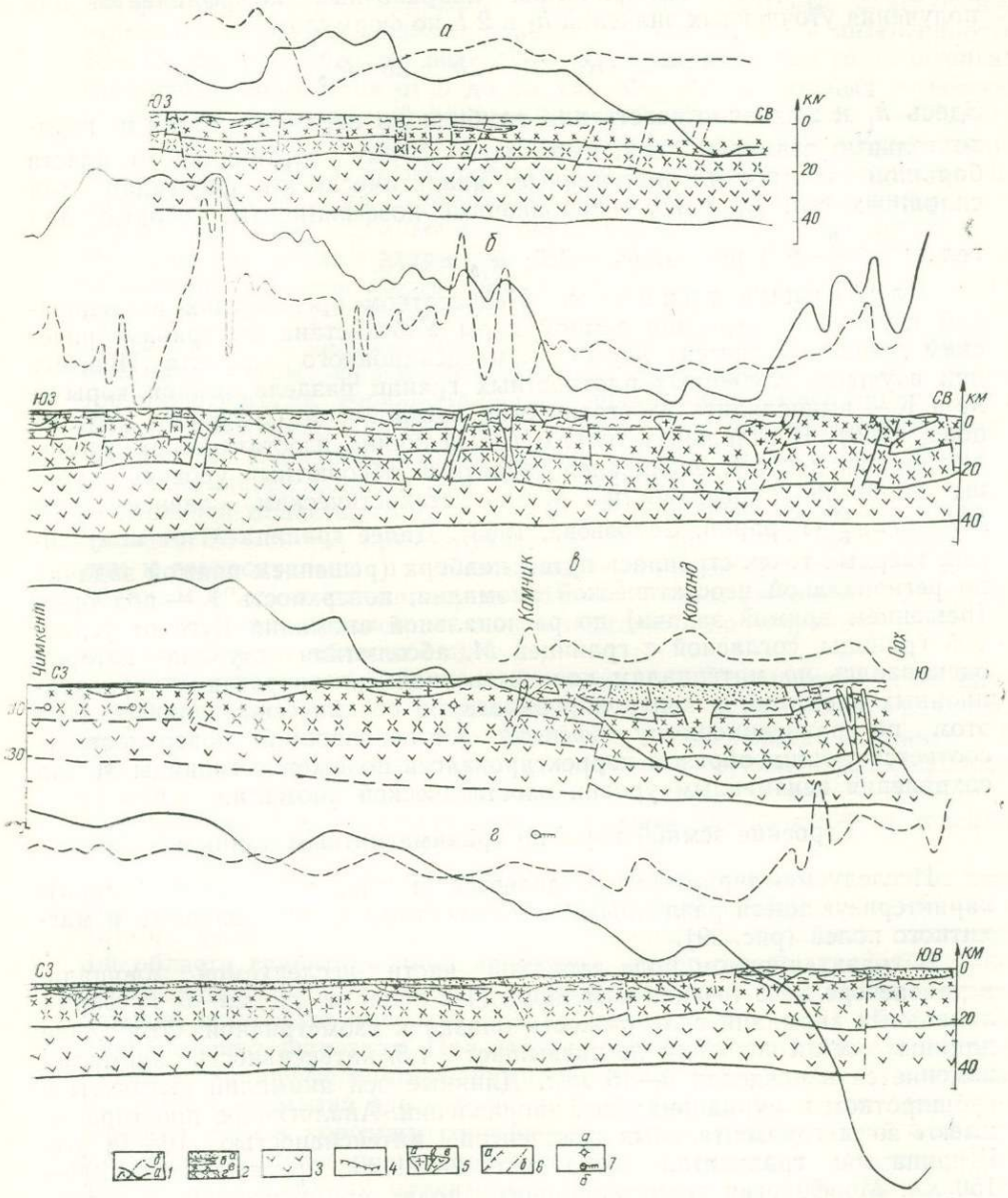


Рис. 31. Схематические разрезы земной коры по гравимагнитным данным: *а* по линии *а—а* Тузкан—Арысь), *б* — по *б—б*—(Беговат—Ангрен—Талас), *в* — по *в—в* (Сох—Камчик—Чимкент), *г* — по *г—г*:

1 — графики аномалий (*а* — силы тяжести, *б* — магнитного поля); *2* — основные горизонты „гранитного" слоя земной коры (верхний гранитный слой, состоящий из: *а* — осадочного мезо-кайнозойского чехла, *б* — палеозойского фундамента, *в* — промежуточного фундамента, *г* — нижнего „гранитного" слоя); *3* — „базальтовый" слой земной коры; *4* — граница М; *5* — интрузивные массивы (*а* — гранодиорито-диоритового состава, *б* — гранитового — гранодиоритового, *в* — основного — ультраосновного); *6* — крупные разломы (*а* — межблоковые, *б* — внутриблоковые); *7* — особые точки типа: *а* — „уступ", *б* — „полюс".

тоидных интрузий и их поперечное сечение. Особенность количественной интерпретации магнитных аномалий, предположительно связанных

с гибридной оторочкой гранитоидных интрузий, способами, разработанными для «сплошных» магнитных тел, заключается в применении предлагаемых авторами эмпирических поправочных коэффициентов для получения уточненных значений h_1 и $2b$ по формулам:

$$h_1 = h_1' \cdot R_h \quad \text{и} \quad 2b = 2b' \cdot R_{2b}.$$

Здесь h_1' и $2b'$ — соответственно глубина до верхней кромки и горизонтальные размеры тела, имеющего форму вертикального пласта большой мощности, полученные аналитически по формулам для сплошных тел; R_h и R_{2b} — поправочные коэффициенты, которые для тел с $2 \leqslant \frac{h_2}{h_1} \leqslant 3$ равны: $R_h = 1{,}5$; $R_{2b} = 0{,}75$.

Глубинные границы. Недостатком предыдущих исследований глубинного строения земной коры Узбекистана по гравиметрическим данным является неучет компенсационного эффекта. Поэтому при изучении глубинных плотностных границ раздела земной коры — М и К — вычислялись изостатические аномалии по Хейфорду (Мудрецова, 1960). В отдельных точках, где величина изостатической аномалии близка к нулю, оценивался вероятный абсолютный уровень глубины залегания поверхности М по стахостическим зависимостям $\Delta H_m = f\Delta g_Б^{per}$ (Гурарий, Соловьева, 1963). Далее граница М от полученных твердых точек строилась путем подбора (решением прямой задачи) по региональной изостатической аномалии, поверхность К — подбором (решением прямой задачи) по региональной аномалии Буге от условной границы, согласной с границей *М*, абсолютная глубина которой оценивалась по материалам количественной интерпретации гравитационных аномалий и контролировалась по сейсмическим данным. При этом по гравитационному эффекту от неровностей поверхности К соответствующим образом корректировалось положение границы М для сохранения неизменным уровня изостатической аномалии.

Строение земной коры по гравимагнитным данным

Исследуемая территория разделяется на отдельные области (блоки), характеризующиеся различными особенностями гравитационного и магнитного полей (рис. 29).

В гравитационном поле западной части исследуемой площади, в районе среднего течения Сырдарьи (1-я область, рис. 29—*5, 1*) форма локальных аномалий силы тяжести близка к изометричной. Отношение длинных осей к коротким не превышает 1,5, интенсивность аномалии изменяется в пределах 5—15 *мгл*. Длинные оси аномалий вытянуты в субширотном и меридиональном направлении. Аналогичное простирание имеют зоны горизонтальных градиентов интенсивностью 10—18 *этв*. Ширина зон градиентов составляет 8—11 *км*, протяженность 100—150 *км*. Морфология гравитационного поля примыкающей с севера 2-й аномальной области (рис. 29—*5, 2*) аналогичная морфологии 1-й, но для нее характерно общее понижение уровня поля.

Третья аномальная область (рис. 29—*5, 3*), имеющая дугообразную форму, выпуклостью к югу, окаймляет области 1, 2. Простирание аномалий в западной половине ее северо-западное, в восточной — северо-восточное. Аномалии имеют вытянутую форму, отношение их длинных осей к коротким—2—3, интенсивность колеблется от 2—4 до 10—12 *мгл*. Вытянутые зоны аномальных полей окаймляются линейными горизонтальными градиентами интенсивностью 10—15 *этв*, средняя протяженность их 100—150 *км*, ширина 7—15 *км*.

Следующая к востоку область, включающая в себя Чаткальский регион, характеризуется преобладанием линейных зон горизонтальных градиентов северо-восточного простирания, которые слагаются из отдельных четко выраженных гравитационных ступеней интенсивностью 10—15 *этв* (4-я область, рис. 29—*5, 4*). Ширина зон горизонтальных градиентов колеблется от 5 до 15 *км*. Форма локальных аномалий изменяется от вытянутой до изометричной, интенсивность 5—35 *мгл*.

Расположенная далее к восток-юго-востоку 5-я (Кумбельская) область (рис. 29—*5, 5*), захватывающая в основном Ферганскую впадину, характеризуется относительно спокойным гравитационным полем, морфология которого подобна морфологии поля в областях 1 и 2. Размеры локальных аномалий в пределах 5-й области достигают нескольких десятков километров, интенсивность горизонтальных градиентов составляет 5—10 *этв*.

В пределах описываемых областей прослеживаются сформированные из отдельных фрагментов сквозные зоны горизонтальных градиентов широтного и меридионального простирания. Расстояние между зонами составляет: для широтных — 15—30 *км*, для меридиональных — 50—100 *км*. Величина горизонтальных градиентов достигает 15 *этв*.

Аномальные области 3, 4, 5 в центральной части осложнены узкой аномальной областью 6 (рис. 29—*5, 6*) северо-западного простирания, шириной 25—30 *км*. Группирующиеся в ее пределах локальные аномалии и горизонтальные градиенты вытянуты в северо-западном направлении. В 90 *км* к юго-западу от области 6 прослеживаются фрагменты горизонтальных градиентов северо-западного простирания, осложняющие аномальные области 1, 3, 4.

Магнитное поле исследуемой площади Срединного Тянь-Шаня в региональном плане разделяется на две существенно различные области — северную и южную. Северная, совпадающая в плане с 1-й и 2-й аномальными областями гравитационного поля, характеризуется сравнительно спокойным пониженным магнитным полем с незначительным числом локальных аномалий размером 15—20 *км* и интенсивностью 50—150 *гамм*.

Южная область характеризуется в основном положительным резко дифференцированным магнитным полем. Простирание изодинам магнитного поля ее западной части, совпадающее с западной половиной 3-й области гравитационных аномалий, север-северо-западное, ориентация положительных магнитных аномалий восточной части, захватывающей восточную половину 3-й, а также 4-ю и 5-ю области, преимущественно широтная. При этом магнитное поле 3-й и 4-й областей имеет резко дифференцированный характер. Интенсивность локальных магнитных аномалий здесь колеблется от 100 до 300 *гамм*. Отношение длинных осей к коротким составляет 1—1,5. В пределах 5-й области наблюдается общее повышение фона магнитного поля. Интенсивность локальных магнитных максимумов здесь достигает 500—600 *гамм*, отношение длинных осей к коротким — 1,2—2,0. Отдельные магнитные аномалии исследуемой площади группируются в полукольцевые и кольцевые зоны, совпадающие в плане с локальными изометричными гравитационными минимумами и окаймляющие их. Наиболее четко они проявляются в пределах 1-й и 3-й областей гравитационного поля (рис. 29).

Установленная в результате сопоставления гравитационных и магнитных полей достаточно четкая их зональность, базирующаяся на типоморфности аномалий в пределах отдельных областей, позволяет произвести разделение Каратау-Нарынской и Бельтау-Кураминской

структурно-фациальных зон Срединного Тянь-Шаня на самостоятельные геоструктурные блоки. Такие блоки, выделяемые по локальным особенностям гравитационного поля, характеризуют в основном строение верхней части земной коры (рис. 30). В отличие от геотектонических секторов (Ахмеджанов, Борисов и др., 1971) это не «сквозные» структуры, а крупные структурные элементы земной коры, сформировавшиеся к концу герцинского тектоно-магматического цикла главным образом под действием тангенциальных напряжений и связанных с ними проявлений магматизма верхнепалеозойской эпохи. При этом не исключается вероятность частичной унаследованности основных глубинных характеристик земной коры в палеозойское время.

Границы геоструктурных блоков определялись по линиям, разделяющим области физических полей, с самостоятельными морфопризнаками. Часто эти линии, отождествляемые с основными тектоническими структурами глубинного заложения, картируются зонами горизонтальных градиентов гравитационного поля. По гравитационным ступеням выделялись внутриблоковые разломы, а также регматические, главным образом широтного и меридионального простирания, секущие геоструктурные блоки.

Разрывные нарушения в пределах геоструктурных блоков часто разделяют относительно приподнятые и опущенные локальные структурные блоки размером 10—40×30—100 *км*. Гравитационные ступени обычно соответствуют суммарным уступам по двум плотностным границам раздела, пересекаемым плоскостью разлома. Поэтому наиболее вероятно, что оцениваемые по данным количественной интерпретации этих аномалий глубины до верхней и нижней кромок суммарного уступа определяют среднее положение каждой из этих двух границ, а не величину вертикальной амплитуды разрыва, которая может быть небольшой. В пределах исследуемой площади путем интерпретации гравитационных ступеней различной глубинности внутри «гранитного» слоя земной коры выделены три плотностные границы раздела.

Верхняя соответствует кровле палеозойского фундамента, средняя — докембрийского и нижняя — условно кровле «диоритового» подслоя. По совмещенным гравимагнитным аномалиям в пределах отдельных блоков и на пересечении внутриблоковых, реже межблоковых разломов выделяются широко развитые, крупные, в основном немагнитные гранитоидные интрузии, внешняя периферическая (реже апикальная) часть которых представлена магнитовозмущающими разностями пород, являющимися либо оторочкой метасоматического замещения, образовавшейся при формировании гранитоидных массивов, либо самостоятельными инъецированными интрузиями повышенной основности. Менее уверенно по локальным гравимагнитным максимумам картируются наиболее значительные поля «малых интрузий» повышенной основности, ограниченно развитые в пределах описываемой площади.

Всего в исследуемой области Срединного Тянь-Шаня по гравиметрическим данным выделено шесть крупных геоструктурных блоков: Среднесырдарьинский, Западно-Чаткальский, Тузкан-Келесский, Кураминский, Ферганский и Кумбельский (рис. 30), отвечающие соответственно 1-, 2-, 3-, 4-, 5- и 6-й аномальным областям гравитационного поля.

Среднесырдарьинский геоструктурный блок (рис. 30—*I*, *1*), расположенный в бассейне среднего течения р. Сырдарьи, имеет в плане форму неправильного полукруга, обращенного выпуклостью к югу. Южная половина его совпадает с Чардаринской

глыбой (Кунин, 1968). Данный блок рассекают широтные и меридиональные разломы, часть из которых прослеживается в смежных геоструктурных блоках. Это указывает на то, что внутриблоковые перемещения локальных тектонических элементов происходили по сети регматических сколов земной коры. Межблоковые разломы, ограничивающие Среднесырдарьинский геоструктурный блок и большинство внутриблоковых разломов широтного простирания, выражены в «гранитном» слое, подошва которого (граница К) залегает здесь на глубине 16—19 *км* (рис. 31, *а, г*). Падение плоскостей разломов крутое и для западного и восточного межблоковых разломов направлено во внешнюю сторону от геоструктурного блока. Плотностная граница раздела, фрагментарно выделяемая на глубине 9—10 *км*, отождествляется с поверхностью «диоритового» подслоя. Мощность «гранито-гнейсового» подслоя составляет 7—8 *км*, а диоритового 7—9 *км*.

Полагая, что формирование «гранито-гнейсового» подслоя в основном обусловлено процессами палеозойской складчатости, степень устойчивости земной коры к опусканиям в палеозойское время можно охарактеризовать коэффициентом стабильности ($К_{ст}$), определяемым как отношение мощности «диоритового» к мощности гранито-гнейсового подслоя. Для Среднесырдарьинского геоструктурного блока $К_{ст} = 1{,}0—1{,}1$. Особенностью геологического строения данного блока является слабое проявление позднегерцинского гранитоидного магматизма. Выделение гранитоидных проявлений более древних плутонических комплексов по данным гравиметрических исследований не представляется возможным не только в данном блоке, но и в пределах всей исследуемой площади Срединного Тянь-Шаня. Это, возможно, связано с процессами древней эрозии и регионального динамометаморфизма, которые привели к сокращению мощности древних плутонов и к изменению их физических свойств настолько, что они стали составной частью вмещающей среды «гранитного» слоя земной коры.

В пределах Среднесырдарьинского блока по гравимагнитным данным выделяется всего три гранитоидных интрузива размером 400—2000 *км*^{2}, лакколитообразной формы, изометричные в плане. Они составляют 20% всей площади данного геоструктурного блока.

Интрузивы локализуются в «гранито-гнейсовом» подслое в интервале глубин: верхняя кромка —2—5 *км*, нижняя —2—8 *км*. Основная масса интрузивов имеет отрицательную избыточную плотность, немагнитная или слабомагнитная. Выделяемые интрузивы локализуются вдоль линии северо-западного простирания, пересекающей Кураминский, Тузкан-Келесский и Среднесырдарьинский геоструктурные блоки. В то же время они вписываются в пределы одного-двух смежных локальных тектонических блоков. Следовательно, рассматриваемые гранитоидные интрузивы являются производными одной из последних фаз герцинского тектоно-магматического цикла. Приуроченность интрузивов к определенной части разреза земной коры может свидетельствовать об образовании их на месте формирования локальных магматических очагов под действием процессов «гранитизации» (Белоусов, 1965). Но, по мнению авторов, более вероятна гипотеза инъецированного генезиса данных интрузивов, что будет обосновано ниже.

Вероятная мощность земной коры, по гравиметрическим данным, в Среднесырдарьинском геоструктурном блоке изменяется в пределах 39—43 *км*. Она увеличивается в юго-восточном направлении за счет уменьшения мощности «гранитного» слоя при мощности «базальтового» 23—24 *км*. Отношение мощности «базальтового» слоя к мощности земной коры, именуемое коэффициентом базальтонасыщенности — $К_б$

(Гольдшмидт и др., 1969), для Среднесырдарьинского блока составляет 0,56—0,59.

Западно-Чаткальский геоструктурный блок (рис. 30—*1, 2*) является северным продолжением Среднесырдарьинского. Разделяющий их межблоковый разлом совпадает с границей Каратау-Нарынской и Бельтау-Кураминской структурно-фациальных зон Срединного Тянь-Шаня. Для Западно-Чаткальского геоструктурного блока характерно наличие крупных внутриблоковых разломов северо-восточного простирания, параллельных юго-восточной границе блока. Выделяются также разломы меридионального и северо-западного направления. Падение разломов крутое, глубина проникновения не менее чем до кровли «диоритового» подслоя.

В результате дифференциальных вертикальных перемещений локальные тектонические блоки, расположенные в центре геоструктурного, опущены относительно смежных блоков по кровле палеозойского фундамента на 1 *км*, а по его подошве более чем на 3 *км* (Кунин, 1968). По данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести в сечении профиля *I—I* (рис. 31, *а*) суммарная мощность «гранитного» и осадочного слоев в пределах геоструктурного блока составляет 19—24 *км*, в том числе мощность диоритового и «гранито-гнейсового» подслоев и осадочного мезо-кайнозойского чехла соответственно равны 9—10; 11; 1,2—3 *км*, следовательно, для данного геоструктурного блока $K_{ст}=0,8—0,9$.

Прогиб по поверхности К за счет увеличения мощности «гранитного» слоя на 5—6 *км* по сравнению со смежным Среднесырдарьинским блоком уверенно выделяется по региональному минимуму гравитационного поля в пределах всего Западно-Чаткальского блока. Характерной особенностью его является полное отсутствие в нем позднегерцинских гранитоидных интрузий. Так как мощность земной коры в сечении профиля *B—B* составляет 41 *км*, а «базальтового» слоя изменяется в пределах 17—22 *км*, то $K_б=0,42—0,53$.

Тузкан-Келесский геоструктурный блок (рис. 30—*1, 3*) полукольцом опоясывает с юго-запада и юга Среднесырдарьинский и Западно-Чаткальский. Средняя ширина блока 55 *км*, общая длина 600 *км*. Он осложнен множеством внутриблоковых разломов различного простирания. Из них широтные и меридиональные разломы являются составной частью региональной сети регматических сколов земной коры, а большинство разломов северо-восточного и северо-западного простирания является резонансными и ограничивает Тузкан-Келесский геоструктурный блок. Мощность основных горизонтов земной коры по гравиметрическим данным в сечениях профилей *B—B* и *Г—Г* (рис. 31, *а, г*) соответственно равна: для «гранитного» слоя— 16—20 *км*, в том числе для «диоритового» подслоя 7 *км*, для «гранито-гнейсового» — 9—13 *км*, для «базальтового» слоя — 21—28 *км*. Следовательно, в пределах данного геоструктурного блока $K_{ст}=0,6—0,8$, а $K_б=0,55—0,62$.

В отличие от Среднесырдарьинского и Западно-Чаткальского геоструктурных блоков опоясывающий их с юга Тузкан-Келесский насыщен крупными гранитоидными интрузивами. В пределах блока выделяется девять лакколитообразных плутонов размером от 270 до 400 $км^2$ каждый. Интрузивы локализуются в верхней части «гранито-гнейсового» подслоя в интервале глубин 2—7 *км* (рис. 31, *а, г*). Контуры лакколитов согласуются с формой локальных тектонических блоков, а апофизы вытянуты вдоль внутриблоковых разломов. Для большинства массивов характерно концентрическое строение: более кислые разности нахо-

дятся в центре интрузий, а повышенной основности тяготеют к их периферии. Общая площадь данных интрузий не менее 12 000 *км*^{2}, что составляет 37% всей территории Тузкан-Келесского геоструктурного блока.

Геологическим подтверждением наличия выделяемых гранитоидных плутонов могут служить выходы сравнительно небольших интрузивов верхнепалеозойского возраста в пределах контура интрузивного массива, выделяемого по гравиметрическим данным в северо-восточной части Тузкан-Келесского геоструктурного блока, где палеозойский фундамент обнажается на поверхности (Каржантау, Угамский хребет). Обнажающиеся интрузивы отнесены к малым интрузиям, внедрившимся в условиях блоковой перестройки вдоль разрывных нарушений (Арапов, Хайруллин, 1972), тогда как, по всей видимости, они являются апофизами крупного Верхнеугамского плутона гранитоидного состава.

Южнее Тузкан-Келесского блока, в зоне Южно-Ферганского разлома, разделяющего Срединный и Южный Тянь-Шань, по локальному гравимагнитному максимуму выделяется зона проявлений мелких интрузий трещинного типа основного — ультраосновного состава.

Ферганский геоструктурный блок (рис. 30—*1, 5*) расположен в пределах Ферганской впадины. Его северной границей является Северо-Ферганский разлом, на юге он ограничен Южно-Ферганским разломом и на востоке примыкает к Таласо-Ферганскому разлому. По форме и расположению рассматриваемый блок является антиподом Среднесырдарьинского, но по размерам — в два раза больше его. Западную половину блока осложняет Кумбельский, вытянутый в северо-западном направлении. В пределах Ферганского блока выделяются широтные и меридиональные разломы. У северо-западной и южной кромки блока наблюдаются также фрагменты разломов северо-восточного простирания.

По данным интерпретации аномалий силы тяжести в сечении профиля *б—б* (рис. 31, *в*) установлено, что мощность основных горизонтов земной коры в пределах Ферганского блока имеет соответственно следующие значения: для «базальтового» слоя — 13—24 *км*, для «гранитного» — 26—33 *км*, в том числе для «диоритового» подслоя — 8—12 *км*, для «гранито-гнейсового» — 13—18 *км*. Мощность земной коры в пределах Ферганского блока увеличивается с севера на юг от 45 до 50 *км*; $K_{ст}=1,6$, $K_б=0,44—0,48$ (на востоке) и 0,29—0,40 (в центральной части).

Проявления кислого интрузивного позднегерцинского магматизма для блока мало характерны. В его пределах выделяется четыре интрузивных массива. Наиболее крупный из них Кокандский, имеет размеры в плане 900 *км*^{2}, остальные три, выделяемые на востоке блока, — 100—300 *км*^{2}. Интрузивы приурочены к внутриблоковым разломам широтного простирания. Кокандский интрузив и два, расположенных на его широте в восточной части блока, выделяются слабо выраженными минимумами силы тяжести и высокоградиентными магнитными аномалиями «кокандского» типа. При интерпретации этих аномалий возмущающие объекты аппроксимировались телами с тонкой сплошной магнитной оболочкой, немагнитными внутри. Они, по-видимому, представлены в центре гранитами, а во внешней части — тонким слоем гибридных гранодиоритов, диоритов. Общая площадь, занимаемая верхнепалеозойскими гранитоидными интрузивами, составляет 8% площади рассматриваемого блока. В юго-восточной части блока, в зоне Южно-Ферганского разлома, по гравимагнитным данным выделены два

узколинейных участка вероятного проявления основных интрузивов, которые представляют собой дайкообразные тела основного и ультраосновного состава, инъецирующие по глубинным разломам из магматических очагов (рис. 31, *в*).

Повышение уровня магнитного поля в пределах Ферганского блока, вероятно, может свидетельствовать о наличии в верхней части разреза домезозойского фундамента обширных полей, эффузивных образований основного состава, комагматичных с интрузивами, выделяемыми в зоне Южно-Ферганского разлома.

Кураминский геоструктурный блок вытянут в северо-восточном направлении, примыкает с северо-запада к Ферганскому, с юго-востока — к Тузкан-Келесскому, ограничен на северо-востоке Таласо-Ферганским разломом (рис. 29—*1, 4*). Он включает в себя Чаткало-Кураминские горы, за исключением Каржантау и северной половины Угамского хребта, и примыкающую к ним часть Приташкентской депрессии. Глубинные разломы ограничивают Кураминский блок с северо-востока и юго-востока.

В пределах описываемого блока через 15—30 *км* прослеживаются внутриблоковые разломы северо-восточного простирания. Его осложняют также регматические разломы меридионального и широтного направления, которые с небольшими смещениями в плане и перерывами протягиваются вдоль единых региональных линий в пределах всей исследуемой площади Срединного Тянь-Шаня. Кураминский блок также, как и Ферганский, рассечен Кумбельским разломом. Все это в общей сложности создает сетчатую, каркасную структуру верхней части земной коры, характерную для геологии Кураминской подзоны и, в частности, Кураминского блока. Вертикальные смещения смежных локальных тектонических блоков по крупным пограничным разломам достигают 1—2, реже 3 *км* (рис. 31, *б*).

По данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести установлено, что в продольном сечении Кураминского блока (рис. 31, *б*) градиент изменения суммарной мощности земной коры составляет не более 2,5 *км* на 100 *км*, как и в пределах всех рассмотренных геоструктурных блоков Срединного Тянь-Шаня. Небольшой прогиб поверхности М отмечается в осевой части Кураминского хребта, где граница М расположена на глубине 52 *км*. К югу глубина уменьшается до 50 *км*, а к северу до 45 *км*. В поперечном сечении Кураминского блока поверхность М испытывает аномальный флексурный изгиб, резко погружаясь в юго-восточном направлении от 46 *км* у границы с Тузкан-Келесским блоком до 50 *км* — с Ферганским (рис. 31, *г*).

В северо-восточной части блока (рис. 30) мощность «гранитного» слоя максимальная и составляет 33 *км*. В южном направлении к Кумбельскому блоку она уменьшается до 29 *км*. В юго-западной части Кураминского блока поверхность К расположена на глубине около 29 *км*, В осевой части Кураминского хребта происходит локальное ее воздымание до 22 *км*, что соответствует прогибу границы М. Мощность «базальтового» слоя и коэффициент базальтонасыщенности в пределах Кураминского геоструктурного блока соответственно составляют: для его северо-восточной части — 13—17 *км* и 0,28—0,38, для юго-западной — 20—31 *км* и 0,41—0,60. Вероятная мощность «диоритового» подслоя изменяется незначительно и составляет в юго-восточной части блока 10—12 *км*, в северо-восточной — 12—13 *км*. За счет незначительных изменений мощности «базальтового» слоя в центральной части Кураминского блока намечается второе антиклинальное поднятие.

Характерно, что в пределах наиболее четко выраженного по глубинным границам раздела земной коры Кураминского антиклинория направление падения внутриблоковых разломов глубокого заложения согласуется с падением крыльев антиклинория, что указывает на его существование ко времени крупноблоковой перестройки земной коры Срединного Тянь-Шаня в позднем палеозое.

В юго-западной части Кураминского блока мощность верхнего «гранитного» («гранито-гнейсового») подслоя изменяется от 12 *км* (в своде) до 14—16 *км* (на крыльях), в Чаткальском антиклинории от 16 *км* (в своде) до 18—20 *км* (на крыльях). В северо-восточной части блока мощность «гранито-гнейсового» подслоя равняется 20—22 *км*. Вероятная мощность палеозойского фундамента юго-западной части Кураминского блока составляет 2—5 *км*, северной — 7—10 *км*. Стабильность земной коры в пределах блока характеризуется коэффициентом 0,7 (юго-западная часть) и 0,6 (северо-восточная).

По количеству проявлений крупных гранитоидных интрузий позднегерцинского тектоно-магматического цикла Кураминский геоструктурный блок занимает промежуточное положение между Ферганским и Тузкан-Келесским геоблоками. Всего по гравиметрическим данным здесь выделяется 10 гранитоидных интрузий общей площадью 5250 *км*^{2}. Интрузивы в большинстве закрытые, имеют в разрезе воронкообразную форму и локализованы в «гранито-гнейсовом» подслое в интервале глубин 1—5 *км* (верхняя кромка) — 7—15 *км* (нижняя кромка) (рис. 31, *б, г*). Некоторые интрузивы, такие как Музбекский (в горах Моголтау), с центром к западу от его ныне обнаженной части, а также закрытые, выделяемые к северу от Карамазарского и Чаткальского массивов, не являются составной частью обнажающихся гранитоидных интрузивов. С другими интрузивами, выделяемыми в зоне пересечения Кураминского блока с Кумбельским, совпадают массивы гранитоидов пермо-триасового магматического комплекса. Это — Бабайтагский лакколит, полностью обнажающийся на дневной поверхности, и крупный Чадак-Чаркесарский массив, в пределах которого отмечается небольшой Чаркесарский интрузив.

Крупные гранитоидные массивы, такие как Ташкентский, расположенный в пределах г. Ташкента и к юго-востоку от него (Абдуллаев и др., 1972), приурочены к опущенным локальным участкам Кураминского блока. Большинство позднегерцинских гранитоидных интрузий выделяется в юго-западной части блока и составляет 28% его площади.

В пределах описываемого блока по линейным гравимагнитным максимумам выделены локальные площади вероятного развития мелких интрузий основного и ультраосновного состава. В их числе и площади развития пород габбро-диорит-сиенитовой формации Алмалыкского и Акчинского массивов (раннегерцинских тектоно-магматических циклов), гипербазитово-габброидного Атойнак-Баубашатинского пояса (герцинского цикла) (Борисов, 1970). Форма и глубина проникновения подводящих каналов этих интрузий оценивалась по гравимагнитным данным для Алмалыкского массива и выделяемых в осевой части Чаткальского хребта Ангрен-Арашанского и Кенгазского (рис. 31, *б*). Установлено, что данные массивы являются разветвляющимися к верху интрузиями трещинного типа, инъецирующими из глубинного магматического очага. При этом все выделяемые на разрезе интрузивы основного и ультраосновного состава приурочены к области поднятий поверхности «базальтового» слоя и соответствующим им Кураминскому и Чаткальскому антиклинориям.

Кумбельский геоструктурный блок имеет северо-западное простирание, ширина его 25—30 *км*. Он пересекает западную половину Ферганского и далее на север Кураминский и частично Тузкан-Келесский блоки. В пределах его расположена зона Кумбель-Арашанских разломов — Кумбельский, Джуласайский, Кенкольский и Арашанский. Первый и последний из них отвечают соответственно западному и восточному межблоковым разломам. По данным количественной интерпретации гравитационных ступеней (рис. 31, *б*), падение их плоскостей направлено к центру блока навстречу друг другу. При формировании Кумбельского блока на его форме сказалось наличие древнего Кураминского антиклинория, в пределах которого блок испытывает субширотный изгиб. Так как разрывные дислокации практически не смещают Кумбельский блок, то можно предположить, что он образовался до позднегерцинской стадии тектогенеза, в процессе которой он лишь обновился и приобрел характер поперечной структуры.

К глубинным разломам Кумбельского геоблока приурочены очаги формирования ряда позднегерцинских гранитоидных интрузий. Общая площадь их составляет 11% территории геоструктурного блока. Отличительной чертой данного блока является флексурный изгиб глубинных границ, устанавливаемый по гравитационной ступени, расположенной в Ферганской впадине. В кураминской части блока флексурный изгиб сменяется горстообразным поднятием.

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о наличии региональной связи геоструктурных блоков с характером поверхности М. На фоне постепенного увеличения мощности земной коры в юго-восточном направлении от 40 *км* — в пределах Среднесырдарьинского геоструктурного блока до 55 *км* — в Ферганском блоке устанавливается наименьший наклон поверхности М на площади изометричных в плане Ферганского, Среднесырдарьинского блоков, а также в пределах окаймляющего последний Тузкан-Келесского. Для разделяющего их линейновытянутого Кураминского геоструктурного блока установлен аномальный перегиб поверхности М, западнее которого отмечена глубинная флексурно-разрывная зона. Она выражена также в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Эта глубинная зона и сопрягающийся с ней Таласо-Ферганский разлом являются крупнейшими линейными структурами Западного Тянь-Шаня, повторяющими Пенджабский выступ Гондваны.

Региональные морфоструктуры промежуточных глубинных границ — поверхностей К «диоритового» подслоя — повторяют форму складчатых структур первого порядка — антиклинориев и синклинориев герцинского тектоно-магматического цикла. Направления этих структур согласны с простиранием складчатости герцинид Южного и каледонид Северного Тянь-Шаня.

Судя по величине коэффициента стабильности земной коры, постепенно убывающей в юго-восточном направлении, крупноблоковая перестройка в пределах Срединного Тянь-Шаня, вероятно, произошла в позднем палеозое. При этом меньшая стабильность земной коры юго-восточной части Срединного Тянь-Шаня, выразившаяся в преобладании прогибов над поднятиями, сказывается и на величине коэффициента базальтонасыщенности.

Достаточным критерием крупноблоковой перестройки герцинид Срединного Тянь-Шаня является степень гранитонасыщенности «гранито-гнейсового» подслоя. Наименьшую степень гранитонасыщенности имеют Среднесырдарьинский и Ферганский геоструктурные блоки, что свидетельствует о высокой консолидированности «гранитного» слоя в

их пределах. Это обстоятельство и изометричная форма блоков указывают на то, что они являются обломками докембрийской платформы, частично затронутыми палеозойской складчатостью. В выделяемых между ними Тузкан-Келесском и Кураминском блоках степень гранитонасыщенности значительная, что свидетельствует об их мобильности в период формирования «гранито-гнейсового» подслоя в герцинский этап тектогенеза, когда были созданы условия для проникновения из глубинных магматических очагов кислой магмы и формирования крупных лакколитообразных интрузий. Наибольшее количество этих интрузий образовалось в пределах Тузкан-Келесского блока. Это, по-видимому, связано с тем, что здесь земная кора тоньше, чем в Кураминском. По горизонтальным и вертикальным размерам выделяемые гранитоидные интрузии представляют собой крупные плутоны.

Результаты исследований позднегерцинской структурно-тектонической перестройки земной коры Срединного Тянь-Шаня и проявлений интрузивной деятельности могут быть использованы для металлогенического прогнозирования и, в первую очередь, редкометальной и золоторудной минерализации, которые ассоциируют с пермо-триасовым магматическим комплексом, а также золотого, вольфрамового и молибденового оруденения, связанного со средне-позднекарбоновым магматизмом. В этом смысле в пределах обнаженной части палеозойского фундамента в Кураминском блоке и на юге- Тузган-Келесского (где фундамент залегает на глубине 300—500 *м*) поисковый интерес представляют площади выделяемых закрытых гранитоидных интрузивов. В Кураминском блоке объектом поисков гидротермальной минерализации могут служить также узлы пересечения многочисленных внутриблоковых разломов, например, сумберидиональных и субширотных трещин регматического скалывания с резонансными внутриблоковыми разломами северо-восточного простирания.

Глава IV. ОПЫТ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ УЗБЕКИСТАНА

Для выявления связи специфики магматизма и металлогении отдельных площадей с особенностями глубинного строения намечено провести детальное исследование методами сейсмологии, гравиметрии, электроразведки и магнитотеллурического зондирования. Пока такие исследования осуществлены в Алмалыкском и Алтынтауском рудных районах. В Алмалыкском развиты медно-молибденовые, медно-порфировые с золотом, полиметаллические, относительно низкотемпературные золоторудные и небольшие скарново-железорудные месторождения, в Алтынтауском — редкометальные, золото-мышьяковые и небольшие сурьмяно-серебряные с золотом.

Завершаются исследования рудных полей Ангрена и разведуются золоторудные поля приповерхностного типа, связанные со среднекарбоновыми вулкано-плутоническими формациями. Ниже даются характеристики глубинного строения Алмалык-Ангренского и Алтынтауского районов в их связи с геофизическими полями.

СТРУКТУРА АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ С АППАРАТУРОЙ «ЗЕМЛЯ»

Еще в 1966—1970 гг. при исследовании поля скоростей в Восточном Узбекистане и его обрамлении были найдены неоднородности земной коры в виде высокоскоростных вторжений в верхнюю часть разреза (Бутовская и др., 1971). Особенно сильное развитие таких неоднородностей наблюдается в Кураминском блоке. Здесь породы со скоростью 6,0—6,5 *км/сек* вторгаются в толщи, характеризующиеся скоростями 5,7—5,8 *км/сек,* приближаясь к дневной поверхности. Породы, отнесенные к базальтам (6,8—7,0 *км/сек*), в свою очередь, прорывают вышележащие слои (6,3—6,5 *км/сек*).

Высокоскоростные включения в большинстве случаев имеют грибообразную форму. Картина вторжений, характерная для Курамы, отражена на разрезе вдоль профиля I—I и на карте изолиний глубины залегания кровли «гранито-гнейсов» (Бутовская и др., 1971).

Мы приводим более детальную карту высокоскоростных включений в верхнюю часть разреза Кураминского блока (рис. 32). Здесь пунктирные линии показывают изолинии кровли вторжения высокоскоростных пород в верхнюю часть разреза. Картина распределения глубины залегания этой кровли пестрая. Для большей части территории блока она колеблется от 0 до 6 *км*. Сплошные линии указывают на проценты содержания высокоскоростных пород в верхней части разреза.

Мощность слоя пород со скоростью 5,6—5,8 *км/сек* в Кураминском блоке составляет 12—14 *км*, а высокоскоростных вторжений в их пределах — 4—5 *км*. Заштрихованные площади изображают проекции на дневную поверхность корней грибообразных высокоскоростных включений. Вероятно, это каналы, по которым вещество «гранитного» или «базальтового» слоя проникало в верхнюю часть разреза. Точность полученной картины изолиний оценена по критерию Стьюдента и

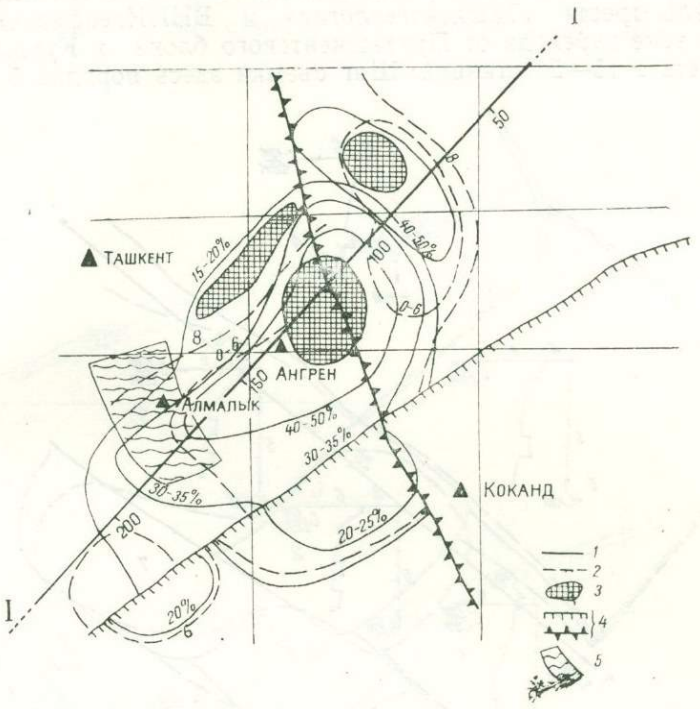


Рис. 32. Некоторые особенности глубинного строения коры Кураминского блока:

1—изолинии процентного содержания высокоскоростных пород в низкоскоростных (в пределах первых пятнадцати километров от дневной поверхности); *2*—изолинии глубины залегания (H, *км*) кровли высокоскоростных вторжений; *3*—проекция на плоскость рисунка каналов проникновения высокоскоростных вторжений в верхнюю часть разреза; *4*—некоторые тектонические структуры; *5*—площадь работ 1970—1972 гг.

составляет ± 1,5—2,0 *км* при доверительном уровне (Р) 80—85% (Романовский, 1947).

Детальное исследование строения земной коры Алмалыкского рудного района проведено в 1970—1972 гг. совместно Институтом геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР и Комплексной геолого-геофизической экспедицией треста «Ташкентгелогия» Министерства геологии УзССР. Район был исследован ранее сейсморазведкой КМПВ (Волин и др., 1964). Площадная сейсмологическая съемка проводилась аппаратурой «Земля» сетью от 5 до 12 станций. Точность отсчета вступлений сейсмических волн на записях составляла ±0,05 сек., шаг расположения сети на территории района около 2 *км*.

Для изучения полей скоростей и времени пробега проводилась регистрация мощных взрывов, координаты которых известны с точностью до 0,5 *км*, и близких землетрясений, для которых ошибка составляет ±2—3 *км* при доверительном уровне 95%.

Кроме методов полей скоростей и времен, применялся метод обменных волн. Источниками возмущения здесь явились далекие (Δ порядка нескольких тысяч километров) и глубокие афганские (Δ в пределах 300—600 *км*, глубина очагов 100—250 *км*) землетрясения. Сведения о координатах очагов далеких и глубоких афганских землетрясений взяты нами из каталогов «Землетрясения в СССР» за 1970—1972 гг.

Кроме данных собственных наблюдений 1970—1972 гг., использованы материалы треста «Ташкентгеология» и ВНИИгеофизики (1968) В 1968 г. в зоне перехода от Приташкентского блока к Кураминскому работала сеть в 15—20 станций. Шаг съемки здесь порядка 5 *км*, точ-

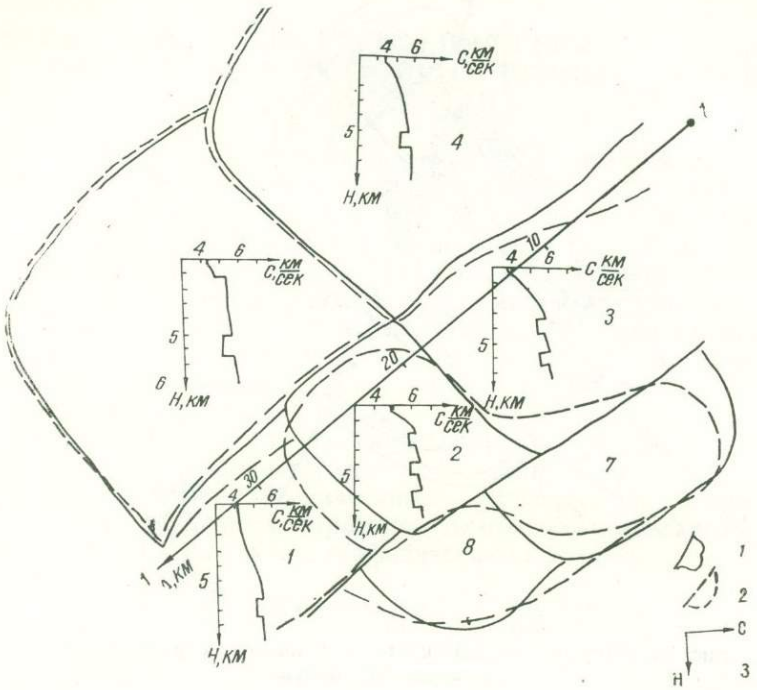


Рис. 33. Расчленение территории Алмалыкского района и его обрамления на участки по типу скоростного разреза в пределах первых семи километров от дневной поверхности:

1—контуры участков в первоначальном варианте расчленения района на участки; *2*—то же, в окончательном варианте; *3*—осредненный скоростной разрез каждого участка в пределах первых семи километров от дневной поверхности.

ность отсчета момента вступлений на записи та же, что и в работах 1970—1972 гг. Все материалы наблюдений объединены нами и заново обработаны для построения поля скоростей, времен пробега и обменов. В процессе обработки на основе изучения тонкой структуры годографов в интервале 0—50 *км* удалось расчленить изучаемую территорию на несколько участков по признакам скоростного разреза в пределах первых 5—6 *км* от дневной поверхности.

Алмалыкский район и зона перехода к Приташкентскому блоку расчленены на участки с условными индексами от 1-го по 8-й (рис. 33). Из них 1, 2, 3, 7, 8 относятся к Кураминскому, 4, 6—к зоне перехода к Приташкентскому блоку.

Экспериментальные годографы первых вступлений при $h=0$, в интервале 4—50 *км* для 2-го и 3-го участков представлены на рис. 34

(*а, б*). Кроме экспериментальных точек, на годографах даны схемы экспериментальных годографов, т. е. огибающие тех систем прямых, которые с доверительным уровнем 85% соответствуют в различных интервалах значений Δ совокупности экспериментальных точек. Осредняющие прямые находились методом наименьших квадратов, примененным к системе значений Δ и t с целью нахождения V — скорости по годографу и t_0 — нулевого времени в предположении, что сложная кривая годографа аппроксимируется системой отрезков прямых. Каждый

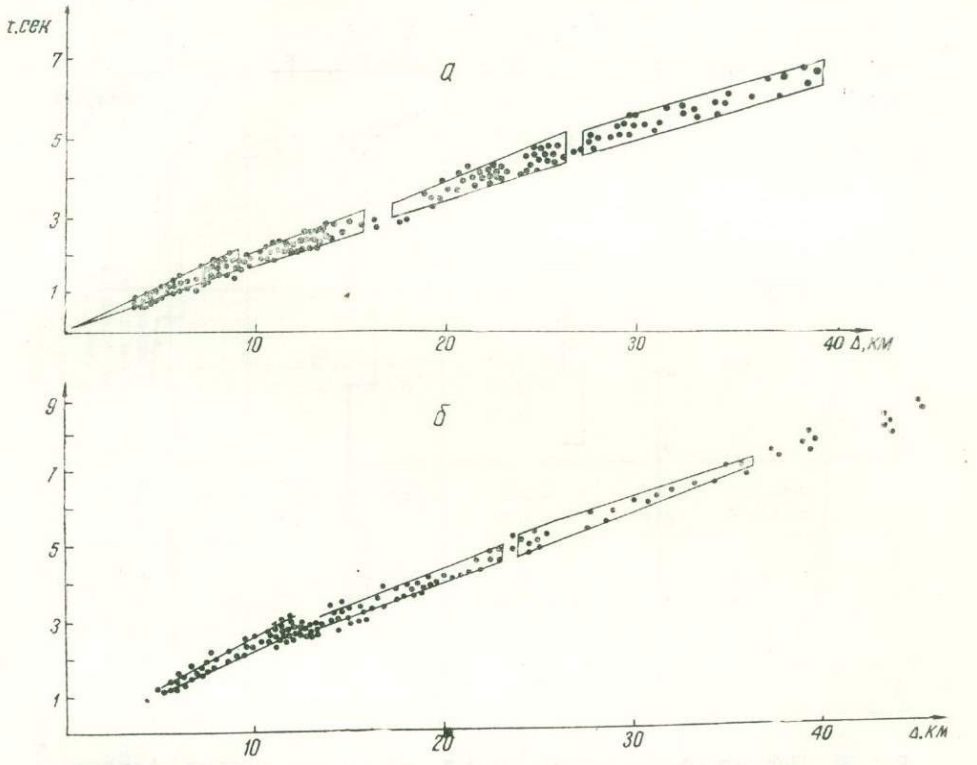


Рис. 34. Годографы первых вступлений волн P в интервале значений Δ=0—50 *км* для некоторых участков Алмалыкского района:

а—2-й участок, *б*—3-й участок.

из них в пределах Δ′... Δ″, где Δ′ и Δ″ — начальная и конечная точки интервала, удовлетворяют уравнению:

$$t = \frac{\Delta}{V} + t_0.$$

Как и при вычислении параметров годографа для Восточного Узбекистана, расчет велся со скользящим интервалом значений Δ. Только вместо интервалов 20—30 *км* здесь брались 6—10 *км*. Это, естественно, увеличило ошибки в определении V и t_0. Нами были отброшены все парные значения V и t_0, для которых ошибка в определении V была $\delta V \geqslant \pm 0{,}35$ *км/сек*. Анализируя характер изменения V в зависимости от интервалов Δ, мы отобрали систему таких точек, в которых функция $V = f(\Delta)$ не терпит разрывов. Например, на годографе (рис. 34, *а*) первый интервал непрерывности $V = f(\Delta)$ тянется от 0 до 7—8 *км*. От 7—8 до 10 *км* годограф образует петлю, далее кривая развивается плавно до 13—14 *км*. От 13 до 18 *км* лежит зона тени, связанная с первым волноводом в земной коре 2-го участка. Здесь наблю-

дается большой разброс экспериментальных точек. От 18 до 22 *км* лежит область непрерывности годографа, затем еще одна зона тени и далее от 25 до 37,8 *км* — интервал непрерывности V. Такой же анализ значений V в зависимости от Δ'.... Δ'' проделан для всех остальных участков с целью расчленения годографа первых вступлений на ветви.

В таблице 2 даны значения V для годографа 2-го участка в зависимости от интервала значений Δ. При определении глубин H, на которые надо отнести то или иное значение V. за первое приближение был принят график соответствия Δ—H, отвечающий осредненному скорост-

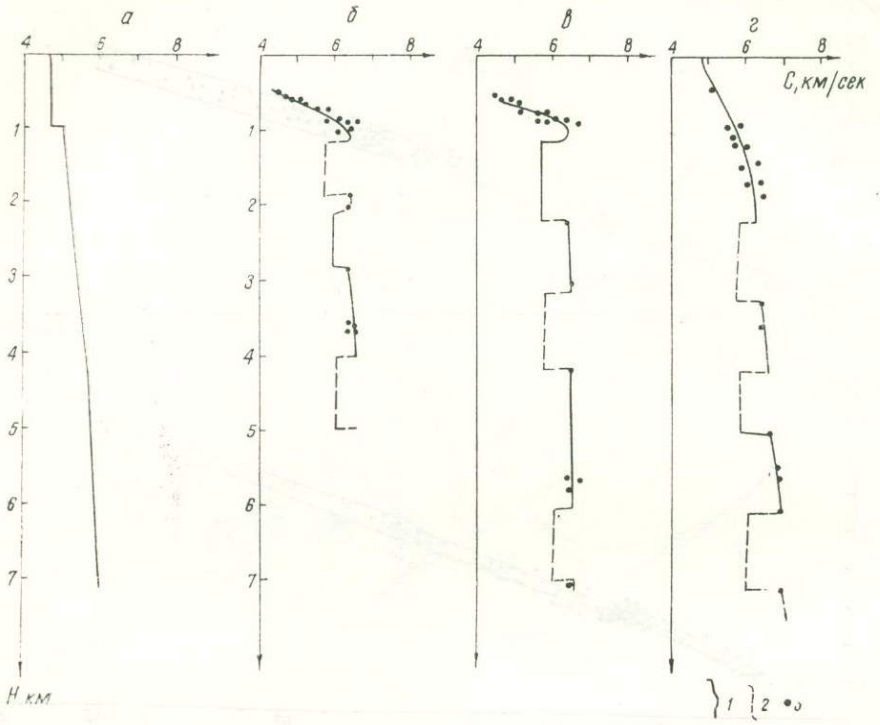


Рис. 35. Построение скоростного разреза для второго участка Алмалыкского района в пределах первых семи километров от дневной поверхности методом последовательных приближений (*а*—первое, *б*—второе, *в*—второе с учетом волноводов, *г*—третье):

1—скоростной разрез; *2*—неуверенные участки скоростного разреза и волноводы; *3*—экспериментальные точки, характеризующие скорость в коре.

ному разрезу Приташкентского и Кураминского блоков. В этой же таблице показано, как изменяются значения скоростей и глубин, к которым относятся эти скорости, по мере того, как мы производим последовательные приближения в построении разреза. После получения 2-го приближения, исправленного на мощность волноводов, проведено его уточнение решением прямой задачи. Дальше 3-го строить приближения оказалось нерационально — 4-е существенно не отличалось от 3-го.

Практически 2-е приближение, уточненное расчетом прямой задачи, совпадает с 3-им (рис. 35). Для 3-го дана «дорожка точности», т. е. те пределы, в которые укладывается осредненный скоростной разрез участка с определенным доверительным уровнем P. В нашем случае уровень P выбран 70—75%. Высокий доверительный уровень мы взять

Таблица 2

Скоростной разрез 2-го участка Алмалыкского района в пределах первых шести километров от дневной поверхности

$\Delta' \cdots \Delta''$, км, интервал эпицентральных расстояний	$\overline{\Delta}$, средняя точка интервала	V, км/сек, скорость по годографу	δV, км/сек, средняя квадратичная ошибка в оценке	$H' \cdots H''$, км по первому приближению графика соответствия	$\overline{H}$, км	V, км/сек, скорости на уровнях, второе приближение скоростного разреза	$H' \cdots H''$, км, второе приближение разреза, исправленное с учетом волновода	H, км	$H' \cdots H''$, км, второе приближение, исправление расчетом прямой задачи, и 3-е прибл.	$\overline{H}$, км
3,7—7,6	5,7	4,5	±0,2	0,3 —0,7	0,5	5,1	0,3 —0,7	0,5	0,3—0,5	0,4
3,7—7,8	5,8	4,7	±0,25	0,3 —0,8	0,55	5,2	0,3 —0,8	0,55	0,3—0,5	0,4
3,7—9,8	5,8	4,9	±0,2	0,3 —0,8	0,55	5,65	0,3 —0,8	0,55	0,3—1,5	0,9
3,8—9,8	6,8	5,1	∓0,2	0,3 —0,8	0,55	5,7	0,3 —0,8	0,55	0,3—1,5	0,9
4,1—10,2	7,15	5,2	±0,15	0,4 —0,9	0,65	5,8	0,4 —0,9	0,7	0,5—1,5	1,0
5,5—10,0	7,7	5,6	±0,15	0,45—0,9	0,7	5,75	0,45—0,9	0,7	0,7 -1,5	1,1
6,0—10,0	8,0	5,85	±0,18	0,5 —0,9	0,7	5,7	0,5 —0,9	0,7	0,8—1,5	1,15
6,8—10,8	8,8	6,1	±0,3	0,65—0,9	0,8	6,1	0,65—0,9	0,8	1,0—1,6	1,3
8,5—10,8	9,6	5,85	∓0,25	0,7 —0,95	0,85	6,1	0,7 —0,95	0,85	1,3—1,6	1,45
7,0—11,8	9,4	6,45	±0,3	0,7 —1,0	0,85	6,2	0,7 —1,0	0,85	1,1—1,7	1,4
7,0—7,5	Выход высокоскоростной ветви из-под низкоскоростной			0,7 —0,8			0,7 —0,8		1,1—1,2	
7,6—11,8	9,7	6,8	±0,3	0,7 —1,0	0,85	6,1	0,7 —1,0	0,85	1,2—1,7	1,45
7,6—13,7	10,4	6,1	±0,2	0,7 —1,3	1,0	6,3	0,7 —1,3	1,0	1,2—2,2	1,7
10,0—12,5	11,7	6,5	±0,2	0,8 —1,2	1,0	6,5	0,8 —1,2	1,0	1,5—2,2	1,85
13,7—17,0	Разрыв, связанный с 1-ым волноводом в коре			1,2 —1,9			1,2 —2,2		2,2—3,2	
17,2 - 21,2	18,7	6,4	±0,25	1,9 —2,1	2,0	6,4	2,9 —3,1	3,0	3,2—3,5	3,35
23,0—25,0	Разрыв, связанный со 2-ым волноводом в коре			2,1 —2,8			3,1 —3,4		4,2—5,0	
24,7—37,6	31,1	6,45	±0,25	2,8 —4,0	3,6	6,6	4,8 —6,0	5,6	5,0—6,1	5,6
24,7 - 37,8	31,6	6,4	±0,2	2,8 —4,0	3,6	6,7	4,8 —6,0	5,6	5,0—6,1	5,6
25,0—37,6	31,4	6,5	∓0,5	2,8 —4,0	3,6	6,7	4,8 —6,0	5,6	5,0 -6,1	5,6
26,0—37,8	32,0	6,4	±0,25	2,8 —4,0	3,6	6,8	4,8 —6,0	5,6	5,0—6,1	5,6
38,0—43,0	Разрыв, связанный с 3-им волноводом в коре			4,0			6,0 —7,0	6,5	6,1—7,1	

не могли из-за больших ошибок в определении значений скоростей по экспериментальным данным.

Расчет мощности и скорости в волноводах проводился методом подбора из известных значений $d\Delta$, dt — разрывов годографов по осям Δ и t, связанных с волноводами, при двух диаметрально противоположных предположениях о разрезе волновода — линейно симметричном и жестком. Во всех рассмотренных нами случаях оптимальными оказались жесткие варианты волновода. На рис. 35 показано, как изменялся осредненный скоростной разрез 2-го участка по мере построения 1-го, 2-го, 3-го приближения. Данные о значениях скорости у дневной поверхности взяты из материалов сейсморазведки КМПВ (Валиев, Эргешев, 1971).

Не останавливаясь на деталях построения последовательных приближений скоростных разрезов для остальных участков, рассмотрим эти разрезы на фоне соответствующих частей карты расчленения территории Алмалыкского района и его обрамления (рис. 33). Для построения разрезов на глубинах больше 6 км использованы совокупности данных о временах пробега при толчках с $h=0{,}5$, 10, 15 *км* за 1957—1965 гг. и немногочисленные сведения о землетрясениях с $h=5$—20 *км*, зарегистрированных аппаратурой «Земля» в 1968 и в 1970—1972 гг. Как самих значений t, так и точности их распределения оказалось недостаточно, чтобы дифференцировать скоростные разрезы для участков 1—8 методом поля скоростей на глубинах больше 7 *км*. Все вариации в глубинах залегания изоповерхностей определенного значения скорости в пределах изученной территории получены либо методом поля времен, либо на основе изучения обменов.

Разрез по профилю I—I, пересекающему 2-й и 3-й участки, составлен по данным, полученным всеми тремя методами — поля скоростей, поля времен и обменных волн (рис. 36).

Для верхней части разреза Алмалыкского района характерна картина, указанная на рис. 36 для больших глубин. Здесь мы видим высокоскоростные включения порядка нескольких километров в самой верхней части разреза. Бросается в глаза резкая дифференцированность в строении верхней части земной коры вдоль профиля. Переход от 3-го участка ко 2-му носит характер разрывного нарушения. Подобная же дифференцированность отмечена для всей территории изученного района (рис. 33). Наиболее высокоскоростными являются 2-й и 7-й участки. Переход к Приташкентскому блоку характеризуется понижением скоростей в разрезе.

Мы провели осреднение и сглаживание контуров участков и получили схему разделения территории Алмалыкского района на участки по признаку строения в пределах 6—7 *км* от дневной поверхности (рис. 33). Здесь 2-й и 7-й участки слиты в единый и выделяются на фоне окружающей территории как область, где верхняя часть коры пронизана высокоскоростными включениями. Скорости продольных волн в породах, образующих эти включения, на глубине около 1,5—2,0 *км* составляют 6,0—6,3 *км/сек* на глубине 4—4,5 *км*—6,6 *км/сек*, 8-й участок на уровне 4—7 *км* совпадает по скоростному разрезу со 2-ым и 7-ым. Как обстоит дело в других интервалах значений H на этом участке, установить не удалось.

В результате анализа грави-магнитных аномалий в районе Алмалыкского рудного поля выделен крупный интрузивный плутон (рис. 37). В пределах его на участке высокоскоростного включения на глубине 1—2 *км* от поверхности домезозойского фундамента выделяется интрузивное тело основного состава, имеющее глубинное происхождение. По

грави-магнитным данным, это тело выделяется наиболее однозначно, так как картируется характерными совпадающими между собой максимумами гравитационного и магнитного полей. Как по грави-магнитным, так и по сейсмологическим данным, отмечается вторжение более поздних герцинских интрузий (низкоскоростных гранитоидных) в более ранние массы основного состава. Наличие в восточной части Алмалыкского района интрузивного тела более основного состава так называе-

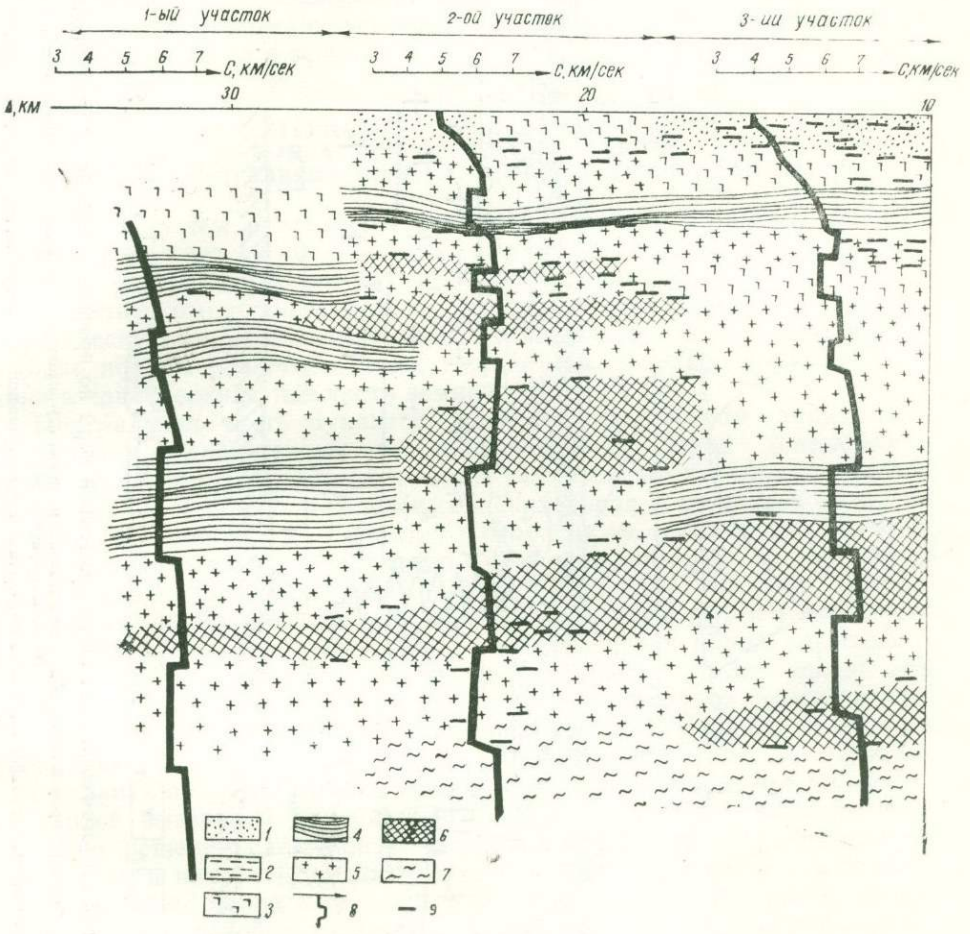


Рис. 36. Разрез по профилю I—I в пределах первых двадцати километров от дневной поверхности:

значения „C" — скоростей продольных сейсмических волн, *км/сек*: *1* — 3,9—4,5; *2* — 4,5—4,9; *3* — 5,0—5,4; *4* — 5,5—5,9; *5* — 6,0—6,3; *6* — 6,4—6,6; *7* — 6,7—6,8; *8* — осредненные скоростные разрезы для участков, которые пересекают профиль; *9* — обмены типа *PS*.

мого Алмалыкского массива сиенито-диоритов, подтверждено на глубине 395 *м* картировочной скважиной. Корень этого массива, по гравиметрическим и сейсмологическим данным, находится на глубине около 20 *км*.

Алмалыкский массив сиенито-диоритов в западной (1—6 участки) и юго-западной (1—8 участки) частях прорывается и ассимилируется кислыми (гранитными) интрузиями. Интрузии как сиенито-диоритов (участки 2 и 7), так и гранитов обусловили проявление и размещение

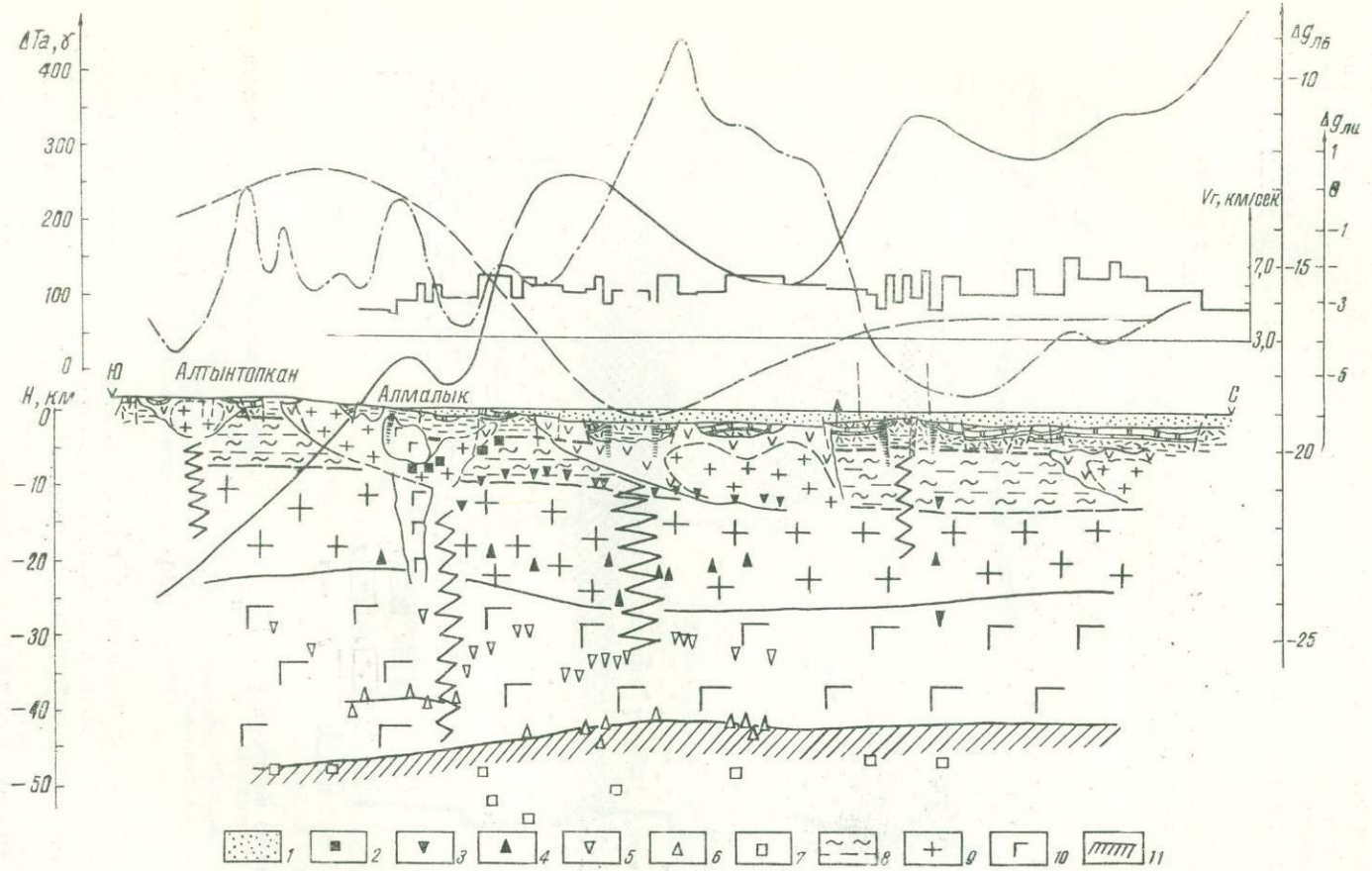


Рис. 37. Комплексный геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Ташкент—Алтынтопкан:

1—осадочный слой; *2–7*—точки обмена; *8*—рефей-палеозойские образования; *9*—архей (?)-нижнепротерозойские образования; *10* — „базальтовый" слой *11*—кровля границы М.

+—граниты; V—диориты и гранодиориты; г—габброиды; зигзаги—разломы; вверху аномалии: сплошные линии—$\Delta g_{ЛБ}$, пунктирные—$\Delta g_{ЛИ}$, штрих-пунктирные—магнитные аномалии ΔTa.

медно-золотых и скарново-железорудных месторождений в их сфере или их известняковых экзоконтактах.

Область развития гибридных диоритов (северная граница 2-го участка, восточная и северо-восточная 7-го), небольших сателлитов Алмалыкского массива, и зона перекрывающих и контактирующих с ними терригенно-карбонатных, реже эффузивных образований палеозоя могут содержать в себе (Абдуллаев, 1960) непосредственно на контакте рудопроявления скарново-полиметаллической, отчасти железорудной формаций и гидротермальную околоинтрузивную рудную минерализацию меди, молибдена и золота.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ ЗОН АЛТЫНТАУСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО ЭЛЕКРОРАЗВЕДОЧНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В предыдущем разделе мы показали характер строения рудного района на глубине до 10 *км* и опыт картирования небольших блоков, имеющих различную рудно-магматическую характеристику. На примере Алтынтауского рудного района мы постараемся показать, какую геофизическую характеристику имеют конкретные рудные зоны и вмещающие породы разного состава, включая их древнюю кору выветривания в приповерхностной части земной коры (0,5 *км*).

Центральная часть Букантау сложена комплексом терригенно-осадочных и вулканогенных метаморфизованных пород докембрия и палеозоя, местами перекрытых мезо-кайнозойскими образованиями. Ввиду слабой обнаженности домезозойских пород и широкого развития эоловых отложений в Букантау необходимы электроразведочные исследования, которые позволят получить информацию о глубинном геологическом строении. В связи с этим в 1968—1971 гг. были выполнены исследования методом вызванной поляризации (ВП) в комплексе с лито-геохимическим опробованием домезозойских пород и геологическими маршрутами. Основной целью этих работ были поиски зон сульфидной золотоносной минерализации, картирование тектонических нарушений, интрузий, литологических разновидностей пород. Изучались также электрические свойства пород и рудных зон (табл. 3). Результаты анализа полученных данных свидетельствуют о том, что по характеру полей вызванной поляризации и электрического сопротивления возможно решение следующих геологических задач: 1) выделение известняков и интрузий кислого состава среди терригенных отложений; 2) картирование пород джускудукской толщи (C_{1-2}); 3) картирование отложений архарской и карашахской свит среди пород кокпатасской; 4) поиски зон золотосульфидной минерализации и выделение их среди графитизированных и пиритизированных пород по значениям электрического сопротивления; 5) картирование тектонических нарушений и мощных даек лампрофиров.

Различия в электрических свойствах пород находят свое отражение и в физических полях, наблюдаемых в Букантау. Однако физическим полям в целом для региона свойственны и общие черты, обусловленные присутствием в терригенных отложениях рассеянной вкрапленности сульфидов и повсеместным развитием зоны поверхностного гипергенеза. Это приводит, с одной стороны, к увеличению поляризуемости пород до 5—15%, а с другой — к различиям по вертикали в физических свойствах одних и тех же горных пород.

В зоне поверхностного гипергенеза сульфиды практически полностью окислены, соответственно поляризуемость верхнего слоя низкая

Таблица 3

Возраст и электрические свойства пород и руд Алтынтауского рудного района

Порода	Возраст			Кол-во определений	Поляризуемость (η), %			Удельное электрическое сопротивление (ρ), *омм*		
	по К. К. Пяткову и др.	по Ю. А. Лихачеву и др.	по М. А. Ахмеджанову и др.		максимум	минимум	среднее модальное значение	максимум	минимум	среднее модальное значение
Известняки, доломиты	D_{2-3}	D_{2-3}	D_{2-3}	70	0,5	2,3	2,0	7000	3500	5500
Песчаники, аргиллиты, известняки, диабазовые порфириты, епилиты (джускудукская толща)	C_{1-2}	S_1	V	123	6,5	2,5	4,0	800	100	250
Известняки	C_1V_3	C_1V_3	C_1V_3	42	4,1	1,5	2,2	5000	2000	2300
Отложения архарской свиты на севере Букантау (конгломераты, песчаники, сланцы и известняки)	$C_{2\,ar}^{b-m}$	$C_{2\,ar}^{b-m}$	$C_{2\,ar}^{b-m}$	75	5,3	2,1	2,5	900	230	380
Отложения карашахской свиты (вулканогенно-осадочные породы)	$C_{2\,kr}^{b-m}$	Pz_1^2 (?)	P^{Cm}	145	15,0	5,5	8	750	420	280
Отложения кокпатасской свиты (кремнистые породы, алевролиты, сланцы, доломиты)	$C_{2\,kp}^{b-m}$	Pz_1^2 (?)	P^{Cm}	107	15	4,0	7,5	75	10	20
Отложения коксайской свиты (песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы)	$C_{2\,ks}^{b-m}$	S_1 (?)	P^{Cm}	120	12,7	4,5	6,5	60	10	20
Граниты, гранодиориты				56	3,0	1,8	2,5	3200	800	2000
Зоны пиритизации и графитизации в отложениях кокпатасской свиты				41	35	10	17	50	5	10
Зоны золотосульфидной минерализации в отложениях карашахской свиты				46	28	10	15	500	20	250
Дайки основного состава (преимущественно лампрофиры)				15	3,2	2,1	2,8	1500	630	970
Тектонические нарушения, зоны дробления пород								50	5	—

(1—2%) по сравнению с нижним (5—20%), где сульфиды сохранились. Часто нижняя граница зоны поверхностного гипергенеза совпадает с уровнем грунтовых вод (ρ_1—ρ_2=3—20), поэтому сопротивление нижнего слоя по сравнению с верхним низкое. Глубина проработки пород процессами гипергенеза разная и доходит до 50—100 *м*. В плотных породах эта зона имеет меньшую мощность, в менее крепких и более подверженных разрушению песчано-сланцевых отложениях мощность ее возрастает.

Обычно основным критерием для выделения аномалий ВП служит превышение наблюдаемой кажущейся поляризуемости ($\eta_к$) над фоном, соответствующим поляризуемости пород, не содержащих электропроводящие минералы (сульфиды, графит, пиролюзит, магнетит и др.). Однако в Букантау, где на значительных площадях присутствуют сульфидизированные породы при повсеместно развитой зоне поверхностного гипергенеза, поля ВП сложные, отражающие строение как горизонтальнослоистых сред, так и локальных зон повышенной или пониженной поляризуемости. В этих условиях эффективным оказался способ разделения полей ВП на региональную и локальную составляющие с раздельной интерпретацией каждого типа поля ВП.

Методом ВП можно определить значение поляризуемости, удельное электрическое сопротивление домезозойских пород и мощность зоны гипергенеза. Посредством региональной составляющей поля ВП оценивается геологическое строение крупных регионов, определяется взаимоотношение структурных элементов под наносами мощностью до 50—100 *м*.

Обычно метод естественного электрического поля (ЕП) используется для поисков колчеданных тел, картирования графитизированных и пиритизированных пород, решения гидрогеологических задач. При проведении съемок методом ВП в Букантау, где на значительных площадях палеозойские отложения содержат вкрапленность сульфидов, было отмечено существование многочисленных аномалий ЕП различной интенсивности. Причиной появления таких аномалий можно считать электрохимические процессы, протекающие с той или иной интенсивностью среди пород, содержащих сульфиды. Экспериментальными исследованиями установлено, что при прочих равных условиях интенсивность аномалий ЕП тем выше, чем выше электропроводимость горных пород[1]. Зависимость эта сложная и определяется эмпирической формулой:

$$v_{Eп} = a + b \lg \rho \cdots \quad (1)$$

или

$$v_{Eп} = b \lg \frac{\rho}{c}; \quad a = b \lg \frac{1}{c} \ldots, \quad (2)$$

где a, b, c — постоянные; ρ — удельное электрическое сопротивление пород.

Постоянной a можно придать смысл нормального поля, соответствующего определенному выбору уровня эффективного сопротивления. Например, предположив, что ρ=1 и lg 1=0, из формулы (1) получим:

$$v_{Eп} = a = v_0 \ldots \quad (3)$$

Выбор уровня эффективного сопротивления определяется выражением (2): $V_{Eп}$ равно нулю, когда ρ равно c, причем c имеет размерность

---

[1] При обязательном условии наличия в породах электропроводящих минералов.

Параметр b количественно характеризует меру связи $V_{Eп}$ с изменениями ρ и определяется, возможно, количеством электропроводящих минералов в породах.

Выделенные закономерности естественного поля позволили использовать метод ЕП для картирования тектонических нарушений с повышенной электропроводимостью, а также известняков, гранодиоритов и даек, имеющих пониженную электропроводимость по сравнению с сопротивлением окружающей среды, т. е. решать те же задачи, что и методами электропрофилирования. Вместе с тем оказалось, что разрешающая способность метода ЕП выше методов электропрофилирования

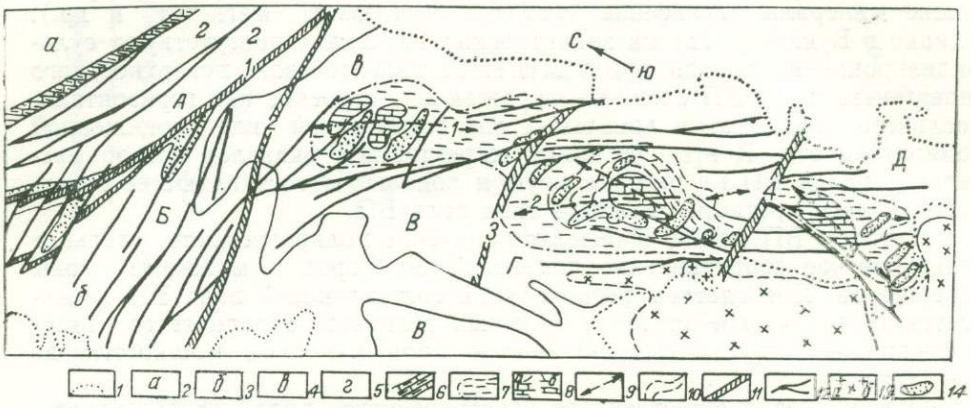


Рис. 38. Схема тектоники центральной части Букантау:

1—границы выходов домезозойских пород на поверхность; *2*—отложения архарской свиты; *3*—коксайской свиты; *4*—кокпатасской свиты; *5*—джускудукская толща; *6*—известняки, доломиты, песчаники силура—девона; *7*—отложения карашахской свиты; *8*—известняки, выходящие (*а*) и не выходящие (*б*) на поверхность и слагающие ядра антиклиналей; *9*—оси аномалий сопротивления, увязываемые с осями (см. на рис.): Бозтауской (*1*), Кокпатасской (*2*), и Саутбайской (*3*) антиклиналей; *10*—изогипсы верхней кромки известняков по данным сейсморазведки МОВ: *11*—тектонические швы (см. на рис.): Аякашинский (*1*), Каскыртауский (*2*), Бозтауский (*3*), Саутбайский (*4*), разграничивающие Северный (*А*), Айтымский (*Б*), Бозтауский (*В*), Кокпатасский (*Г*), Саутбайский (*Д*) блоки; *12*—прочие разломы; *13*—гранодиориты, выходящие на поверхность (*а*) и перекрытые палеозойскими и мезо-кайнозойскими породами (*б*); *14*—аномалии ВП, увязываемые с зонами золото-сульфидной минерализации.

в средах с высокой электропроводимостью пород и наоборот, что обусловливает необходимость их компенсирования.

В результате проведенных работ методами ВП и ЕП в центральной части района выделена площадь с высокими значениями электрического сопротивления и низкими поляризуемости пород (рис. 38). Эта площадь совпадала с контурами выхода известняков визе, залегающих в ядре Кокпатасской антиклинали. Такое же электрическое поле отмечено северо-западнее. Это дало основание предположить наличие здесь Бозтауской антиклинали, ядро которой сложено известняками. Впоследствии предполагаемые известняки были вскрыты геологоразведочными работами, что подтвердило существование Бозтауской антиклинали.

К юго-востоку от Кокпатасской антиклинали под чехлом мезокайнозойских отложений по данным электроразведки выделена толща с высокими значениями электрического сопротивления и несколько повышенной (3—5%) поляризуемостью пород. Такое поле могло соответствовать известнякам, перекрытым отложениями карашахской свиты небольшой мощности (50—100 *м*). Это позволило предположить наличие погребенной части Саутбайской антиклинали, ядро которой не вскрыто эрозионным срезом. Вначале этот вывод вызвал недоверие среди геологов-съемщиков, так как на этой площади в основном разви-

ты отложения кокпатасской свиты. Однако канава, пройденная в ядерной части Саутбайской антиклинали, вскрыла отложения карашахской свиты.

Электроразведкой были закартированы площади развития отложений карашахской свиты, соответствующие ядерным частям Кокпатасской, Бозтауской и Саутбайской антиклиналей. При сопоставлении результатов электроразведки с данными геокартирования удалось выделить площади с небольшой глубиной залегания отложений карашахской свиты под образованиями кокпатасской.

На фоне средних и высоких значений электрического сопротивления, свойственных отложениям карашахской свиты и известнякам, можно выделить оси аномалий сопротивления, расположенные в субмеридиональном и северо-западном направлении. Так как наиболее высокими значениями сопротивления обладают известняки, можно думать, что эти они фиксируют оси антиклиналей. Это соответствует также результатам сейсморазведки МОВ (рис. 38). Судя по данным электроразведки и сейсморазведки, как Кокпатасская, так и Саутбайская антиклинали имеют сложное строение с двумя разноориентированными осями складок: субмеридионального и северо-западного направлений, вероятно, соответствующих простираниям каледонских и герцинских структур.

По периферии описанных структур электроразведкой картируется площадь с сопротивлением пород в среднем 20 *омм* и поляризуемостью 5—7%, т. е. площадь развития отложений коксайской и кокпатасской свит. При этом отличить их друг от друга по данным электроразведки не представляется возможным.

На севере исследованного района по высоким и низким значениям $\eta_к$ фиксируются нерасчленяемые электроразведкой известняки силура—девона и терригенные образования архарской свиты. Серия разломов, проходящих вдоль гряды известняков и разделяющих Северо- и Южно-Букантаускую структурно-фациальные подзоны (Пятков и др., 1967), в электрическом поле не проявляется. По резкому градиенту электрического поля четко выявляется крупная разрывная структура (Аякашинский разлом), отделяющая отложения коксайской свиты на юге от Джузкудукской толщи на севере.

Аякашинский разлом является одной из наиболее крупных разрывных структур, по которой произошли в основном вертикальные подвижки. Направление падения плоскости разлома южное, юго-западное, причем в западной части плоскость этого тектонического шва кулисообразно смещена разломами северо-восточного направления.

Аякашинский разлом разделяет две различные по строению площади: северную (Северный блок), где разломы ориентированы преимущественно в субширотном направлении, и южную (Айтымский блок), где они имеют северо-восточную ориентацию. В районе Каскыртау между Айтымским и Бозтауским блоками фиксируются разломы преимущественно северо-западного направления.

Разрывные нарушения субширотного и северо-восточного направления, отмечаемые электроразведкой в районе замыкания шарниров Бозтауской, Кокпатасской и Саутбайской антиклиналей, могут рассматриваться как тектонические швы, разграничивающие одноименные блоки. Учитывая, что в каждом блоке размещаются аналогичные по строению Бозтауская, Кокпатасская и Саутбайская антиклинали, можно думать, что некогда единая Кокпатасская антиклинальная структура была разорвана Бозтауским и Саутбайским разломами с

последующим смещением в плане одноименных блоков, в результате чего образовались три отдельные антиклинальные складки.

В Бозтауском, Кокпатасском и Саутбайском блоках электроразведкой также отмечаются разрывные нарушения северо-западного направления, образующие зону Кокпатасского глубинного разлома. Разлом имеет многоканальное строение. Некоторые каналы маркируются небольшими телами ультрабазитов и кварцевых порфиров. Наиболее мощный канал, по данным гравиразведки и электроразведки, заполнен интрузией гранодиоритов.

Характерной особенностью Саутбайского блока является развитие разломов субмеридионального простирания, ограничивающих с запада Саутбайскую анктиклиналь, а на востоке фрагментарно прослеживаются в Кокпатасском блоке. Они фиксируются по резкому градиенту

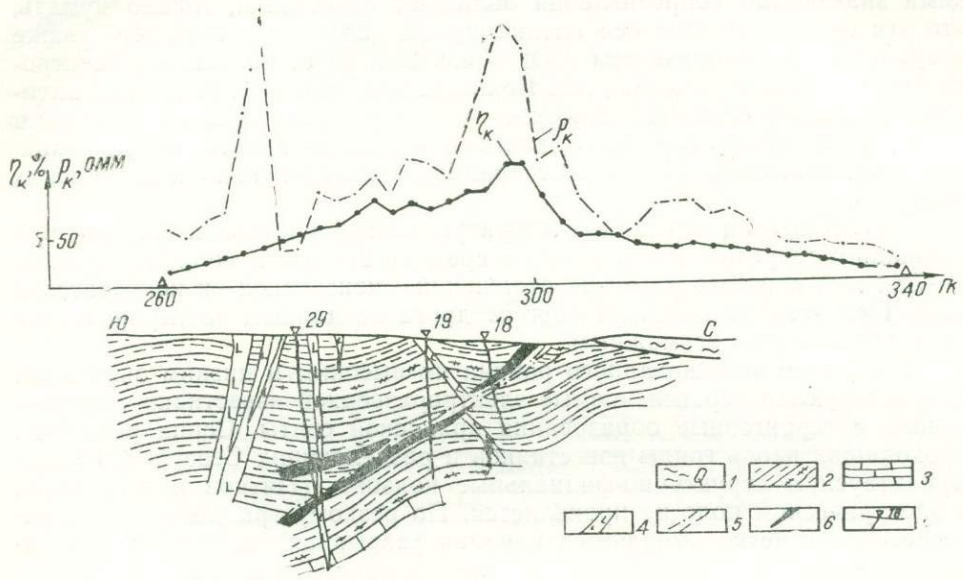


Рис. 39. Условия залегания золото-сульфидных рудных тел на Кокпатасском рудном поле и характерные графики η_k и ρ_k над золоторудным телом:

1—современные отложения; *2*—кварц-хлоритовые и кварц-углистые сланцы (карашахская свита); *3*—известняки (C_1v_3); *4*—дайки лампрофиров; *5*—разломы; *6*—золоторудные тела; *7*—скважины.

электрического поля. На описываемой площади, особенно в пределах Кокпатасского блока, выделяются субширотные аномалии ВП и сопротивления, картирующие зоны сульфидной минерализации в поле развития даек основного состава.

По известным в настоящее время геологическим данным (Рахматуллаев, 1972), основными поисковыми признаками золотого оруденения в районе являются: 1) приуроченность большинства рудопроявлений к отложениям карашахской свиты; 2) концентрация проявлений золотоколчеданной и кварц-антимонит-серебряных с золотом и кварц-пирит-арсенопирит золоторудных формаций в субширотных разрывах, маркирующихся дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров; 3) пространственная связь золотоколчеданной формации с зоной Кокпатасского глубинного разлома и субвулканическими телами кварцевых порфиров.

Можно думать, что поиски и картирование рудоконтролирующих и рудовмещающих структур позволят определить золоторудные перспек-

тивы различных площадей и тем самым существенно сузить районы поисков. С этой целью можно использовать результаты изучения глубинного геологического строения района, выполненного с помощью геофизических методов. В первую очередь перспективной на поиски золота является площадь развития отложений карашахской свиты и даек микродиоритов, лампрофиров, диоритовых порфиров, гранит-порфиров и сиенит-порфиров. На площади развития отложений данной свиты наиболее перспективны субширотные зоны сульфидной минерализации, отмеченные аномалиями ВП.

Аномалии ВП, отмечающие зоны сульфидной минерализации, были выявлены в пределах Кокпатасского блока, менее интенсивные — Бозтауского, а также в юго-восточной части Саутбайского.

Взаимоотношение зон сульфидной минерализации с вмещающими, а также с окружающими породами позволяет выяснить возраст этой минерализации, а также вмещающих ее пород.

Сульфидная минерализация размещается главным образом в породах карашахской свиты и в зоне контакта пород джускудуской толщи и коксайской свиты (рис. 39). Весьма характерно редкое ее проявление в отложениях кокпатасской свиты и отсутствие в известняках верхнего визе — нижнего карбона. Если первое объяснить избирательным свойством локализации золотоколчеданной минерализации в благоприятной среде, то второе позволяет предположить, что золотосодержащая сульфидная минерализации в породах карашахской свиты была отложена до образования известняков визе. Это обстоятельство делает вероятным донижнекарбоновый, предположительно каледонский возраст золотоколчеданной минерализации района.

В этом плане интересна геологическая позиция Саутбайского блока. Здесь при сравнительно хорошей обнаженности площади геологической съемкой закартированы отложения кокпатасской свиты, разрывные нарушения, зоны гидротермального изменения пород, пласты кремней и доломитов субмеридионального направления, в то время как аномалии ВП коррелировались в субширотном направлении, так что структурный план поверхности резко отличается от структур, картируемых электроразведкой на глубине 50—100 *м* и более.

Следовательно, аномалии ВП, отмечающиеся в пределах Саутбайского блока, могут быть интерпретированы как зоны сульфидной минерализации в отложениях карашахской свиты. Подобные поля и аномалии могут иметь важное значение при оценке рудных перспектив отдельных районов.

ЧАСТЬ II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УЗБЕКИСТАНА

Глава I. К СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Знание строения и состава докембрийских образований Узбекистана имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Оно позволяет нам воссоздать цельную картину происходящих тектонических процессов далекого прошлого и тем самым существенно пополнить имеющиеся представления и гипотезы о развитии земной коры Средней Азии.

Известная всем закономерная приуроченность крупнейших месторождений железных руд к железистым кварцитам, джеспилитам докембрия, алюминиевого сырья — к докембрийским кианитовым, силлиманитовым породам крупнейших золотых, урановых руд — к конгломератам и сланцам докембрия, ряда месторождений меди, никеля, кобальта — к основным и ультраосновным породам того же возраста, а также полиметаллических месторождений типа Сулливана и Брокен-Хилла — к кристаллическим толщам архея—протерозоя делает изучение докембрия крайне необходимым и целесообразным.

В пределах Узбекистана и прилегающих территорий в настоящее время выходы докембрийских образований известны в юго-западных отрогах Таласского Алатау, в Срединном Тянь-Шане (Пскемском и Сандалашском хребтах, Кассане, Кампыр-Равате, Карачатыре, Букантау, Тамдыкудуке и Северном Тамдытау), Южном Тянь-Шане (Султануиздаге, Южном Тамдытау, Северном Нуратау, Кане, Ауминзатау, Бельтау, Киттармайской гряде), в Юго-Западном Гиссаре и Кугитангтау (табл. 4).

Метаморфические образования условно докембрийского возраста установлены бурением под отложениями мезо-кайнозоя к северу и югу от Букантау, к северо-западу от Северного Тамдытау и между Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау, Сангрунтау и Северным Нуратау, а также в Газли-Бухарском районе, Гаурдаке, к западу от Кугитангтау (рис. 40).

По геофизическим данным, под чехлом мезо-кайнозойских отложений Северных Кызылкумов и в ядерных частях Каршинского, Южно-Кульджуктауского и Южно-Султануиздагского приподнятых блоков имеются образования, которые по физическим свойствам коррелируются с древнейшей кристаллической толщей докембрия. Так, поверхность кристаллической толщи характеризуется граничной скоростью 5,9—6,1 *км/сек* (Ф. Х. Зуннунов, Т. Эргешев). Поверхность этого слоя рассматривается как граница раздела складчатой толщи архея — нижнего протерозоя и перекрывающей ее толщи платформенных отложений рифея—нижнего палеозоя.

Наличие архей-нижнепротерозойского слоя почти повсеместно на территории Средней Азии является важным обстоятельством и играет большую роль при построении геолого-геофизических моделей земной коры. Однако архей-нижнепротерозойский возраст упомянутого слоя,

Схема

расчленения докембрийских образований Узбекистана

Возраст				Б. В. Яскович, ЮЗ Гиссар (1959–1965)	М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов (1965)	О. Н. Халецкая (1967)	К. К. Пятков, И. А. Пяновская, А. К. Бухарин (1968)	В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова, О. Г. Кангро (1968)
Протерозой	Верхний	Вендский	Верхний			Бесапанская		
			Нижний		Шорашуйская, узунбулакская, айлянгарская	Зимбылтауская	Бесапанская	Бесапанская
						Тасказганская		
		Рифей	Верхний		Терекская, семизсайская, султануиздагская, айлянгарская, ауминзинская, тасказганская		Тасказганская	Маджерумская
			Средний				Ауминзинская	Ауминзинская
			Нижний	Микрогнейсы и микрокристаллические сланцы	Диймалекская, пальгарская	Ауминзинская		
	Нижний	Средний		Кристаллические сланцы и парагнейсы				Улусская (Pt_1), зиаэтдинская (Pt_1) (кыттармайская)
Архей — нижний протерозой				Мигматиты и очковые гнейсы				

Волнистые линии — перерыв в осадконакоплении; вертикальные — осадки от-

идентифицируемого нами с «гранитным», не признается некоторыми исследователями, отстаивающими рифейское или даже силурийское время начала его формирования.

Анализ и обобщение материалов по докембрию представляет сложную задачу из-за недостаточной и неравномерной изученности процессов наложенного полиметаморфизма и диафтореза пород, спорности вопроса о возрасте самих отложений в отдельных районах, неясности их стратиграфической последовательности, противоречивости цифр радиологических определений абсолютного возраста и т. п. Однако выявление геологических позиций докембрийских

Рис. 40. Площади выходов докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня:

1—Султануизтаг; *2*—Северный Букантау; *3*—Южный Букантау; *4*—Северный Тамдытау; *5*—Южный Тамдытау; *6*—Ауминза-Бельтауские горы; *7*—Северный Нуратау; *8*—Киттармайские горы; *9*—Юго-Западный Гиссар; *10*—Туркестанский хребет; *11*—Каратегин; *12*—Кан; *13*—Карачатыр; *14*—Кампыр-Рават; *15*—Бозбутау; *16*—Чаткальский хребет (Кассан); *17*—Пскем-Сандалашские горы (темные участки—выходы докембрийских образований; заштрихованные—распространение докембрийских образований под мезо-кайнозойским чехлом).

в Каракумо-Таджикском выступе 6500 *км*² и 60 000 *км*² (Ахмеджанов, 1969). В целом на территорию Узбекистана приходится около 50 000 *км*² (рис. 40).

Обоснованность отнесения отложений к докембрию фактическим материалом для различных участков не одинакова. Не совсем ясна еще возрастная последовательность разрозненных в пространстве отдельных толщ. Можно предполагать присутствие одновозрастных, но различных по фациальности и метаморфизму структурно-формационных комплексов. Если добавить к этому немногочисленность находок органических остатков, небольшое количество определений абсолютных возрастов (нередко сильно заниженных), то условность предлагаемой стратиграфической схемы вполне очевидна.

За основу расчленения и корреляции докембрийских отложений Узбекистана в Срединном и Южном Тянь-Шане принята схема стратиграфического деления на архей—нижний протерозой, нижний—средний протерозой, рифей и венд, предложенная А. А. Ариповым, М. А. Ахмеджановым и О. М. Борисовым (1969). Эта местная стратиграфическая шкала коррелируется со стратиграфической схемой Северного Тянь-Шаня.

В основу расчленения докембрийских образований положены данные абсолютного возраста, определения проблематичных органических остатков, о наличии крупных несогласий, структурных соотношениях толщ, стратиграфическом положении в разрезе, литологическом составе и степени метаморфизма (табл. 5).

Архей—нижний протерозой. К этому комплексу отнесены толщи глубокометаморфизованных образований (амфиболитовая до гранулитовой фации) караташской, диймалекской и маляндской свит Юго-Западного Гиссара, джамансайской и кахралысайской — Султануиздага, ауминзинской—Ауминзатау, Бельтау, Северного Нуратау и Южного Тамдытау, учкудуктауской — Северного Тамдытау, терексайской — Кассана (в Киргизии), гнейсы, амфиболиты — Пскемского хребта и Босбутау (рис. 41).

Архей-нижнепротерозойский возраст вышеуказанных свит определяется условно по данным абсолютного возраста (2,5—2,9 млрд. лет) для Айлянгарского массива Юго-Западного Гиссара, расположенного в теле докембрийских образований, высокой степенью наложенного метаморфизма и сопоставлением со сходными толщами соседних регионов (Бадахшанский срединный массив, горанская и шахдаринская серии), где свинцово-изохронным методом для мраморов получены цифры — 2600±100 и 2400±100 млн. лет (В. А. Рудник и др.).

Отложения архей-нижнепротерозойского возраста характеризуются двумя типами разрезов, отличающимися составом, характером метаморфизма и, возможно, уровнем залегания. Первый тип объединяет толщи Юго-Западного Гиссара с относительно сиалическим составом. К нему относятся разрезы караташской, диймалекской и маляндской свит.

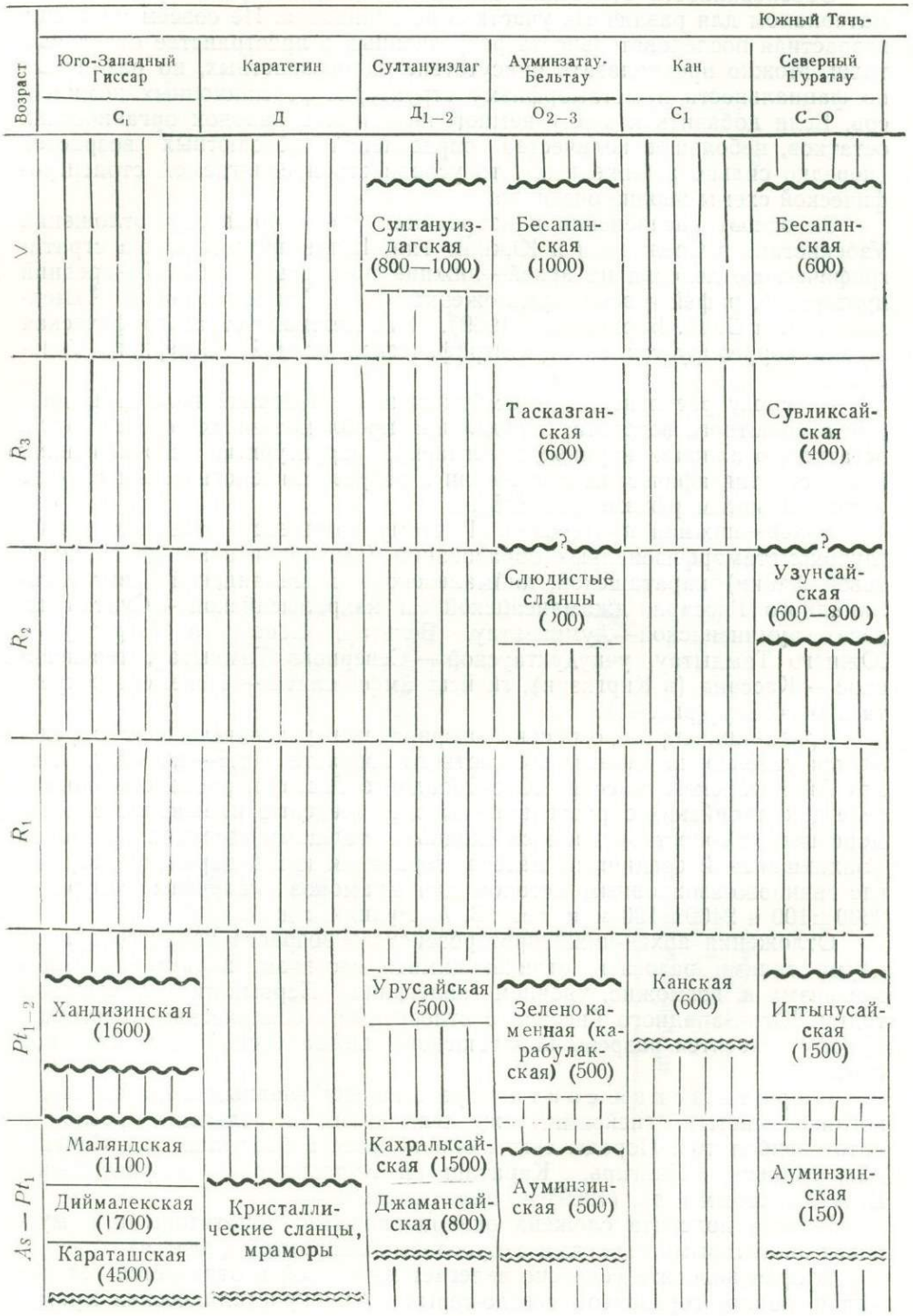
Караташская свита представлена главным образом высокоглиноземистыми гнейсами, реже кварцитами и редкими прослоями ортоамфиболитов. Породы свиты обнажаются в бассейнах рек Сангардак, Микьян, Палгарь, Караташ и Хурсандарья и расчленены В. А. Хохловым и др. (1969) на пять подсвит.

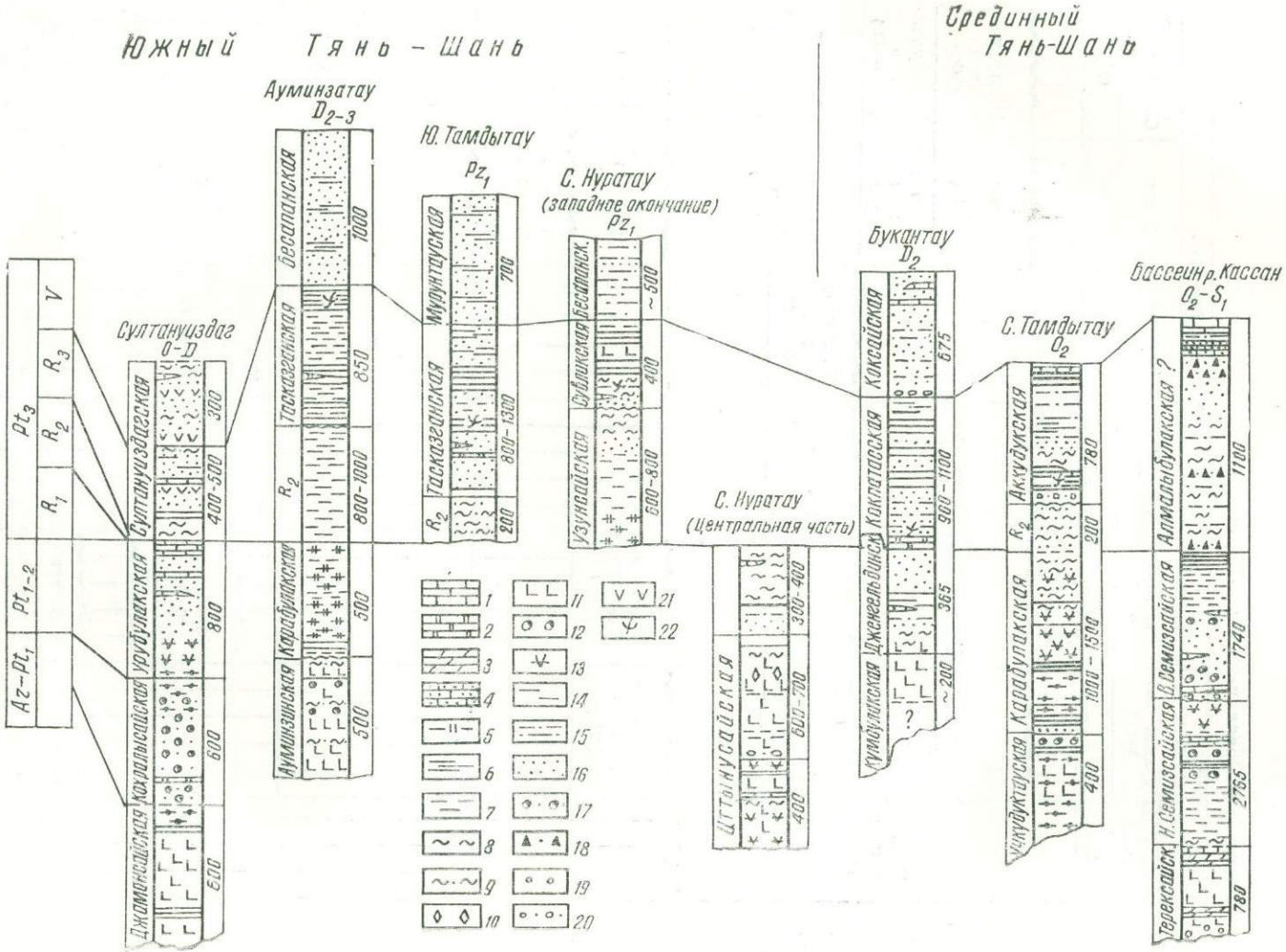
Первая подсвита сложена окварцованными, биотитовыми и мусковит-биотитовыми гнейсами с прослоями кварцитов (2000 *м*).

Вторая подсвита согласно залегает на первой и отделяется от нее маркирующим горизонтом светло-серых крупнокристаллических мрамо-

ПРОЕКТ

схемы корреляции докембрийских образований




Южный Тянь-Шань
Срединный Тянь-Шань
Pt3
R3
R2
R1
V
Pt1-2
Az-Pt1
Султануиздаг O-D
Джамансайская
Жолдысайская
Урубулакская
Султануиздагская
300
400-500
800
600
600
Аминзатау D2-3
Аминзинская
Карабулакская
Тасказганская
Бесапанская
R2
500
500
800-1000
850
1000
Ю. Тамдытау Pz1
R2
Тасказганская
Мурунтауская
200
800-1300
700
С. Нуратау (западное окончание) Pz1
Узунвайская
Субликская
Бесапанск.
600-800
400
~500
С. Нуратау (Центральная часть)
Шатынусайская
400
600-700
300-400
Букантау D2
Кумбулакская
Джангельдинск.
Конгратасская
Коксайская
?
~200
365
900-1100
675
С. Тамдытау O2
Чичкудукская
Карабулакская
Акчадакская
R2
400
1000-1500
200
780
Бассейн р. Кассан O2-S1
Терексайск.
Н. Семизсайская
В. Семизсайская
Алмалыбулакская ?
780
2755
1740
1100
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22

ров. Подсвита включает гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы с прослоями серых кварцитов и с горизонтами биотит-роговообманковых парагнейсов и ортоамфиболитов—продуктов регионально метаморфизованных основных вулканитов с реликтами аподолеритовой структуры (400 *м*).

Третья подсвита в низах слагается узловатыми гнейсами. Узлы представлены скоплениями кварца, силлиманита и кордиерита. Выше располагаются мелкозернистые окварцованные биотитовые гнейсы и светлые кварциты с прослоями биотит-роговообманковых параамфиболитов и метаморфизованных основных вулканитов базальтоидного состава и горизонт крупнозернистых очковых гранито-гнейсов (1100 *м*).

Породы четвертой подсвиты обладают массивным строением, темным цветом. В ней отсутствуют узловатые разности гнейсов. Она сложена биотитовыми гнейсами с прослоями полосчатых кварцитов (200 *м*).

Пятая подсвита представлена переслаивающимися, мелкозернистыми биотитовыми гнейсами, силлиманит-биотитовыми гнейсами с узловатой структурой, с прослоями сливных кварцитов и полосчатых гранито-гнейсов (515—640 *м*).

Диймалекская свита характеризуется наличием глиноземистых гнейсов, параамфиболитов, мраморизованных доломитов, мраморов и метаморфизованных вулканитов основного состава. Отложения этой свиты слагают бассейны рек Диймалек, Айлянгар, Шатут, Уруклы, Сангардак и Кызылсай. В. А. Хохловым и др. она подразделяется на шесть подсвит.

Первая подсвита состоит из переслаивающихся окварцованных биотитовых гнейсов, мигматизированных силлиманит-биотитовых гнейсов, кварцитов с прослоями и горизонтами гранатовых ортоамфиболитов, роговообманковых парагнейсов и кристаллических мраморов (920 *м*).

Вторая подсвита сложена гранито-гнейсами (75—200 *м*).

Третья подсвита представлена переслаивающимися узловатыми силлиманит-биотитовыми гнейсами и окварцованными биотитовыми гнейсами с тонкими прослоями полосчатых кварцитов. В верхах присутствуют роговообманковые парагнейсы, метаморфизованные основные эффузивы (ортоамфиболиты) и мраморы (660 *м*).

Четвертая подсвита состоит из мигматизированных биотит-роговообманковых парагнейсов, сменяющихся вверх по разрезу немигматизированными роговообманковыми гнейсами и параамфиболитами с прослоями ортоамфиболитов. Верхи подсвиты сложены окварцованными биотитовыми гнейсами, биотит-роговообманковыми парагнейсами с прослоями параамфиболитов, мраморов и мигматитов (700—800 *м*).

Пятая подсвита представлена хлоритизированными биотитовыми гнейсами с прослоями биотит-роговообманковых парагнейсов,

---

Рис. 41. Схема корреляции разрезов докембрия (по М. А. Ахмеджанову, Р. Н. Абдуллаеву, О. М. Борисову, Э. Р. Базарбаеву, 1972 г.):

1—известняки; 2—доломиты; *3*—мраморы; *4*—слюдисто-известковистые алевролиты; *5*—кристаллические сланцы; *6*—филлитовидные, слюдистые, углистые сланцы, филлиты; *7*—метаморфические сланцы; *8*—хлорит-серицитовые, серицито-хлоритовые, амфибосерицит-хлоритовые сланцы; *9*—биотит-кварцевые, слюдисто-алевролитовые, мусковито-кварцевые сланцы; *10*—гранато-слюдистые, гранат-альбит-полевошпатовые, гранатовые сланцы; *11*—амфиболитовые, актинолит-хлоритовые, эпидот-амфиболитовые, графит-амфибол-кварцевые и другие амфиболитовые сланцы; *12*—роговообманково полевошпат-биотитовые, кварц-роговообманковые и другие роговообманковые сланцы; *13*—апопорфиритовые, роговообманково-плагиоклазовые, апотуфитовые роговообманковые сланцы; *14*—гранат-альбит-полевошпатовые гнейсы, гранито-гнейсы с гранатом, гранат-полевошпат-альбитовые гнейсы; *15*—алевролиты; *16*—кварцевые, кварцитовидные, углеродисто-кварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники; *17*—массивные биотит-роговообманково-полевошпатовые песчаники; *18*—тиллитоподобные песчаники; *19*—гравелиты; *20*—конгломераты; *21*—плагиоклазовые порфириты; *22*—органические остатки.

гранатовых амфиболитов и кристаллических мраморов, в одном из которых В. А. Хохловым обнаружены докембрийские водоросли (600—900 *м*) (определения А .Г. Вологдина).

Шестая подсвита сложена мусковит-биотитовыми окварцованными гнейсами, кварцитами, гранито-гнейсами и инъекционными мигматитами (280 *м*).

Маляндская свита подразделяется на две подсвиты.

Первая подсвита сложена хлоритизированными мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами (300 *м*), а вторая — мусковит-биотитовыми микрогнейсами и кристаллическими сланцами (800 *м*).

Общая мощность архея — нижнего протерозоя в Юго-Западном Гиссаре составляет около 7—8 *км*.

Западному Узбекистану свойствен другой тип разреза архея — нижнего протерозоя. Характерным для этого типа является разрез ауминзинской свиты Ауминзатау (300 *м*), сложенный преимущественно полосчатыми амфиболитами и амфиболитовыми сланцами с прослоями микрогнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. Аналоги этой свиты обнажаются в Султануиздаге, Северном Тамдытау, Кассане, Пскемском хребте.

В Султануиздаге аналогами ауминзинской свиты являются пачки метаморфических пород джамансайской (нижняя подсвита) и кахралысайской. Разрез джамансайской свиты по Кызылсаю и Кахралысаю сложен темными, зеленовато-темными, тонкополосчатыми и слоистыми амфиболитами с зернами красного граната, светлыми слюдистыми и кремневидными кварцитами, светлыми слюдисто-полевошпатовыми микрогнейсами с прослоями и небольшими линзами эпидот-хлорит-роговообманковых, актинолит-полевошпат-биотитовых, тремолит-актинолитовых, плагиоклаз-актинолитовых, кварц-биотитовых, полевошпат-биотитовых и известняково-слюдистых сланцев и белыми мраморами (510—650 *м*).

По данным Г. Ю. Алферова, А. А. Кулеша и др., амфиболиты и амфиболитовые сланцы произошли при метаморфизме вулканитов основного состава, что подтверждается следующими фактами: амфиболиты образуют согласные переслаивающиеся тела с кварцитами серых и темных тонов, обладают слоистостью, пониженным содержанием кремнезема и повышенным — кальция (Виленский, 1958), чаще приурочены к участкам толщи, где имеются прослои мраморов и известковистых сланцев, реликты которых сохранились в амфиболитах. Все это свидетельствует о том, что мы имеем дело здесь с параамфиболитами.

По данным А. М. Виленского, минеральный состав параамфиболитов в основном представлен кристаллами актинолита, реже в ассоциации с тремолитом (42—100%) и кальцитом (9—36%). Плагиоклаз (0—26%) от чистого альбита до анортита нередко ситовидно прорастается цоизитом и амфиболитом. В породе также присутствуют гранат (0—6%), шпинель (0—10%), кварц (0—1,5%), цоизит (0—16%), биотит (0—12%). Акцессории — сфен, апатит, рудный минерал. В сланцах и микрогнейсах основная роль принадлежит зернам альбит-олигоклаза (30—60%), биотита (20—40%), мусковита (до 10%), актинолита (0—15%), кварца (5—30%). Акцессории — апатит, гранат, магнетит, циркон.

Возраст наложенного метаморфизма амфиболовых сланцев по калий-аргоновому методу равен 823 млн лет (Ф. Аскаров).

Кахралысайская свита имеет довольно однородный состав: двуслюдистые, кварц-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые микрогней-

сы и кварц-полевошпатовые песчаники с тонкими прослойками мраморов. Характерно груборитмичное строение толщи. Общая мощность ритма осадков составляет примерно 80—100 *м*. Каждый ритм начинается буровато-серыми плитчатыми гнейсированными кварц-эпидот-полевошпатовыми песчаниками. Выше идут тонко до грубо (0,3—до 3 *см*) переслаивающиеся биотит-плагиоклазовые и эпидот-плагиоклазовые микрогнейсы с мусковит-биотит-кварцевыми разностями и тонкими прослойками (доли сантиметров) мраморов. Ритм завершается тонко переслаивающимися микрогнейсами, слюдистыми сланцами, кремнистыми породами и мраморами. Мощность свиты 1500 *м*.

В Северном Тамдытау аналогом ауминзинской свиты является учкудуктауская, развитая в районе кол. Каратас и Джаманкынгырских гор. Она сложена светло-серыми, темно-зелеными, зеленовато-серыми, слоистыми биотит-плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазовыми гнейсами с зернами граната, темно-зелеными, средне- и тонкослоистыми амфиболитовыми, а также гранат-эпидот-альбитовыми, полевошпат-альбитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами, микрогнейсами с редкими прослоями песчаников, кварцитов и амфиболитов. Мощность свиты 1500 *м*.

В Кассане, на территории Киргизии, к архею—нижнему протерозою условно относятся образования терексайской свиты, состоящей из четырех пачек.

Первая пачка обнажается только в ядре Иштамбердинской брахиантиклинали и сложена в низах разреза полевошпат-биотитовыми сланцами с зернами граната, с редкими прослойками светлых и розовато-светлых мраморов и линзочек светлых кварцитов. В верхах разреза встречаются тонкие прослои амфиболитовых сланцев. Количество прослоев мраморов и их мощность увеличиваются к верхам разреза (140 *м*).

Вторая пачка представлена «нижним горизонтом» мраморов, выступающих только в ядрах Иштамбердинской и Чапчаминской брахиантиклиналей. Мощность 60—170 *м*.

Третья пачка — «свита амфиболитов и биотитовых сланцев» (Макарычев, Павлова, 1967) отмечена в ядре Иштамбердинской, Чапчаминской и Кассанской брахиантиклиналей и сложена преимущественно биотитовыми сланцами с редкими прослоями полевошпат-биотитовых и кварц-полевошпатовых сланцев и гнейсов, слюдистых ороговикованных песчаников и светлых мраморов (200 *м*).

Четвертая пачка сложена в основном мраморами — «свита мраморов, по Г. И. Макарычеву и Т. Г. Павловой), выступающих в сводовых частях Кассанской, Терекской, Иштамбердинской и Казанбулакской брахиантиклиналей. Мраморы белые до светло-серых с голубовато-серым, розоватым оттенком, крупно- и среднекристаллические со средней и грубой слоистостью (150 *м*).

Архей-нижнепротерозойские образования известны в верховьях р. Бештор (Пскемский хребет). Здесь в тектоническом блоке обнажаются кварц-полевошпатовые, кварц-слюдистые сланцы, амфиболиты, гнейсы и маломощные мраморы общей мощностью 200 *м*. В настоящее время взаимоотношение этой толщи с рифейским Бештерским плагиогранитным массивом (830 ± 20 млн. лет) не ясно. Однако в краевых частях массива развиты ксенолиты кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов. Кроме того, обломки пород из этой толщи встречаются в базальных слоях позднего докембрия (венда).

Нижний—средний протерозой. Нижне-среднепротерозойский комплекс (эпидот-амфиболитовая фация) представлен хандизинской

свитой Юго-Западного Гиссара, карабулакской (зеленокаменной) — Ауминзатау, Бельтау, Северного Тамдытау, канской — Кана, иттынусайской — Северного Нуратау, кумбулакской — Северного Букантау, и семизсайской — Кассана.

Нижне-среднепротерозойский возраст зеленокаменных образований определяется условно на основании страгиграфического положения между архей-нижнепротерозойской толщей и вышележащей рифейской, охарактеризованной проблематикой. Имеются и данные абсолютного возраста, определенные по роговой обманке (577 и 631 млн. лет, В. В. Баранов) и слюдистым сланцам (от 444 до 718 млн. лет, Г. Д. Афанасьев, Ф. Аскаров и др.), из пород иттынусайской свиты Северного Нуратау.

Наиболее представительным и характерным для нижнего—среднего протерозоя является разрез иттынусайской свиты Северного Нуратау. По литологическим особенностям эта свита разделяется на три пачки.

Нижняя пачка представлена метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. Они протягиваются узкой полосой в зоне Северо-Нуратинского глубинного разлома примерно от кол. Фариш до горы Нурек шириной 300—700 *м*.

В связи с сильным диафторезом и рассланцовкой первичные породы превращены в зеленые сланцы, где основная масса слагается из агрегата альбита, хлорита, серицита с примесью кварца, карбоната, эпидота, пренита, магнетита.

Относительно более свежие, хотя гакже зеленокаменно преобразованные породы имеются в полосе по северному склону Койташских гор. Измененные вулканиты здесь переслаиваются с кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и мраморизованными известняками примерно в равных количествах.

Вулканиты представлены преимущественно туфами андезито-базальтовых порфиритов, туффитами, туфоалевролитами и, вероятно, лавами. В результате метаморфизма они превращены в альбит-актинолитовые, альбит-тремолит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-альбит-серицитовые сланцы с прослоями актинолитовых амфиболитов. В них имеются единичные прослои и линзочки кварцитов мраморизованных полосчатых известняков (0,4—1,5 *м*).

Горизонты зеленовато-серых метавулканитов чередуются с горизонтами светло-серых до зеленовато-серых полосчатых кварц-серицитовых, кварц-эпидот-хлоритовых, карбонат-альбит-хлоритовых, кварц-серицит-эпидот-хлоритовых сланцев с прослоями темно-зеленых актинолитовых сланцев, темных кварцитов и серых полосчатых мраморов. В верхней части среди них имеются линзочки яшмовидной кварцитовидной породы (15—20 *см*) с гематитом и магнетитом и карбонат-эпидот-слюдистых сланцев с гематитом.

Для пород нижней пачки характерны полосчатая текстура (0,2—2 *мм*), мелкая гофрировка и рассланцевание. Парагенетическая ассоциация минералов следующая: актинолит, альбит, альбит-олигоклаз, эпидот, кальцит, кварц, реже — мусковит, биотит, серицит, хлорит, пренит, клиноцоизит, гематит являются вторичными. Из акцессорных встречаются магнетит, апатит, турмалин. Мощность пачки не более 400 *м*.

Средняя пачка слагает большую часть иттынусайской свиты и характеризуется довольно однородным составом, слоистостью и тонкой

полосчатостью, мелкой гофрированностью и зеленовато-серым цветом.

Исходными породами являются глинисто-кварцевые сланцы, алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники. В нижней части разреза отмечены слои со значительными включениями переотложенного вулканогенного материала.

В основании разреза располагаются горизонты кварц-хлорит-полевошпатовых песчаников (Болосай), местами переходящих в гравийные конгломераты (Синтабсай). На них залегают кремнисто-серицитовые, кварц-альбит-хлоритовые, кварц-хлорит-альбитовые сланцы (до 80 *м*), которые выше чередуются, местами тонкополосчато,со слоями альбит-эпидот-хлоритовых, альбит-актинолитовых, альбит-кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-эпидотовых сланцев (до 400 *м*). Имеются прослои альбит-кварц-мусковитовых сланцев и редкие прослойки серых кварцитов с примесью альбита, мусковита и граната (гроссуляр). Верхняя часть разреза (до 200 *м*) сложена альбит-хлорит-кварцевыми и кварц-серицит-хлорит-альбитовыми сланцами и микрогнейсами, содержащими альбито-кварцевые прослои, местами включающие линзовидные прослои (0,5 до 12 *м*) железистых кварцитов, которые в свою очередь состоят из переслаивающихся прослоек гематита (отмечается также гранат гроссуляр) с примесью эпидота и хлорита со светло-коричневатыми прослойками кварцитов.

Структура пород лепидогранобластовая, реже нематобластовая и гранобластовая.

Парагенетическая ассоциация минералов следующая: альбит, альбит-олигоклаз, мусковит, актинолит, эпидот, кварц. Хлорит, серицит, кальцит, гематит являются вторичными (диафторез). Из акцессорных встречаются магнетит и апатит, реже турмалин и очень редко гранат.

Мощность средней пачки равна 700 *м*.

Верхняя пачка развита локально (верховья саев Ухума, Андыгена, Катта-Богдана, Четалика и др.) и характеризуется в целом светло-серым цветом, тонкогоризонтальной слоистостью, волнистой до килевидной гофрировкой, наличием будинированных прослоев и более широким развитием песчаников и алевролитов.

Разрез начинается рассланцованными мелкозернистыми серицит-кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, количество которых увеличивается с запада на восток. Они переслаиваются с хлорит-серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами и прослоечками кварцитов (60 *м*). Выше располагаются серицит-хлорит-кварцевые и кварц-хлоритовые сланцы с линзочками темных кварцитов (80 *м*). Верхняя часть сложена блестящими тонкослоистыми филлитовидными хлорит-серицитовыми сланцами с редкими прослоями серицит-хлорит-кварцевых сланцев и полосчатых слюдисто-кварцевых песчаников (до 100 *м*).

Неполная мощность пачки около 240 *м*.

Общая мощность иттынусайской свиты составляет 1340 *м*.

Возраст наложенного метаморфизма, определенный по калий-аргоновому методу для образца из кварц-хлорит-серицитовых сланцев верхней подсвиты (Четаликсай), равен 718 млн. лет (Ф. Аскаров).

В Юго-Западном Гиссаре в основании хандизинской (нижний — средний протерозой) свиты лежат три горизонта конгломератов (данные В. А. Хохлова, В. Е. Головина и др.). Степень метаморфизма конгломератов и отложений хандизинской свиты идентична. Галька образована из подстилающих отложений маляндской свиты. Хандизинская свита В. А. Хохловым и др. подразделяется на четыре подсвиты.

Первая подсвита характеризуется наличием гнейсированных ортоамфиболитов, мусковит-хлорит-биотитовых сланцев с прослоями мелкозернистых слюдяных микрогнейсов. Мощность 900 *м*.

Вторая подсвита сложена кварцитовидными хлоритизированными биотитовыми кристаллическими сланцам и микрогнейсами с турмалином (270—460 *м*).

Третья подсвита представлена биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами с прослоями слюдистых микрогнейсов кварцитовидного облика и андалузит-слюдистых сланцев (295 *м*).

Четвертая подсвита сложена мусковит-биотитовыми микрогнейсами (120 *м*).

Несколько иной тип разреза свойствен нижнему—среднему протерозою Султануиздага, представленному уруса́йской свитой. Эта свита характеризуется присутствием альбит-эпидот-хлоритовых, кремнисто-серицитовых, кварц-мусковитовых, гранат-слюдисто-кварцевых сланцев с прослоями кремней, карбонатно-полевошпатовых гнейсов, полевошпата кварцевых микрогнейсов, кварц-биотит-полевошпатовых порфироидов песчаников, алевролитов и полосчатых мраморов (700—800 *м*).

Разрезы нижнего—среднего протерозоя в узкой полосе Западного Узбекистана, Кана и Карачатыра сходны с разрезом иттынусайской свиты Северного Нуратау и имеют преобладающий терригенно-вулканогенный характер. В других частях Западного Узбекистана — в Ауминзатау, Бельтау и Северном Тамдытау к нижнему—среднему протерозою относится карабулакская (зеленокаменная) свита, представленная темно-серыми, черными, средне- и тонкослоистыми опаловидными и полосчатыми кварцитами, темно-зелеными кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, эпидот-хлоритовыми, углисто-кремнистыми, хлоритовыми сланцами с прослоями и линзами доломитов и известняков мощностью от 500 до 1500 *м*.

В Кане (Южная Фергана) и Карачатыре к этому возрасту относятся образования канской свиты — зеленые, зеленовато-серые альбит-хлоритовые, альбит-тремолитовые, хлорит-альбит-тремолитовые, кварц-серицитовые сланцы с линзами мраморов и темных кварцитов. Мощность 300—500 *м*. И. П. Морозов, Я. С. Висьневский и др. считают, что эти породы произошли за счет метаморфизма осадочно-вулканогенной толщи.

В Кассане к нижне-среднепротерозойским образованиям отнесена семизсайская свита, слагающая бóльшую часть докембрия бассейна р. Кассана. Эта свита делится на две подсвиты: нижнюю — сланцево-амфиболитовую и верхнюю — песчаниково-сланцевую.

В нижней подсвите преобладают полевошпат-актинолитовые, полевошпат-биотитовые, карбонатно-мусковит-биотитовые, альбит-биотитовые, кварц-мусковитовые, биотит-мусковитовые сланцы с прослоями и линзами кварцитов и известняковых пород в основании разреза. Верхняя половина нижней подсвиты сложена сланцево-амфиболитовыми породами — амфиболит-плагиоклазовыми, биотит-амфиболовыми, полевошпат-биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами.

Породы верхней подсвиты представлены преимущественно переслаивающимися пачками окварцованных и слюдистых песчаников, кварцито-сланцев, биотит-серицитовых сланцев, содержащих прослои биотит-актинолитовых и мусковитовых сланцев и редкие прослои кварцитов и мраморизованных известняков. Мощность всей семизсайской свиты 3500—4000 *м*.

Таким образом, кассанский разрез нижнего и среднего протерозоя несколько отличается от такового западных частей Южного Тянь-Шаня

значительным участием фемических масс, т. е. в целом сиалически-фемическим профилем.

Рифей. Граница между средним и верхним протерозоем проводится до некоторой степени условно, в основном по резкой смене характерного литологического состава и степени метаморфизма. Породы, относимые к рифею, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В пределах Средней Азии и Казахстана только в Макбальском антиклинории (Киргизский хребет) отложения рифея отделены заметным несогласием от метаморфического дорифейского комплекса пород.

В отложениях рифея найдены древнейшие представители органической жизни — озагии, водоросли, бактериальные скопления, микрофоссилии. Немые толщи сопоставлялись с фаунистически охарактеризованными разрезами Северного Тянь-Шаня, что позволило условно расчленить рифей на нижний, средний и верхний.

К нижнему рифею условно относится толща пород, обнажающаяся в тектонических блоках в осевой части Пскемского хребта (бабаджанская свита). Она подразделяется, по данным С. И. Мамаджанова, на четыре пачки.

Первая пачка обнажается к востоку от оз. Ихнач и представлена серыми доломитовыми, а также мелкозернистыми сахаровидными мраморами и известковистыми доломитами. Мощность около 280 *м*.

Отложения второй пачки обнажаются на левом борту р. Бабаджан, в тектоническом блоке. Основание этой пачки сложено темно-серыми, разногалечными конгломератами. Галька представлена черными кремнями, мелкозернистыми песчаниками и известняками. Мощность 5—7 *м*. Выше залегают серые доломитовые, ленточные, а также светло-серые толстослоистые и массивные известняки с прослоями и линзами глинистых и углисто-глинистых сланцев. Неполная мощность 676 *м*.

Породы третьей пачки обнажаются на правом борту р. Ихнач. С размывом и конгломератами в основании они залегают на нижележащих отложениях. Разрез этой пачки в основном песчано-сланцевый с прослоями алевролитов, кремнистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность 440 *м*.

Осадки четвертой пачки обнажаются в районе горы Газнок, представлены толстослоистыми и массивными, слабомраморизованными известняками, залегающими без видимого несогласия на углисто-кремнистых сланцах третьей пачки. Мощность 500 *м*.

Общая мощность отложений бабаджанской свиты 1800—1900 *м*.

Как видно из вышеописанного, 70% ее составляют карбонатные породы. Она прорывается гранитоидами, близкими по составу бештерским плагиогранитам. Отдельные блоки мраморизованных известняков обнажаются также среди вендских и нижнепалеозойских образований вблизи выходов бештерских плагиогранитов. К нижнему рифею бабаджанская свита отнесена условно на основании сопоставления с подобными осадками Северного Тянь-Шаня (бакырлинская, узунахматская свиты и др.).

К нижнему—среднему рифею в бассейне р. Кассана условно отнесены образования алмалыбулакской свиты и их аналоги, нередко выделяющиеся под названием сандалашской свиты. Эта свита сложена зелеными хлорит-эпидотовыми, эпидот-актинолитовыми, кремнисто-хлоритовыми и слюдисто-кремнистыми сланцами с прослоями кварцито-песчаников, алевролитов, мраморизованных известняков, реже—измененных андезитов и диабазовых порфиритов (2100—3400 *м*). Эти породы перекрываются осадочно-вулканогенной толщей каратерек-

ской свиты, в составе которой преобладают кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые, хлорит-эпидотовые и актинолитовые сланцы с прослоями и пачками измененных в зеленокаменной стадии диабазов, спилиты и андезитовые порфириты с прослоями кремнистых сланцев (до 2000 *м*).

Толща слюдистых сланцев (не более 200 *м*) Ауминзатау, Южного Тамдытау и Северного Нуратау сложена светлыми кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми сланцами с характерным шелковистым блеском и включает редкие прослои светлых кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев. С видимым согласием, но с размывом они перекрываются отложениями тасказганской свиты и ее аналогов.

К верхнему рифею (фация зеленых сланцев) относятся нижняя часть султануиздагской свиты Султануиздага, тасказганская — Ауминзатау, Бельтау, Южного Тамдытау, сувликсайская — Северного Нуратау, нижняя часть кусавлинской Туркестанского хребта, аккудукская — Северного Тамдытау, кокпатасская — Южного Букантау и аюторская — Кассана. Характерным для этого комплекса является разрез сувликсайской свиты Северного Нуратау (снизу вверх).

1. Переслаивающиеся слюдисто-кварцевые алевролиты и сланцы с прослоями и линзами углисто-кремнистых сланцев, кварцитов, углисто-кремнистых известняков с обломками кварца, светлых известняков, кварцитов и слюдистых сланцев (50 *м*). Имеются линзы буровато-серых доломитов с онколитами Globuboella of aculeata (Zhur.) и бактериальные образования Algotacis sp., указывающие, по определению А. Г. Поспелова, на средне-верхнерифейский возраст вмещающих пород (Абдуллаев и др., 1972).

2. Полосчатые серые и темно-серые кварциты с прослоями и линзами светлых известняков (25 *м*).

3. Кварц-мусковитовые сланцы, светло-серые, серебристые, тонкослоистые (25 *м*).

4. Филлитовидные мусковитовые сланцы, переслаивающиеся с полосчатыми слюдисто-алевролитовыми (30 *м*).

5. Светло-серые тонкополосчатые кварциты и известняки с прослойками хлорит-серицитовых сланцев (20 *м*).

6. Алевролитистые хлорит-серицит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся со светлыми плотными кварцитами (15 *м*).

7. Зеленовато-серые серицит-хлоритовые сланцы (20 *м*).

8. Углеродисто-кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы (10 *м*).

9) Зеленые хлорит-актинолитовые сланцы с прослоями слюдисто-кремнистых (15 *м*).

10. Полосчатые кварц-слюдистые сланцы серого цвета с редкими прослоями (2—3 *м*) темно-серых неяснополосчатых кварцитов (20 *м*).

11. Кварциты и известняки, переслаивающиеся с тонкослоистыми углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами (50 *м*). В верхней части находится прослой серого доломита (2 *м*).

12. Тонкопереслаивающиеся светло-серые карбонатно-хлоритовые и слюдистые сланцы (20 *м*).

13. Светло-серые плотные полосчатые кварциты (2 *м*).

14. Зеленовато-серые углисто-кремнисто-хлоритовые сланцы (40 *м*).

15. Полосчатые тонкослоистые алевролитовые сланцы (20 *м*).

16. Весьма характерный горизонт плитчатых «кровельных» кварц-хлорит-серицитовых сланцев (плитки до 30 × 60 *см*) с редкими прослоями углисто-кремнистых (300 *м*).

17. Два слоя серых кварцитов с прослоями кремнисто-слюдистых сланцев (8 *м*).

18. Углисто-слюдистые сланцы с прослоями кремнисто-слюдистых и редкими прослойками темных кварцитов (120 *м*).

19. Серые карбонатно-серицито-хлоритовые сланцы (30 *м*).

20. Пятнистые и узловатые кварц-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями углисто-слюдистых (40 *м*).

21. Задерновано (60 *м*), далее выступают песчаники и алевролиты бесапанской свиты.

Мощность свиты по разрезу 820 *м*, 550 *м* приходится на песчано-сланцевые и кремнистые образования, часто обогащенные углеродистым веществом.

Возраст наложенного метаморфизма углеродисто-кремнисто-серицитовых сланцев (Сувликсай), определенный калий-аргоновым методом, равен 450 и 454 млн. лет (Ф. Аскаров). Возраст, определенный для роговой обманки из апоэффузивного амфиболита Сувликсая, — 577 и 631 млн. лет (В. В. Баранов).

Тасказганская свита Тамдытау представлена чередующимися пачками серых алевролитов и слюдистых сланцев с горизонтами и прослоями серых и темно-серых кварцитов с линзами доломитов и известняков. В верхней части свиты находятся три горизонта, состоящих из кварцитов и доломитов. Мощность первого и третьего незначительна (до 20—30 *м*). Они представлены сериями линзовидных тел, в ряде мест исчезающих по простиранию.

Средний горизонт более выдержан (80—100 *м*) и содержит слои слюдистых сланцев и алевролитов. К Букантау мощность его уменьшается наполовину, здесь преобладают кварциты с линзами доломитов. В полосе Тамдытау — Северный Нуратау средний горизонт представлен прослоями известковистых доломитов, мощность которых к востоку увеличивается.

По сравнению с Тамдытау в кокпатасской свите (аналог тасказганской) Букантау увеличивается количество песчаников и алевролитов, в то время как в Ауминзатау преобладают сланцы, довольно часто чередующиеся с кварцитовидными. Из доломитов кокпатасской свиты М. А. Ахмеджановым и Э. Р. Базарбаевым (1967) собраны Osagia cf. ferrugina M i l s t e i n, Radiosis cf. sphaericus Z h u r., Palaeomicrocystis cf. kairasensis верхнепротерозойского возраста (определение А. Г. Поспелова). Позже этот возраст подтвердился новыми сборами органических остатков (И. Т. Журавлева, Б. В. Яскович и др.), из которых Б. Ш. Клингером определены Osagia aff. aculeata Z h u r., Asteroschaeroides serratus Z h u r., Globosites aff. gentilis Z h u r.

В. И. Буртман в полутора километрах к северо-востоку от кол. Джиланды (Южный Букантау) в известняках обнаружил Newlandia cf. bamellasa W a l c o t t, по определению К. Б. Корде, известные из рифейских толщ Северной Америки и Горной Шории.

Состав и строение тасказганской, сувликсайской, аккудукской и кокпатасской свит Западного Узбекистана однородны, комплексы органических остатков и следов жизнедеятельности организмов указывают в основном на верхнерифейский возраст вмещающих пород. Породы повсеместно представлены чередующимися пачками серых алевролитов и слюдистых сланцев с горизонтами и прослоями серых и темно-серых кварцитов с линзами доломитов и известняков (до 1000 *м*).

Таким образом, верхнерифейский возраст пород тасказганской свиты определяется находками проблематичных органических остатков и данными абсолютного возраста доломитов из Южного Тамдытау,

определенного изохронно-свинцовым методом (870—1300 млн. лет, Б. Я. Хорева).

Отложения верхнего рифея с большим перерывом, но с видимым согласием налегают на нижне-среднепротерозойскую толщу. Они имеют базальный горизонт из граувакковых песчаников (Южный Тамдытау) и мелкогалечных конгломератов (Северный Тамдытау).

Верхняя граница верхнего рифея в Ауминзатау, Северном и Южном Тамдытау, Южном Букантау и Северном Нуратау условно проводится по кровле верхнего кремнистого горизонта темно-серого цвета с линзами буроватых доломитов.

К верхнему рифею с большой условностью (на основании сопоставления) относятся также нижняя часть султануиздагской свиты Султануиздага, представленной толщей сланцев и алевролитов, низы кусавлинской — Туркестанского хребта, сложенной кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами с редкими и тонкими прослоями кремнистых и карбонатных пород, аюторская — Кассана — базальные конгломераты, пачка переслаивающихся глинисто-серицитовых сланцев, полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников и пачка туфов дацит-андезитовых порфиритов с прослоями сланцев, песчаников и алевролитов.

Венд. Отложения венда в Ауминзатау, Северном Нуратау и Бельтау представлены породами бесапанской свиты, в Южном Тамдытау — мурунтауской, Северном Тамдытау — тайманской (?), Южном Букантау — коксайской, Султануиздаге — верхней частью султануиздагской, Туркестанском хребте — верхней частью кусавлинской, Кассан-Пскемском и Сандалашском хребтах — узунбулакской и шорашуйской.

Бесапанская свита сложена кварц-слюдистыми, слюдисто-кварцевыми сланцами, алевро-песчаниками, алевролитами, гравелитами, мощностью до 1000 *м*. Нижняя граница свиты в Северном Нуратау проводится по основанию пачки переслаивающихся алевролитов, песчаников и гравелитов мощностью до 2 *м*. В Южном Тамдытау за нижнюю границу мурунтауской свиты принимается основание пачки средне- и грубозернистых олигомиктовых песчаников, содержащих прерывистые линзы гравелитов, а местами мелкогалечные конгломераты мощностью до 1 *м*. Б. Я. Хорева (1971) между бесапанской и тасказганской свитами устанавливает резкое угловое и азимутальное несогласие. По данным других исследователей, несогласие между этими свитами не подтверждается, допускается лишь наличие небольшого размыва.

Мурунтауская свита Южного Тамдытау представлена альбит-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками мощностью 700 *м*. Для этой свиты характерны неотсортированность обломочного материала, плохая окатанность обломков и наличие «плавающей» гальки: кварцитов, песчаников, реже известняков.

Тайманская свита Северного Тамдытау является существенно терригенной, сложенной из песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев. Песчаники и алевролиты в разрезе наиболее распространены. Обломочный материал плохо отсортирован и представлен преимущественно кварцем, несколько меньше — плагиоклазом, калишпатом, кремнями, микрокварцитами (700 *м*). По составу и внутреннему строению отложения свиты резко отличаются от вендских образований Южного Тянь-Шаня и поэтому не исключена возможность, что возраст их нижнепалеозойский.

Коксайская свита Южного Букантау состоит из ритмично переслаивающихся черных, темно-серых и зеленовато-серых гравелитов, песча-

ников, алевролитов и серитизированных глинистых сланцев олигомиктового и полимиктового состава (до 700 *м*).

Характерно, что обломочный материал в осадках бесапанской, мурунтауской, тайманской и коксайской свит представлен преимущественно кварцем (60—95%), плагиоклазом (4—5%), мелкими гальками кварцитов, углисто-графитистых сланцев (35%). Вендский возраст этих свит определяется стратиграфическим положением над верхнерифейскими образованиями. Абсолютный возраст, рассчитанный калий-аргоновым методом по валу, колеблется в пределах 487 ± 12 млн. лет (Б. Я. Хорева).

В Туркестанском хребте верхи кусавлинской свиты сложены «тиллитоподобными» конгломератами, полосчатыми сланцами.

Отложения узунбулакской свиты Пскемского хребта трансгрессивно с базальными конгломератами перекрывают рифейские гранитоиды. Нижняя ее часть обнажается в ядре Пскемского антиклинория и представлена аркозовыми конгломератами, песчаниками, доломитами, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, трахибазальтами, их туфами и туффитами (100—150 *м*). Верхняя часть располагается на крыльях антиклинория и сложена аркозовыми конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями (в кровле) доломитов и туфов основного состава (400—450 *м*). Возможно, эти две части свиты фациально замещают друг друга. К. С. Сагындыков (1967) относит их к единой мурсашской свите. Обычно эти отложения датируют нижним вендом, но не исключен и более древний, верхнерифейский их возраст.

Шорашуйская свита сложена в низах «тиллитоподобными» конгломератами с линзами и прослоями аркозовых песчаников, глинистых, железисто-глинистых сланцев (мощность до 500—600 *м*), сменяющихся выше по разрезу неравномерно чередующимися кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, глинистыми сланцами (до 500 *м*). В ядре Пскемского антиклинория мощность шорашуйской свиты резко сокращается, местами она полностью выклинивается. К востоку в бассейне сая Чанач мощность «тиллитоподобных» конгломератов увеличивается до 1000 *м*, появляются прослои основных вулканитов (И. И. Войтович и др.).

На отложениях вендского комплекса с видимым согласием, но с явными следами перерыва залегают карбонатно-кремнистые образования нижнего кембрия (Сагындыков, 1967).

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Приведенные выше данные по составу и стратиграфической последовательности докембрийских образований показали, что в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня докембрий характеризуется весьма широким возрастным диапазоном (от 3,0 до 0,6 млрд. лет) и разнообразным строением.

Древняя платформа

Нами выделяются два крупных тектонических элемента: кристаллическое основание архея — среднего протерозоя и платформенный чехол рифея — венда. В единстве эти элементы создают древнюю платформу, подвергшуюся в палеозое наложенной активизации и геосинклинальной регенерации.

В результате анализа данных по докембрию Каракумо-Таджикской территории, Тянь-Шаня и Индо-Памира устанавливается, что кристаллический комплекс в свою очередь четко подразделяется на две толщи: нижнюю, метаморфизованную в амфиболитовой фации, и верхнюю — в эпидот-амфиболитовой. По свинцово-изохронному методу, возраст нижней толщи равен 2,5—2,9 (Гарм) и 2,4—2,6 млрд. лет (Юго-Западный Памир), т. е. соответствует архею—нижнему протерозою. Эта толща смята в крупные структуры куполовидной и удлиненной формы, осложненные сериями линейных крутых и опрокинутых складок с многочисленными следами течения, а также гранито-гнейсовыми куполами. В Западном Узбекистане простирание их север-северо-западное, в Гиссаре — субширотное, в Каратегине (Центральный Таджикистан) — северо-восточное (В. Г. Королев), а в Индо-Памирской области — субмеридиональное (Ю. С. Перфильев, В. М. Мóралев).

Верхняя толща (нижний—средний протерозой) с видимым согласием, но с азимутальным несогласием перекрывает нижнюю и собрана в систему пологих линейных складок северо-западного простирания. Характерен песчаниково-вулканогенно-сланцевый состав, метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации, наличие местами железистых кварцитов, широкое развитие мелких тел серпентинитов и небольшое— гранитоидов. Возраст толщи определяется как нижне- и среднепротерозойский на основании ее стратиграфического положения между породами архея и рифея. Мы их отождествляем с так называемыми раннекарельскими «зеленокаменными» геосинклиналями Русской платформы, главная складчатость которых произошла в интервале 1900—2000 млн. лет.

Более молодым, но также дорифейским является, по нашему мнению, наложенный процесс гранитизации и формирования многочисленных массивов гранодиорит-гранитовой формации. Возраст эпохи плутонической активизации отражает, возможно, возраст флогопитов из Юго-Западного Памира, равный 1440—1600 млн. лет (рубидий-стронциевый метод, Г. А. Мурина и др.). Возраст амфиболитов из ауминзинской свиты Ауминзатау 1300 млн. лет (Ф. А. Аскаров).

Вышезалегающие отложения рифея повсеместно метаморфизованы в фации зеленых сланцев и по отношению к геосинклинально-складчатому фундаменту составляют эпикарельский платформенный чехол.

Четкая приуроченность разных фаций метаморфизма (амфиболитовой — к архею — нижнему протерозою, эпидот-амфиболитовой — к нижнему и среднему протерозою, зеленосланцевой — к рифею), несмотря на наложившийся более поздний герцинский и альпийский метаморфизм, может служить критерием для расчленения древних немых метаморфических толщ других регионов. Данный вывод фактически совпадает с ранее высказанным мнением Б. П. Бархатова (1971) для докембрия Средиземноморского геосинклинального пояса.

Докембрийско-нижнепротерозойский возраст метаморфических пород Юго-Западного Гиссара и Каратегина принимается сейчас многими исследователями. Однако эта трактовка находится в резком противоречии с теперь уже хорошо установленным фактом, что в пределах Средиземноморского пояса отсутствует каледонская геосинклинальная складчатость и что весь палеозой имеет относительно умеренную мощность и выдержанный характер формаций на больших площадях, свидетельствующие о платформенном режиме (М. В. Муратов, Дж. Штеклин, Б. П. Бархатов, Д. П. Резвой, В. Е. Хаин, А. А. Габриелян и др.). Нельзя объяснить высокую степень метаморфизма герцинской складчатостью, так как в пределах герцинид Срединного и Южного Тянь-

Шаня и Северного Памира степень метаморфизма у палеозойских отложений не выше, а чаще даже ниже, чем у фации зеленых сланцев. Кроме того, образования архея Украинского щита прослежены бурением до г. Сальска (Азовский докембрийский выступ), а, судя по расположению региональных магнитных аномалий, почти все Предкавказье обладает архейским фундаментом (М. Ф. Мирчинк, Н. А. Крылов, А. И. Летавин, Р. П. Маловицкий). Образования архея здесь сложены в систему складок северо-западного простирания и прорваны интрузивами гранитоидов. Этот план простирания хорошо отображается региональными магнитными аномалиями. Примечательно, что одна серия подобных аномалий прослеживается от Украинского щита через Ставропольское поднятие и далее через Карабогазгольский свод, а вторая — от Воронежского свода через Каракумский (А. А. Борисов). Не исключено, что здесь мы имеем дело с отображением в магнитном поле структурного плана архейских протогеосинклиналей.

В Индо-Памирском горном узле докембрийские простирания имеют субмеридиональное направление (Перфильев, Моралев, 1971). В Иране на востоке страны преобладают меридиональные структуры, на севере — субширотные, на юге — северо-западные. В Срединном Тянь-Шане развиты структуры северо-западного простирания, а в Каратау и Улутау — субмеридионального.

Следовательно, кристаллическое основание представлено преимущественно наиболее метаморфизованными породами, вероятнее всего, архейского возраста. Нижне-среднепротерозойские образования располагаются в Центральном Предкавказье (?), в полосе Южного Тянь-Шаня, Северного и Центрального Памира. По отношению к ним архейский комплекс выступал либо как ядро геоантиклинорного сооружения, либо как древний срединный массив.

Архей-нижнепротерозойское основание характеризуется резко переменным магнитным полем (+150—300 *гамм*), отражающим петрографическую неоднородность его. По заключению А. В. Глазуновой, сочетание в пределах Центрально-Каракумского свода положительных магнитных аномалий с положительными аномалиями силы тяжести соответствует плотным магматическим породам основного и среднего состава.

Как отметили Т. А. Аргутина и др. (1970), положительные аномалии появляются над участками преобладающего развития метаморфических пород. Интенсивность их намагничивания непостоянна и часто превышает $500 \cdot 10^{-10}$ CGSM. Слабо варьирующее поле интенсивностью 0,5—2,0 *мэ* обусловлено этим дорифейским комплексом пород. Местам развития мощного рифейско-палеозойского разреза соответствуют области спокойного пониженного поля.

В Юго-Западном Гиссаре докембрийское основание обладает менее интенсивными положительными аномалиями широтного и северо-западного простирания, которые прослеживаются с перерывами и разделены областями отрицательных или слабо положительных полей преимущественно изометричной формы. Над комплексами архея—нижнего протерозоя устанавливается в основном отрицательное поле без четких линейных простираний (Байсунтау, Сурхантау, Чак-Чар).

Рифейские отложения к югу от линии Николаева слагают эпикарельский платформенный чехол, который прослежен почти по всему Срединному и Южному Тянь-Шаню (В. Г. Королев, В. В. Киселев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Б. П. Бархатов, Е. И. Зубцов, В. Н. Огнев, А. А. Арипов) и установлен в основании Кавказско-Памирской ветви Средиземноморского альпийского пояса. В отличие от

М. В. Муратова (1969), отнесшего их к складчатому основанию байкальского возраста, Б. П. Бархатов (1971) считает их «платформеноидными».

В пределах же Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона отложения рифея пока не обнаружены, и можно полагать, что они играли роль источника сноса материала как щитовое поднятие. Этот же регион переживал платформенный режим и выступал как щит в венде—нижнем палеозое (включая силур и нижний девон).

Рельеф поверхности кристаллического основания

Выделяемые два комплекса (нижний, условно отнесенный к архей-нижне- и среднепротерозойскому кристаллическому фундаменту и верхний — к рифей-вендскому метаморфизованному осадочному покрову) существенно различаются по петрофизической характеристике.

Средняя плотность пород верхнего комплекса составляет 2,67 $г/см^3$. Они практически немагнитны. Для нижнего комплекса характерны более высокая плотность (2,72—2,90 $г/см^3$, средняя 2,77 $г/см^3$) и большие значения граничных скоростей (5800—6000 *м/сек* и более). Намагниченность пород колеблется в широких пределах: наряду с практически немагнитными встречаются магнитные и высокомагнитные ($\varkappa$ до $3000 \cdot 10^{-6}$ CGSM).

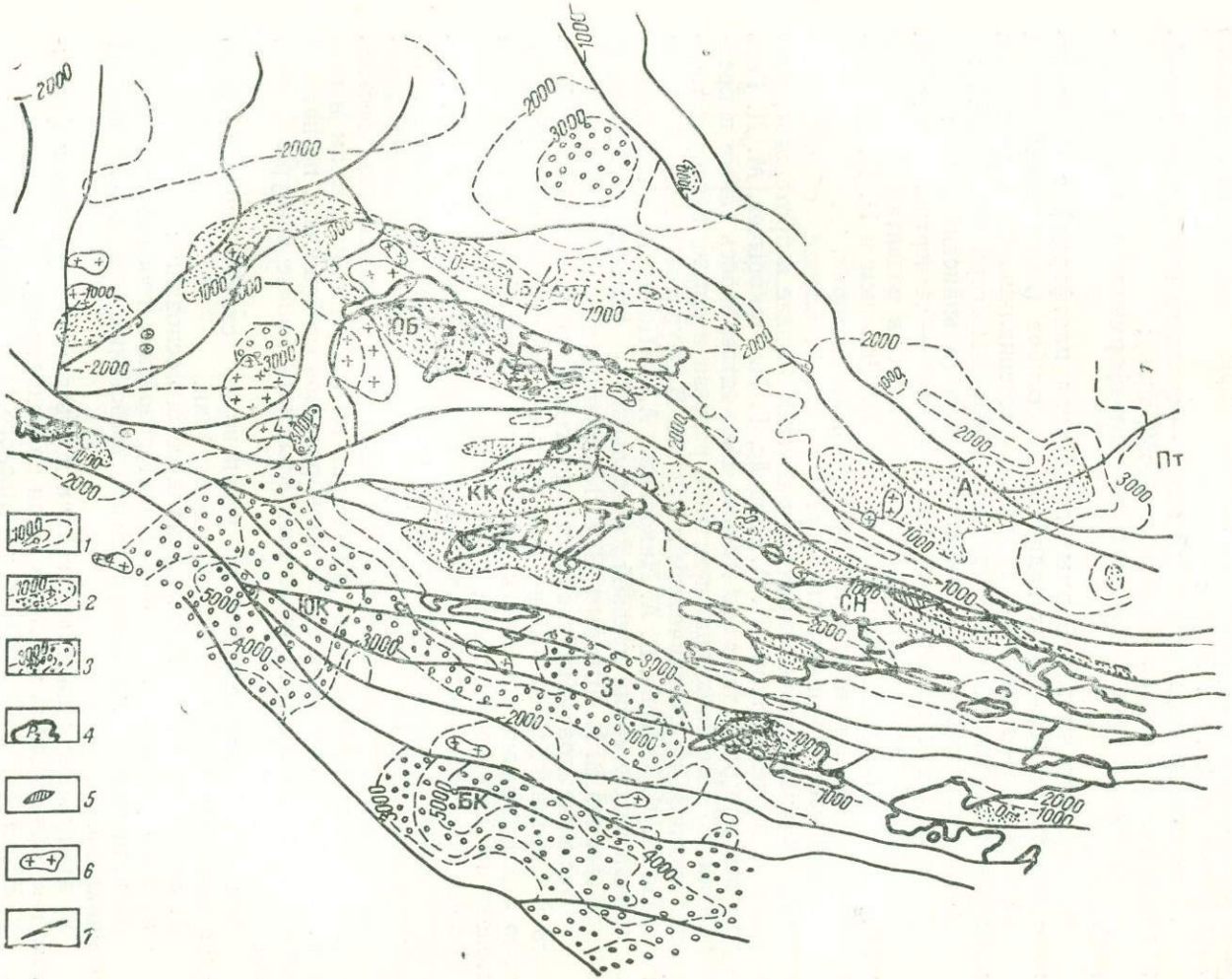
Используя результаты интерпретации гравитационного и магнитного полей, а также сведения о физических свойствах палеозойских и рифей-вендских осадочно-метаморфических и интрузивных пород и учитывая влияние неоднородностей состава, можно получить аномалии Δg, связанные главным образом с рельефом поверхности кристаллического основания. В основу построения схематической карты положены расчеты по 12 каркасным взаимно увязанным профилям, по которым методом подбора определено гипсометрическое положение поверхности кристаллического основания (рис. 42).

В результате решения прямой задачи магнито- и гравиразведки можно сделать следующий вывод: некоторые интрузивные тела, прорывая кристаллическое основание и выходя на его поверхность, не проникают в более высокие слои разреза. Создается впечатление о их древнем, допалеозойском возрасте.

Анализ особенностей распространения отрицательных и положительных структур различной морфологии на территории Западного Узбекистана дает основание считать, что на юге Кызылкумов, в полосе Газли—Бухара, где преобладают широкие, отчетливо выраженные впадины, происходит погружение кристаллического основания. Наоборот, на севере Кызылкумов наблюдается пологая приподнятая поверхность рельефа, осложненная мелкими овальными холмообразными поднятиями или цепочкой мелких поднятий, образующих узкие простирающиеся с запада на восток валы.

Рис. 42. Схематическая карта рельефа поверхности архей (?)-нижне-среднепротерозойского кристаллического основания:

1—изогипсы кристаллического основания; *2*—положительные морфоструктуры кристаллического основания (см. на рис.); *СБ*-Северо-Букантауская, *ЮБ*—Южно-Букантаускал, *А*—Айдарская, *КК*—Кызылкумская, *СН*—Северо-Нуратинская; *3*—отрицательные морфоструктуры (см. на рис.); *БК*—Бухаро-Каршинская, *3*—Зарафшанская, *ЮК*—Южно-Кызылкумская, *ПТ*—Приташкентская; *4*—контуры выхода палеозоя; *5*—выходы архей (?)-нижнепротерозойского кристаллического основания; *6*—интрузивные массивы среднего состава предположительно допалеозойского возраста; *7*—разрывные нарушения.


ОБ
КК
ЮК
БК
СН
А
З
Пт
1
2
3
4
5
6
7

Эпохи и этапы тектонического развития

В результате обобщения и анализа данных по докембрию, палеозою и мезо-кайнозою М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1972) составили следующую схему развития земной коры Срединного и Южного Тянь-Шаня (табл. 6). Эпоха:

а) первичных геосинклиналей архея — среднего протерозоя (линейная складчатость северо-западного простирания);

б) формирования эпикарельского платформенного покрова (рифей—венд);

в) активизации платформы (подвижная платформа) с образованием внутриплатформенных поднятий и прогибов (каледонский цикл);

г) заложения и развития герцинских геосинклиналей и срединных массивов и активизации геосинклинальной рамы (герцинский цикл);

д) формирования платформенного чехла (альпийский цикл);

е) постплатформенного орогенеза (неоген — четвертичное время).

Разработанная этими исследователями схема развития существенно отличается от предложенной ранее В. И. Поповым и Н. П. Васильковским, особенно в отношении докембрийской истории.

Собранные материалы опровергают представление об океаническом или раннеокеаническом этапе развития в архее и протерозое, хотя некоторые исследователи (Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь и др.) все еще разделяют это мнение. Не подтвердилось также и представление об эвгеосинклинальном типе разреза в рифее, непосредственно залегающем на океаническом ложе (М. В. Муратов и др.). В целом гипотеза М. М. Тетяева, В. А. Николаева, А. В. Пейве, Н. М. Синицына о наличии в докембрии древней (карельской?) платформы, впоследствие развитая В. Н. Огневым, В. Г. Королевым и др., правильна.

Выяснение докембрийской истории геологического развития Южного и Срединного Тянь-Шаня в настоящее время связано с условностью стратиграфической схемы, построенной в основном на различии степени метаморфизма толщ, первоначальном составе пород (петрографические особенности), определениях органических остатков преимущественно верхнего протерозоя и немногочисленных данных абсолютного возраста. Поэтому существуют трудности в выделении структурно-вещественных комплексов, на основе которых должно вестись тектоническое районирование докембрия по главнейшим эпохам и этапам. В то же время намеченные типы разрезов отображают, по нашему мнению, основные структурные элементы, хотя точные контуры их нам пока не известны.

Мы предлагаем следующую уточненную схему геологического развития территорий республики в докембрии.

1. Эпоха формирования кристаллического основания:

а) этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей;

б) этап развития нижне-среднепротерозойских («зеленокаменных») геосинклиналей;

в) этап наложенной гранитизации и ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов (этап кратонизации).

2. Эпоха формирования эпикарельского платформенного чехла:

а) ранне-среднерифейский платформенный этап;

б) верхнерифейский этап наложенной активизации платформы;

в) вендский этап эпиплатформенного орогенеза.

В период каждого этапа формировались свои типы структур, унаследованные или новообразованные. Краткая характеристика основных этапов развития и структур приведена ниже.

Таблица 6

Схемы геологического развития Средней Азии и Казахстана в докембрии

Возраст				Центральный Казахстан (по Ю. А. Зайцеву, 1972)	Средняя Азия и Центральный Казахстан (по В. Г. Королеву и В. В. Киселеву, 1972)	Средняя Азия (по М. А. Ахмеджанову и О. М. Борисову, 1972)		Преобладающая фация прогрессивного метаморфизма	
Нижний палеозой				Позднебайкальская — каледонская геосинклиналь (800—850 млн. лет)				Зеленосланцевая	Низкотемпературные субфации
Протерозой	Венд				Вендский (700—600 млн. лет) этап развития орогенов и стабильных масс	Эпоха формирования эпикарельского платформенного чехла	Вендский этап эпиплатформенного орогенеза		
	Верхний	Рифей	верхний	Раннебайкальский платформенный этап (1000—1150 млн. лет)	Этап позднерифейской (1000—700 млн. лет) активизации		Верхнерифейский этап наложенной активизации платформы		Высокотемпературные субфации
			средний	Ранне-среднерифейская миогеосинклиналь (исседонская складчатость) (1500—1700 млн. лет)	Ранне-среднерифейский этап «начальной» тектонической дифференциации, близкий платформенному		Ранне-среднерифейский платформенный этап		
			нижний						
	Средний			Среднепротерозойский этап кратонизации и гранитизации (эпоха карельского диастрофизма)	Условно верхнедокембрийский этап (до 1,6—1,7 млрд. лет) развития эвгеосинклинальных зон, завершившийся широким проявлением гранитоидов и гнейсообразованием	Эпоха первичных эпикратонных геосинклиналей	Этап наложенной гранитизации, ультраметаморфизма, становления гранитоидов (этап кратонизации)		Эпидот-амфиболитовая
				Раннепротерозойская эвгеосинклиналь			Этап развития нижне-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей		
	Нижний			Архейская геосинклиналь	Раннедокембрийский этап (2,5—2,0 млрд. лет) геосинклинального развития		Этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей		Амфиболитовая до гранулитовой
Архей									

Этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей. Одной из особенностей строения архей-нижнепротерозойских толщ является то, что в этот период образования они уже были дифференцированы. В пределах современного Тянь-Шаня располагалась геосинклинальная зона, для которой характерно несколько повышенное содержание вулканогенных пород основного состава. В Каракумо-Таджикском районе, Гиссаре, Каратегине и Памире вулканогенные образования развиты слабо, причем здесь с диабазами встречаются и более кислые разности.

В разрезе первого типа наибольшая роль принадлежит гнейсам, в меньшей степени — амфиболитам и кристаллическим сланцам. Редки прослои мраморов, кальцифиров, гиперстеновых гнейсов (фация чарнокитов) и тел эклогитов. Поэтому по составу разрез можно считать сиалически-фемическим.

В разрезе второго типа преобладают гнейсы, микрогнейсы и сланцы, в меньшей мере развиты амфиболиты, кварциты, мраморы. Особенностью отложений является почти полное отсутствие в их составе грубообломочных пород и флишеподобное строение. Они характеризуются тонкой, от нескольких сантиметров до первых метров, слоистостью, обусловленной ритмичным переслаиванием первичных песчаников, алевролитов, глин, в меньшей мере — известняков и мергелей. Иногда встречается и косая слоистость. Очень редки глинисто-песчаные и карбонатные неритмичные пачки. Большая мощность отложений, ритмичное строение, отсутствие грубообломочных пород, малое развитие вулканитов позволяют считать эту зону миогеосинклинальной, а тип разреза — сиалическим. Он характерен для северных и центральных ветвей Южного Тянь-Шаня, включая большую часть Западного Узбекистана.

Глубокометаморфизованные образования смяты в крупные брахиантиклинальные складки субмеридионального и северо-западного простирания, разграниченные довольно узкими синклинальными структурами. Линейнопараллельная и линейноплоскостная ориентировка минералов в породах, слагающих куполовидные структуры, и осложняющие их складки течения обусловлены процессами глубокого докембрийского метаморфизма первично слоистых горных пород. Несколько иная ориентировка плоскостей отдельных минералов устанавливается лишь в гнейсах на контакте со среднепротерозойскими и герцинскими интрузиями гранитоидов. Такие складки выступают в Ауминзатау, Гиссаре и Каратегине. В Атбашинском хребте обнажается южное крыло, прослеживающееся свыше чем на 100 *км*. Поднятия в свою очередь осложнены более мелкими брахиальными складками растяжения (складки основания, по Аргану). В связи с процессами метаморфизма возникли складки течения, плойчатость, птигматиты и т. п.

По данным А. В. Покровского, первый этап метаморфизма в Юго-Западном Гиссаре, вероятно, совпадающий с главной эпохой складкообразования, выразился в прогрессивном региональном метаморфизме зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Позже, по-видимому, в орогенный этап развития геосинклинальной зоны возникли тела мигматито- и гнейсо-гранитов. В начальные периоды заложения и развития геосинклинальной зоны происходило внедрение гипербазитов, но их количество было невелико.

Из особенностей строения и состава видно, что данная геосинклинальная зона заложилась на уже существующей к этому времени консолидированной сиалической коре. К этому же выводу пришли В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972), которые считают, что в раннедокембрийский этап (до 2 млрд. лет) геосинклинали формировались на раздробленном архейском основании и включают их блоки.

Миогеосинклинальную зону Средней Азии можно сравнивать с саамидами (киватиний Ю. А. Косыгина и др.), которые «принимают участие в строении всех щитов Евразии и составляют основу фундамента древних платформ» (Тектоника Евразии, 1966).

Этап развития нижне-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей. Проведенные палеотектонические реконструкции (Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970) показали, что в начале протерозоя на месте современного Южного Тянь-Шаня существовало субширотное сводовое поднятие, в осевой части которого располагалась линейная грабенообразная структура шириной до 200 *км*, ограниченная сбросами. К ней приурочены зеленокаменные формации, в составе которых существенная роль принадлежит метавулканитам основного — среднего состава. Данная стадия характеризуется также сильным проявлением регионального метаморфизма; при этом архей-нижнепротерозойские породы испытали метаморфизм вплоть до амфиболитовой и местами до гранулитовой фации, а нижне-среднепротерозойские — до зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой.

Заложение подобных трогообразных эвгеосинклиналей с формированием джеспилитового комплекса происходило и в полосе Улутау — Северный Тянь-Шань и в северных частях Срединного Тянь-Шаня (Карсакпайская, Муржикская, Чу-Илийская, Больше-Нарынская эвгеосинклинальные зоны; Киселев и Королев, 1972).

Структурный план в Южном Тянь-Шане хотя и унаследовал в целом направление миогеосинклинальной зоны архея—нижнего протерозоя, но все же располагается под небольшими углами к ней. Между узкими линейными грабенами имелись довольно крупные зоны поднятий. Об этом свидетельствуют наличие грубообломочных пород и довольно широкое развитие продуктов кислых и средних вулканитов. Характерны также перерывы в осадконакоплении, что говорит о неспокойном тектоническом режиме.

Породы нижнего—среднего протерозоя собраны в линейные структуры. Среди генетических типов мелких пликативных деформаций в породах эвгеосинклинальной толщи выделены тесно связанные между собой складки нагнетания и динамического течения, птигматиты, межбудинные и более широко—волочения и изгиба. По составу и строению толщи нижнего—среднего протерозоя напоминают раннепротерозойские зеленокаменные (джеспилитовые) геосинклинали карелинид Восточно-Европейской (Русской) платформы.

Как отмечают Ю. А. Косыгин и др. (1972), заложение узких линейных синклинориев и грабенов — типичная особенность среднего докембрия.

В пределах Средней Азии развиты субмеридиональная (Улутау и др.) и субширотная (Тянь-Шань) системы простираний эвгеосинклинальных прогибов.

Этап наложенной гранитизации, ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов. Данный этап является завершающим в формировании кристаллического основания древних платформ-континентов (этап кратонизации). Полагают, что по времени это произошло 1,9—1,5 млрд. лет тому назад. К этому же времени, вероятно, относится и образование киргизской серии Северного Тянь-Шаня.

С данным этапом тектогенеза связана наиболее активная магматическая деятельность земного шара, выразившаяся в образовании крупных массивов гранитоидов, преимущественно гранитов, и интенсивной гранитизации. По радиологическим данным по гранитоидам Балтийского, Индийского и Украинского щитов, он приходится на эпоху 2000—

1300 млн. лет. Возраст гранитоидов (граниты и гранодиориты) поздних карелид, определенный различными методами, 1860—1760 млн. лет, чем и обусловлена верхняя возрастная граница становления кристаллического основания древних платформ.

В пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня осадочные комплексы данного этапа пока не обнаружены. Однако здесь широко развита предрифейская интрузивная деятельность, представленная гранодиорит-гранитным комплексом. На территории Средней Азии и Казахстана намечаются две крупные области развития интрузивов: Каракумо-Таджикская и Центрально-Казахстанская.

Ранне-среднерифейский платформенный этап. В данный этап на обширных пространствах происходит накопление довольно однообразных и простых по сложению структурно-вещественных комплексов.

В пределах Урала накапливались преимущественно терригенно-карбонатные образования, в Центральном Казахстане — терригенные, особенно песчаники (карсакпайская серия и др.), в полосе Северного Тянь-Шаня, а также в пределах Памира и Гималаев — карбонатно-терригенные. Здесь средний рифей представлен преимущественно известняками со строматолитами.

На остальной части Средней Азии, по нашему мнению, преобладала суша. Только в среднем рифее в пределах Тянь-Шаня формировалась терригенная толща (не более 500 *м*) с редкими прослоями кварцитов и линзами известняков.

Таким образом, в начальный этап формирования эпикарельского платформенного чехла существовали два основных тектонических элемента: стабильные поднятия (щиты) и широкие внутрикратонные прогибы.

Верхнерифейский этап наложенной активизации. Поздний этап формирования платформенного чехла происходил в условиях наложенной активизации со стороны заложившихся и развивающихся геосинклиналей байкалид.

Рифейские геосинклинальные образования отмечаются в полосе от Карпат (Н. П. Семененко) через Северный Кавказ (хасаутская свита) до Восточного Ирана (альгонская серия морад). Они смяты в складки в результате позднебайкальской фазы тектогенеза (галисцийский цикл, по Н. П. Семененко). Другая геосинклинальная зона протягивалась через Тиман и восточную часть Тургайского прогиба (Ю. Д. Смирнов, В. М. Сергиевский, А. А. Пронин) к Северному Тянь-Шаню (В. Г. Королев). Основной цикл складчатости — байкальский (тиманский, по Ю. Д. Смирнову и В. М. Сергиевскому).

Между Тимано-Северо-Тяньшаньской на северо-востоке и Карпато-Иранской на юго-западе рифейскими складчатыми орогенными системами располагалась рифейская (эпикарельская) платформа. Ее фундаментом являлись кристаллические архей-нижнепротерозойские образования, а чехлом — рифей-вендские. Каракумо-Таджикская область представляет собой крупное щитовое поднятие, а Северные Кызылкумы — поднятие типа антеклизы. Между ними располагался широкий внутриплаформенный прогиб, в котором отлагались преимущественно сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, темно-серых и светлых полосчатых кварцитов и доломитов. Весьма характерна насыщенность пород углеродистым веществом.

Широкое развитие отложений верхнего рифея в виде мономиктовых песчаников (в результате последующего метаморфизма превращенных в кварциты), а также кварц-серицитовых сланцев за счет тонкоотмученных глинистых осадков, выдержанность отдельных горизонтов на

больших расстояниях свидетельствуют о принадлежности их к платформенной формации. Естественно, что их отличия от пород мезозойских платформенных формаций обусловлены не только наложенным полиметаморфизмом, но и изменением условий их образования в общей эволюции земной коры.

Наличие доломито-кремнистых горизонтов указывает на существование в пределах Северных Кызылкумов слаборасчлененного морского бассейна. Подобные отложения широко развиты в разрезе рифея на Урале, в Енисейском кряже, Аппалачах, Скалистых горах. Формируются они вслед за складчатостью и магматизмом и напоминают моласcу. Б. М. Келлер относит их к аллохтонной фаллаховой формации.

Вендский этап эпиплатформенного орогенеза. Описываемый этап является завершающим в формировании древней платформы, так как заканчивается предкембрийской пенепленизацией. Он отличается преобладанием восходящих движений, широким развитием молассоидных и молассовых образований по окраинам орогенов и песчаниковых формаций во внутренних эпиконтинентальных бассейнах.

Подобная активизация тектонического режима обусловлена процессами орогенеза, охватившими как области завершенной складчатости байкалид, так и стабильные массивы. В этом отношении этот этап отдаленно напоминает четвертичный эпиплатформенный этап развития Средней Азии.

В целом вендские образования отлагались в эпиконтинентальном бассейне, ограниченном с северо-востока и юго-запада горными сооружениями байкалид.

Глава II. ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ, ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Рассматриваемая территория расположена в пределах Южного (Туркестанский, Зарафшанский и Гиссарский хребты) и Юго-Западного (южный склон Гиссарского хребта, его строги и Таджикская депрессия) Тянь-Шаня, которые существенно различаются разрезами слагающих их толщ, структурными особенностями и историей развития.

Глубинное строение земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня изучалось лишь по гравиметрическим данным ввиду того, что имеющихся сейсмогеологических сведений (Косминская, 1958; Уломов, 1966) недостаточно для установления достоверных корреляционных зависимостей между гравитационными аномалиями и глубинными границами раздела, справедливых для большей территории.

Известные методы изучения строения земной коры (Гурарий и Соловьева, 1963; Андреев, Клушин, 1962) по зависимостям вида $H^{м}=f(\Delta g)$ позволяют определить ориентировочные значения мощности земной коры, часто не согласующиеся между собой. Это, по-видимому, связано с тем, что при составлении зависимостей вышеуказанного вида использовались данные о мощности земной коры и аномалии силы тяжести в пунктах с различной степенью изостатической компенсации земной коры. Вместе с тем очевидно, что областям с одинаковой мощностью, но с различной степенью уравновешенности земной коры соответствуют различные значения аномалий силы тяжести. Поэтому использованию данных гравиметрии для определения глубинных границ раздела должно предшествовать изучение изостатического состояния земной коры.

Методика построения глубинных границ раздела предусматривала:

1. Составление карт осредненных изостатических аномалий, рельефа местности и аномалий Буге.

2. Определение по карте осредненного рельефа с помощью зависимости $H^{м}=f(H_{рел})$ фиктивной границы M.

3. Построение границы M путем определения ее контактной поверхности относительно фиктивной границы M по осредненным изостатическим аномалиям.

4. Вычисление гравитационного эффекта от полученной границы M и построение карты разностных аномалий.

5. Построение по разностным аномалиям границы K от опорных глубин.

Гравитационное поле анализировалось по схеме локальных аномалий, составленной путем вычитания из аномалий Буге регионального

фона. На ней отражается влияние основных плотностных границ раздела и крупных локальных плотностных неоднородностей «гранитного» слоя. Качественная интерпретация аномалий магнитного поля выполнена по схеме аномалий ΔT. Полученные результаты увязаны со строением верхней обнаженной части земной коры.

При изучении строения верхней части земной коры интерпретация гравитационных и магнитных аномалий производилась качественно — путем выделения границ структурно-формационных зон по характеру изменения гравитационного и магнитного полей. Значения избыточной плотности на границах M и K принимались равными $+0{,}4$ и $+0{,}18$ $г/см^3$.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ

Поверхность M в целом погружается от юго-западных отрогов Гиссарского хребта к Памиру с 40 до 60 *км* (рис. 43). На северо-востоке площади в пределах Туркестанского хребта в гипсометрии M наблю-

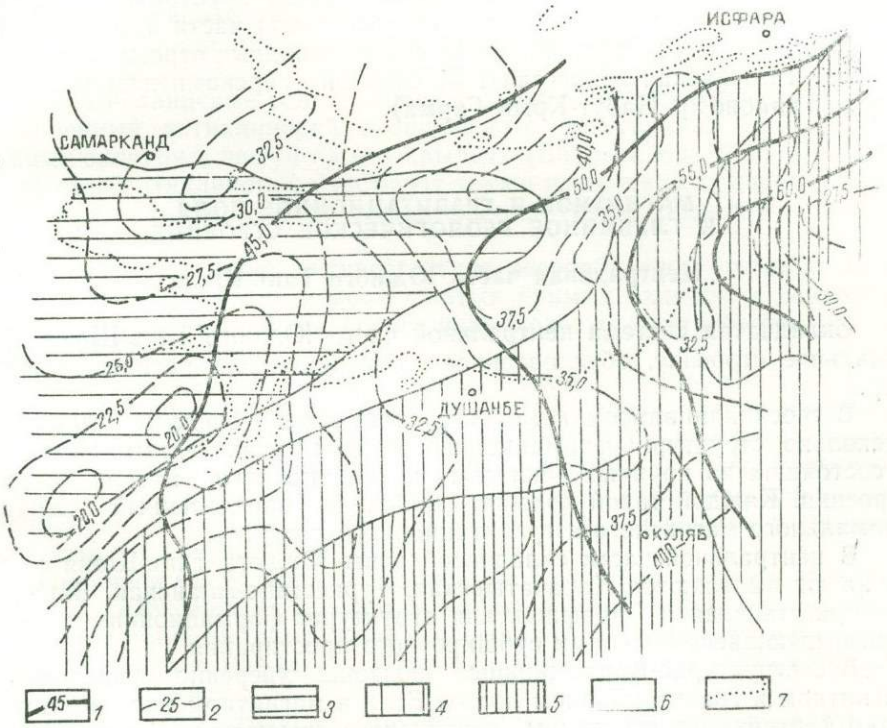


Рис. 43. Схема глубинного строения и изостатического состояния земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня по данным гравиметрии:

1—изоглубины поверхности М; *2*—изоглубины поверхности К; участки земной коры: *3*—недокомпенсированные; *4*—перекомпенсированные; *5*—области сильной перекомпенсации земной коры; *6*—уравновешенная земная кора; *7*—контур выходов палеозойского фундамента.

даются градиенты северо-восточного направления интенсивностью 1,5 *км* на 10 *км*. К юго-западу зона градиентов под прямым углом разворачивается на юго-восток.

Таким образом, поверхность верхней мантии представляет собой сочетание двух различно ориентированных в пространстве плоскостей восточного и юго-восточного падения.

Поверхность *K*, по данным гравиметрии, на бо́льшей части региона залегает несогласно с поверхностью *M*. В центральной части площади на участке спокойного поведения поверхности *M* по поверхности *K* установлен региональный прогиб меридионального простирания с амплитудой 4—6 *км*. Локальные поднятия и опускания кровли «базальтового» слоя в основном вытянуты в северо-восточном направлении. Размеры их в плане составляют 50—70 *км* вкрест и 100—150 *км* по простиранию. Глубина залегания поверхности *K* в пределах поднятий следующая: в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта — 20—22 *км*, хребта Бабатаг — 30 *км*, хребта Набут-Крым — 27—30 *км*. В пределах локальных опусканий, фиксируемых в центральной части площади, глубина залегания поверхности *K* достигает 40 *км*, а в западной части Зарафшанского хребта — 30—32 *км*. План морфоструктур поверхности *K* находит слабое отражение в строении герцинид и современном рельефе.

По изостатическому состоянию земной коры исследуемая территория подразделяется на три области: 1) недокомпенсированной коры (западная часть Зарафшанского и Гиссарского хребтов); 2) перекомпенсированной коры (восточная и юго-восточная части Туркестанского, Зарафшанского, Гиссарского хребтов, юго-западные отроги Гиссарского хребта, Таджикская депрессия); 3) сильной перекомпенсации земной коры (в районе хр. Набут-Крым-Гарма).

МАГНИТНОЕ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Центральная часть Южного Тянь-Шаня

Складчатая система центральной части Южного Тянь-Шаня имеет зональное строение, обусловленное стадийностью развития земной коры.

В геосинклинальном комплексе складчатой системы выделяется несколько структурно-формационных подзон, разделенных разломами и состоящих из крупных складок антиклинорного и синклинорного строения. Каждой такой подзоне свойствен определенный характер аномального магнитного и гравитационного полей.

В центральной части складчатой зоны Южного Тянь-Шаня с севера на юг выделяются Карачатырская, Туркестано-Алайская, Зарафшано-Туркестанская и Зарафшанская структурно-формационные подзоны, протягивающиеся полосами субширотного простирания.

Все структурно-формационные подзоны уверенно выделяются в магнитном и гравитационном полях. Если в магнитном поле достаточно четко картируются структуры герцинского структурно-формационного этажа, то в гравитационном — суммарный эффект структурных и плотностных неоднородностей Земли в целом.

Зарафшано-Туркестанская подзона охватывает осевую часть и южные склоны Туркестанского, а также северные склоны Зарафшанского хребтов и протягивается узкой полосой субширотного простирания. По характеру магнитного поля она мало отличается от примыкающих к ней подзон и поэтому ее границы в некоторых местах нечетки. Выделяется она на основании геологических предпосылок и по характеру гравитационного поля.

Кембрий в зоне представлен терригенно-карбонатной формацией мощностью до 5000 *м* (Яскович, 1966). Незначительные несогласия про-

явлены на границах всех трех подразделений системы. Мощность силурийских терригенно-карбонатных отложений в осевой части подзоны составляет 2500 *м*, а к окраинам ее заметно убывает. В толщах девона и карбона наблюдаются резко сокращенные разрезы, следы перерывов в осадконакоплении и размывы.

Магнитное поле подзоны отличается сравнительно спокойным характером с общим субширотным простиранием изодинам и напряженностью порядка (—50) — (—175) *гамм* (рис. 44). В северной части подзоны выделяются узколокальные линейновытянутые магнитные аномалии.

Для подзоны характерно в основном повышение уровня гравитационного поля с юга на север (рис. 45). При этом границы зоны картируются более четкими локальными горизонтальными градиентами гравитационного поля. Такой характер поля, вероятно, обусловлен относительным воздыманием поверхности докембрийского фундамента. В западной части зоны в междуречье Вишкент—Ойбадам выделяется относительно приподнятый блок. Амплитуда воздымания его, по данным количественной интерпретации гравитационных ступеней, составляет 1,5—2 *км*.

Песчано-сланцевые толщи нижнего силура подзоны образуют сложнопостроенный антиклинорий субширотного простирания с системой линейных складок и чешуй на его крыльях (Виноградов, 1959). В строении крыльев антиклинория участвуют также известняки лудлова и нижнего девона, а также мощная толща сланцев среднего девона — нижнего карбона.

Антиклинорий имеет антивергентное веерообразное строение. Осевая часть его образована поясом сжатых прямых складок и разломов, расчленяющих структуру на серию параллельных центробежно надвигающихся по ним чешуй.

Локальные максимумы магнитного поля интенсивностью 50—75 *гамм* территориально совпадают с осевой зоной антиклинория и обусловлены, вероятно, внедрившимися по зонам разломов основными породами (полоса габбро-диабазов и долеритовых даек приосевой части гор Мальгузар и др.). На поверхности зоны обнажены небольшие неравномерно разбросанные массивы гранитоидов, сиенитов и нефелиновых сиенитов позднего палеозоя.

В восточной части зоны, в междуречье Козбалала — Сох и к востоку от него, интенсивными гравитационными и магнитными минимумами картируются крупные интрузивы гранитоидов. Глубина до центра их тяжести составляет 10—12 *км*, а вертикальные размеры в сечении профиля II—II—16 *км*.

Отдельные изометричные отрицательные аномалии (в верховьях р. Кафирнигана и к востоку от нее), подчеркнутые кольцевыми максимумами магнитного поля, отвечают, по-видимому, гранитоидным интрузивам, отороченным ореолом контактово-метасоматических пород. Интенсивная положительная аномалия верховьев р. Зарафшана, состоящая из трех отдельных максимумов (с глубиной до верхней кромки магнитоактивных тел $h_{ср}=30$ *м* и интенсивностью намагничения $I_{эф}=430\cdot10^{-6}$ СГС) обусловлена, вероятно, контактово-метасоматическими телами.

Зарафшанская подзона расположена к югу от Зарафшано-Туркестанской и представляет собой южную окраинную часть Южного Тянь-Шаня. Она вытягивается в широтном направлении, охватывая Зарафшанский хребет и значительную часть северного склона Гиссар-

ского хребта. На востоке в состав зоны входят, кроме того, осевая часть и южный склон Гиссарского хребта, а также Каратегина.

Как показали исследования А. П. Марковского (1959), П. Д. Виноградова (1959), А. Е. Довжикова и др., в отличие от Зарафшано-Туркестанской подзоны здесь в раннем силуре прогибание шло медленно и накопилась толща тонкослоистых известняков и сланцев ландовери и венлока до 300 *м*, переходящих в подстилающие их зеленые глинистые сланцы ордовика.

В течение верхнего силура и нижней половины девона здесь, как и в других районах, накапливались карбонатные осадки до 2000 *м*. В среднем девоне подзона была охвачена особенно интенсивными движениями. После кратковременного поднятия и размыва западной части подзоны, обнажившего различные горизонты среднего палеозоя вплоть до ландовери, эта зона вновь погружается. В результате накапливается мощная монотонная толща сланцев второй половины девона и, возможно, низов нижнего карбона, залегающих несогласно на более древних отложениях, представляющих собой второй структурный ярус зоны.

Интенсивно проявившиеся на бо́льшей части площади подзоны предвизейские движения привели к консолидации и формированию ее складчатой структуры. В связи с этим нижнекаменноугольные отложения в пределах зоны встречаются редко — лишь по ее окраинам, в карбонатных и терригенных фациях.

Широко распространившиеся на остальной территории Южного Тянь-Шаня движения этой тектонической фазы вызвали лишь небольшой перерыв в осадконакоплении.

Зарафшанская подзона характеризуется спокойным магнитным полем напряженностью (—175)—(—75) *гамм* и с общим субширотным простиранием изодинам. Она сходна с Зарафшано-Туркестанской по структуре поля и размещению в нем крупных минимумов. Отрицательные их значения, вероятно, обусловлены развитием в зоне практически немагнитных карбонатно-сланцевых пород.

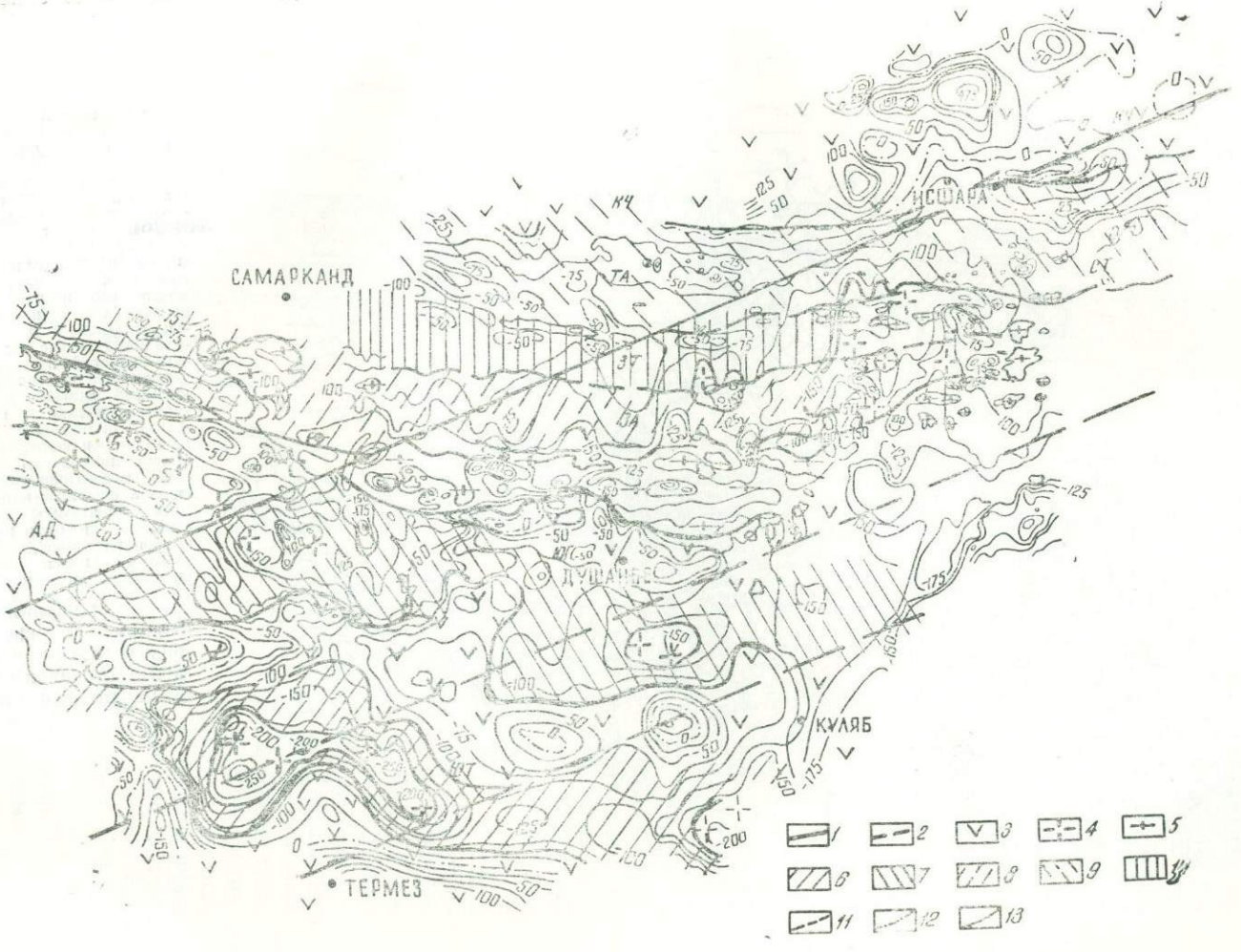
В гравитационном поле подзона выделяется интенсивными минимумами широтного простирания. Общее понижение уровня поля в пределах подзоны, в сечении профиля I—I (рис. 46), вероятно, обусловлено прогибом (амплитуда 5 *км*) основных плотностных границ раздела верхней части земной коры. Вертикальная мощность осадочно-метаморфических палеозойских образований к югу от Зарафшанского разлома 12 *км*, средняя избыточная плотность их по отношению к подстилающим породам 0,1 *г/см*^{3}. Глубина залегания поверхностей *K* и *M* в сечении разреза соответственно составляет 34 и 46 *км*.

Центральная часть подзоны в междуречье Магиан (на западе) — Обинабут (на востоке) является тектонически опущенной по отношению к восточному и особенно западному блокам. Амплитуда от-

---

Рис. 44. Схема элементов глубинного геологического строения центральной части Южного Тянь-Шаня по данным аэромагнитной съемки:

1—границы структурно-формационных зон, выделяемых по результатам аэромагнитных исследований; *2*—границы подзон, выделяемых внутри структурно-формационных зон по аэромагнитным данным; *3*—области повышенных значений аномального магнитного поля, вызванные породами офиолитовой серии намюра (спилиты, диабазы, кератофиры, габбро и др.); *4*—области распространения спокойного магнитного поля интенсивностью (—75)—(—275) *гамм*, обусловленного развитием пород гранитоидного состава; *5*—контуры гранитоидных массивов, обнажающихся на дневной поверхности; *6—10*—области распространения спокойного пониженного магнитного поля, обусловленного породами орогенного этапа развития герцинид (флиши, молассы, локально прорванные массивами гранитов) или поднятиями, сложенными метаморфизованными отложениями силура и докембрия. Изодинамы ΔTa: *11*—положительные, *12*—нулевые, *13*—отрицательные. Структурно-формационные подзоны (см. на рис.): ЗТ—Зарафшано-Туркестанская; ЗА—Зарафшанская; ТА—Туркестано-Алайская; КЧ—Карачатырская; ГП—зона Гиссарского плутона; ЮГ—Южно-Гиссарская; ЮТ—Южно-Таджикская; СА—Северо-Афганская; Б—Бухарская; АД—Амударьинская.


САМАРКАНД
ТЕРМЕЗ
КУЛЯБ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

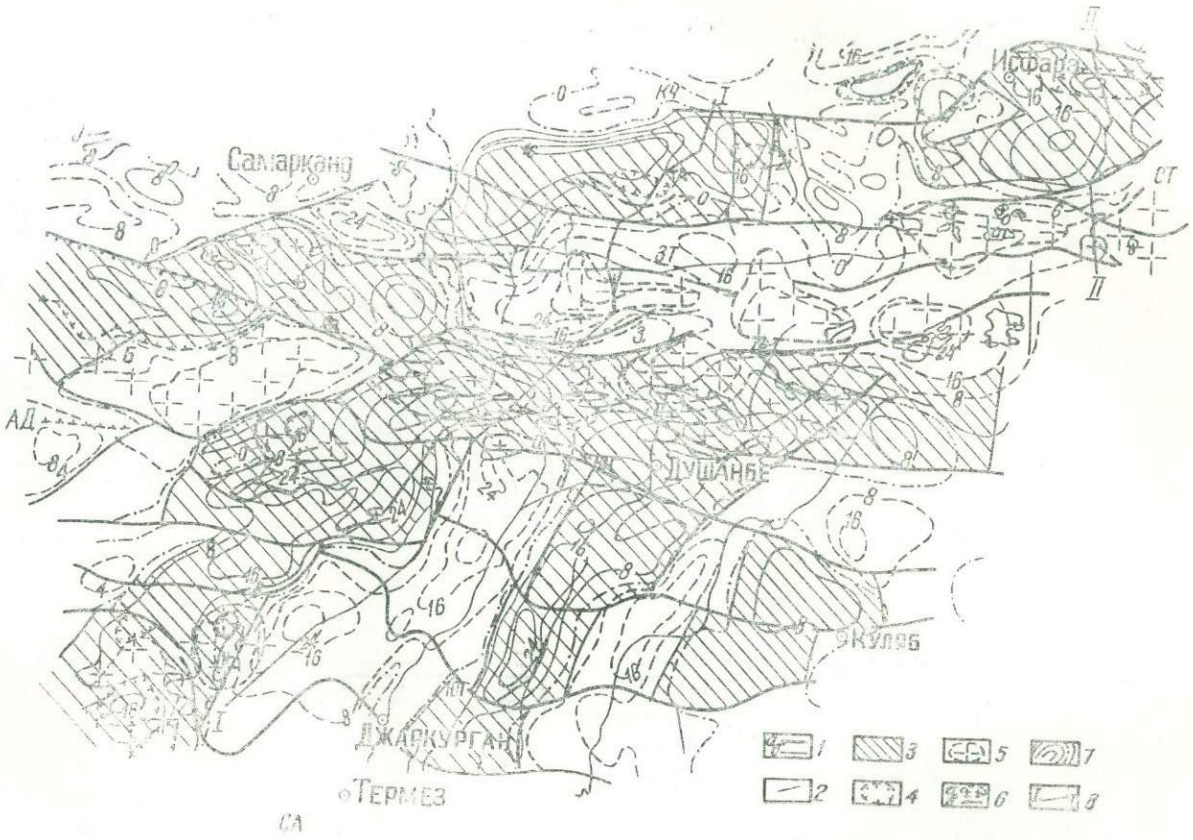


Рис. 45. Схема элементов глубинного геологического строения центральной части Южного Тянь-Шаня по данным гравиметрии:

1—крупные тектонические нарушения субширотного простирания (*а*—ограничивающие структурно-формационные зоны, *б*—ограничивающие подзоны внутри структурно-формационных зон); *2*—крупные тектонические нарушения субмеридионального простирания, ограничивающие относительно приподнятые блоки структурно-формационных зон; *3*—относительно приподнятые тектонические блоки структурно-формационных зон; *4*—области развития интрузивных образований повышенной основности; *5*—области развития гранитоидных интрузий значительной вертикальной мощности; *6*—контуры интрузий, обнажающихся на дневной поверхности (*а*—гранитоидного состава, *б*—основного состава); *7*—изоаномалы локального поля силы тяжести; *8*—линии разрезов земной коры. Структурно-формационные подзоны (см. на рис.): *ЗТ*—Зарафшано-Туркестанская; *З*—Зарафшанская; *ТА*—Туркестано-Алайская; *КЧ*—Карачатарская; *ГП*—зона Гиссарского плутона; *ЮГ*—Южно-Гиссарская; *ЮТ*—Южно-Таджикская; *СА*—Северо-Афганская; *Б*—Бухарская; *АД*—Амударьинская.

Рис. 46. Разрезы земной коры по линиям I—I, II—II по данным гравиметрии:

1—нерасчлененные преимущественно рыхлые отложения мезо-кайнозоя; *2*—нерасчлененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и метаморфические породы палеозойского фундамента; *3*—„гранитный" слой земной коры; *4*—„базальтовый" слой земной коры; *5*—верхняя мантия; *6*—интрузивные породы гранитоидного состава; *7*—интрузивные породы основного состава; *8*—графики аномалий (*а*—силы тяжести, *б*—магнитного поля). **Подзоны** см. на рис.): *а—I*—Южно-Таджикская; *II*—Южно-Гиссарская, *III*—Гиссарского разлома; *IV*—Зарафшано-Алайская; *V*—Зарафшано-Туркестанская; *VI*—Туркестано-Алайская; *VII*—Карачатырская; *б—I*—Карачатырская; *II*—Туркестано-Алайская; *III*—Зарафшано-Туркестанская.

носительного воздымания этих блоков по данным количественной интерпретации гравитационных ступеней, составляет соответственно 2,5 и 1,5 *км*.

Заметное место в подзоне принадлежит разнообразным по возрасту и составу формациям магматических пород.

В пределах подзоны локальными гравитационными минимумами, вероятно, картируются области развития глубинных гранитоидных интрузий в сечении, где они имеют значительную вертикальную мощность.

Предпосылками для выделения по минимумам гравитационного поля гранитоидных интрузий является отрицательная избыточная плотность гранитов и гранодиоритов по отношению к вмещающей среде (интенсивность до 0,05—0,10 *г/см*^{3}), изометричный характер аномалий силы тяжести и приуроченность к ним мелких максимумов магнитного поля на фоне интенсивных минимумов, возможно, отвечающих областям контактовых изменений в апикальной части интрузии. Большей частью это крупные тела, не вскрытые или частично вскрытые эрозией. Наименее эродированы тела, выделяемые в пределах центрального блока, в междуречье Вишкент—Фандарья и Анзоб—Сардаимиона.

Многочисленные малые интрузии, обнаженные на поверхности, представляют собой, по-видимому, сателлиты выделяемых крупных глубинных

интрузивных тел. Глубина до центра тяжести этих тел приблизительно одинакова и, судя по данным интерпретации локального минимума в сечении профиля I—I, составляет 8 *км*.

Гранитоидные интрузии, выделяемые на востоке в хребтах Набут-Крым и на западе в Каратюбе, эродированы вместе с вмещающими их породами. Наибольшей эрозии подвержен, по-видимому, Каратюбинский гранитоидный массив. В гравитационном поле он практически не выражается.

Почти все выделяемые гранитоидные интрузии в магнитном поле выражаются крупными полями минимумов (рис. 44). Приконтактовые зоны Каратюбинского и выделяемых в междуречье Анзоб—Сардаимиона и в пределах хребта Набут-Крым интрузивов, а также апикальные части малых интрузий картируются, кроме того, слабовыраженными относительными максимумами магнитного поля.

Так, в восточной части подзоны отмечены локальные аномалии с наибольшей интенсивностью намагничения.

Положительная аномалия верховьев р. Вахша состоит из двух самостоятельных аномалий, северной — интенсивностью + 125 и южной +75 *гамм*. Глубина залегания тел соответственно 170 и 190 *м* при интенсивности намагничения 830 и $285 \cdot 10^{-6}$ СГС.

В 50 *км* восточнее зафиксирована другая положительная аномалия, имеющая два максимума интенсивностью 125 и 75 *гамм*. Глубина залегания западного магнитовозмущающего объекта варьирует от 8 до 200 *м*, восточного — исчисляется первыми метрами от поверхности. Интенсивность намагничения соответственно равна 210 и $270 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Основной структурной единицей центральной части Зарафшанской подзоны является Северо-Гиссарский синклинорий. Он имеет веерообразное строение, вытянут в широтном направлении, образован сериями чешуй и подчиненных им складок с антивергентным движением по крутым надвигам.

Северное крыло синклинория сложено силурийскими терригенно-карбонатными породами, южное — силурийскими карбонатными и среднедевон-турнейскими терригенными образованиями. Они характеризуются моноклинорным чешуйчатым строением. Углы падения толщ на крыльях синклинория составляют 26—45°.

Синклинорий расчленен на отдельные звенья—блоки, несколько отступающие один от другого и образующие строй кулис (Виноградов, 1959).

На востоке структура приобретает мульдообразную форму. Слагающие ее там силурийские отложения периклинально надвигаются в сторону северо-запада, северо-востока и востока. К востоку от меридиана перевала Анзоб структура синклинория затухает.

На западе структура синклинория представлена лишь его юго-западным крылом, сложенным моноклинальными чешуями, продолжающимися в Чакылкаляне.

Туркестано-Алайская подзона вытянута в субширотном направлении вдоль северных склонов одноименных хребтов. Она является северным среднепалеозойским геосинклинальным прогибом Южного Тянь-Шаня, обрамляющим с севера центральное поднятие Зарафшано-Туркестанской подзоны. Северная граница ее проходит по Южно-Ферганскому разлому, а южная — по Туркестанскому.

Западной части подзоны, к западу от р. Андарака, соответствует положительная локальная аномалия силы тяжести широтного простирания. По данным количественной интерпретации гравитационных ступеней, ограничивающих зону с юга и севера, этот максимум, вероятно,

отражает резкое воздымание докембрийского фундамента и нижележащих плотностных границ раздела земной коры.

Вертикальная мощность палеозойских образований в сечении профиля I—I составляет 2—4 *км*, а глубина залегания поверхности *K* и *M* соответственно 27 и 47 *км*. Восточной части зоны, к востоку от р. Исфара, также соответствуют максимумы гравитационного поля, и она также является приподнятым тектоническим блоком. Глубина залегания поверхностей докембрия *K* и *M* в сечении профиля I^a—I^a составляет соответственно 7—9, 29 и 49 *км*. Для части подзоны, заключенной между двумя приподнятыми блоками, характерно понижение уровня гравитационного поля и мозаичная форма аномалий. Величина относительного опускания этого блока равна около 1,5 *км*.

Разрез среднепалеозойских геосинклинальных осадков подзоны начинается трансгрессивно залегающими на породах среднего кембрия терригенными отложениями нижнего силура мощностью до 1500 *м*. На них трансгрессивно с видимым несогласием залегают терригенные и карбонатные осадки верхнего силура. Карбонатные разрезы силура продолжаются и в девоне. Однако девон нередко ложится также с перерывом различными горизонтами и в различных фациях (Посохова, 1966). На рубеже нижнего и среднего девона образовался диабазо-кератофировый комплекс.

Разрез завершается трансгрессивно залегающими известняками нижнего и среднего карбона. В конце венлока вдоль оси подзоны возник и развивался на протяжении лудлова прогиб, в котором накопилась толща карбонатов большой мощности (4—5 *км*), сменяющаяся к краям его терригенными отложениями сокращенной мощности.

В среднем девоне после некоторого перерыва в осадконакоплении прогиб претерпел частную инверсию, на месте участков с сокращенными разрезами заложились и развивались до раннего карбона прогибы поздних генераций.

После кратковременных регионально проявленных внутри среднекаменноугольных перерывов в осадкообразовании подзона испытала общее поднятие.

Магнитное поле зоны слабо дифференцированное, интенсивностью от 0 до—150 *гамм*. Интенсивность его повышается в сторону смежной с севера Карачатырской подзоны. Характеризуется оно субширотным простиранием изодинам, изменяющимся в восточной части зоны на северо-восточное, а к северо-западу от поселка Шахристан — на юго-западное. По интенсивности и структуре оно сходно с полем Зарафшано-Туркестанской подзоны, т. е. на общем его фоне выделяются согласные, линейновытянутые узколокальные аномалии, аналогичные Зарафшано-Туркестанскому антиклинорию.

Структура подзоны представляет собой систему чешуй, разделенных разломами. Складчатые формы подчинены разрывным нарушениям и местами отражают антивергентное движение масс по взбросо-надвигам под влиянием меридионального сжатия (Виноградов, 1964).

По данным М. М. Посоховой, в тектонической структуре центральной части подзоны выделяются Бюрогань-Раватский и Заамин-Мардженбулакский антиклинории, разделяющиеся Мальгузарским синклинорием. В северном крыле Бюрогань-Раватского антиклинория в предгорьях северного склона Туркестанского хребта размещается Кунжак-Джалаирский синклинорий.

Антиклинории сложены сланцами ландовери—венлока сокращенной мощности. Разрез Кунжак-Джалаирского синклинория дополняется терригенно-карбонатными породами верхнего силура. Карбонатные

толщи девона и карбона, а также терригенные образования среднего и верхнего (?) карбона имеют подчиненное развитие.

Разрез пород Мальгузарского синклинория представлен терригенно-карбонатными отложениями силура и карбона, а также карбонатной толщей нижнего и среднего карбона.

В данной подзоне распространены тела основных и ультраосновных пород нижне-среднекарбонового возраста, образующие вытянутый вдоль северного ее края гипербазитовый пояс. Возможны и их верхнесилурийские — нижнедевонские аналоги. В средних частях подзоны отмечены интрузии гранитоидов и сиенитов пермского возраста.

Обнаженным в приподнятых блоках междуречий Янгиарык—Андарак и Сох-Шунк (Хайдаркан, Сох) интрузивным телам офиолитовой серии соответствуют узкие широтные локальные гравитационные максимумы и отвечающие им положительные магнитные аномалии.

Аэромагнитными работами северо-западнее поселка Шахристан выделено три аномалии интенсивностью (с запада на восток) — 50, 15 и 35 *гамм*, глубина залегания магнитовозмущающих тел 100 *м*. Северо-восточнее отмечен ряд аномалий интенсивностью до + 25 *гамм*, глубина залегания объектов 250 *м*. К югу от Ура-Тюбе выделена аномалия интенсивностью до 60 *гамм*, глубина залегания тела 1500 *м*.

Четыре максимума интенсивностью 25—50 *гамм* расположены в бассейнах рек Шахимардана, Хайдаркана, Соха, несколько максимумов интенсивностью около 30 *гамм* — в районе Мальгузарских гор и к востоку от них. Предполагается, что данные аномалии связаны с породами ультраосновного состава (дуниты, перидотиты и серпентиниты).

Карачатырская подзона расположена в низких предгорьях Алайского хребта, к северу от Туркестано-Алайской. Подзона в основном приходится на полосу горизонтальных градиентов гравитационного поля, соответствующих зоне Южно-Ферганских сбросов. По данными количественной интерпретации аномалий силы тяжести, глубина залегания докембрийского фундамента, поверхностей K и M в сечении профиля $I^а$—$I^а$ составляет соответственно 15, 33 и 50 *км*.

Отложения палеозоя зоны встречаются на отдельных разобщенных площадях южной окраины Ферганской долины. Здесь в обнажающихся ядрах антиклиналей выступают толщи карбонатных и вулканогенных пород среднего палеозоя. На них несогласно залегают мощные терригенные толщи верхнего палеозоя, смятые в простые широкие негативные складки. Подзона характеризуется общим повышением магнитного поля, что может указывать на обширные поля основных эффузивов, развитых в палеозойском основании.

Юго-Западный Тянь-Шань[1]

Палеозойский фундамент бóльшей части территории скрыт под покровом мезо-кайнозойского чехла. Некоторые элементы его строения находят отражение в гравитационном и магнитном полях. Полосы отрицательных магнитных аномалий соответствуют антиклинориям, сложенным метаморфизованными отложениями нижнего и среднего

[1] Предлагаемая автором схема районирования Юго-Западного Тянь-Шаня в основном базируется на материалах о глубинном строении этой территории и не совпадает с общепринятой схемой тектонического районирования, в том числе принятой в монографии «Глубинное строение территории Узбекистана» (1971). Поэтому она может рассматриваться лишь как индивидуальное представление авторов.—*Прим. ред.*

палеозоя, подстилаемыми гнейсовым фундаментом докембрия, прорванным в некоторых отрезках гранитами (Гиссарский, Южно-Гиссарский антиклинории). Полосы положительных магнитных аномалий соответствуют зонам эвгеосинклинальных прогибов и распространения офиолитов.

В пределах Афгано-Таджикской депрессии можно выделить Гиссарский, Кургантюбинский и Южно-Таджикский антиклинории и разделяющие их Предгиссарский (Ханакинский), Центрально-Таджикский и Северо-Афганский (Амударьинский) синклинории.

Проявление последовательных фаз каледонского и герцинского этапов тектогенеза привело к формированию ряда структурно-формационных подзон.

Основные черты тектонического плана Юго-Западного Тянь-Шаня наметились в раннем палеозое привлечением обломков Таримской платформы и развивались в течение каледонского и герцинского этапов. Осевое положение в этой системе занимают прилегающие части Южно-Гиссарской и Южно-Таджикской подзон, сложенные толщами флишоидов нижнего силура. Эти подзоны испытали инверсию и замкнулись, вероятно, в венлоке. В северных частях этих подзон продолжалось осадконакопление герцинского этапа развития.

Восточный отрезок складчатой системы характеризуется сложным структурным планом домезозойского фундамента. Наиболее отчетливо он отражается в гравитационном поле альпийских горстообразных поднятий северо-восточного простирания, выделяемых гравитационными максимумами в полосе гор Сарсарян, Бабатаг и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Линейные структурно-формационные подзоны в магнитном поле имеют угловатый, облик, а их простирания резко меняются от северо-западного до юго-западного.

В палеозое складчатой системы выделяется три типа разрезов. Один из них характерен центральному отрезку хребта Байсунтау, сложенному интенсивно метаморфизованными породами верхнего докембрия большой мощности (различные гнейсы и сланцы). Второй тип разреза свойствен средним предгорьям южного склона Гиссарского хребта (северный отрезок хребта Байсунтау) и представлен метаморфизованными отложениями нижнего и главным образом среднего палеозоя мощностью до 6000 *м* (кристаллические и филлитовые сланцы, мраморы и другие породы). Третий тип охватывает разрез верхов среднего и всего верхнего палеозоя, сложенный слабо метаморфизованными терригенными, карбонатными и вулканогенными породами мощностью до 8000 *м*. Приведенные отличия региона вместе с особенностями его гравитационного и магнитного полей позволяют разделить восточную часть складчатой системы с севера на юг на четыре структурно-формационные подзоны: Гиссарского гранитоидного плутона, Южно-Гиссарскую, Южно-Таджикскую и Северо-Афганскую.

Подзона (площадь) Гиссарского гранитоидного плутона по Гиссарскому разлому примыкает к Зарафшанской подзоне Южного Тянь-Шаня и имеет широтное простирание. Кроме магматических пород, в строении подзоны участвует комплекс осадочно-метаморфических образований от докембрия (Каратегин) до силура—нижнего девона.

Магматические породы подзоны представлены герцинским синорогенным комплексом гранитоидов (граниты, гранодиориты, диориты). Остальные разности пород (плагиограниты, сиениты) развиты ограниченно. Порфировидные биотитовые граниты, составляющие основу тела

интрузива, во многих случаях облекаются в диоритовый чехол, переходящий в контактно-метаморфизованные осадочные породы. Граниты практически не магнитны, а диориты обладают эффективной намагниченностью до $150 \cdot 10^{-6}$ СГС и фиксируются относительными повышениями магнитного поля (до 25—75 *гамм*) в основном в северном эндоконтакте плутона.

В целом данная подзона характеризуется отрицательными значениями напряженности магнитного поля до — 150 *гамм*. По локальным особенностям она условно делится на три примерно равные части.

Магнитное поле в пределах средней и восточной частей области обусловлено, вероятно, различной толщиной гранитного тела. Западной части ее соответствуют положительные локальные аномалии, обусловленные широким развитием здесь железорудных образований контактово-метасоматического происхождения.

Подзоне в основном соответствуют положительные локальные аномалии силы тяжести. По данным количественной интерпретации гравитационной ступени, картируемой вдоль севера подзоны, максимальная глубина поверхности докембрийского фундамента в сечении профиля I—I, вероятно, составляет не более 1—2 *км*.

В пределах подзоны по сравнению с Зарафшанской, вероятно, граница К претерпевает воздымание при сравнительно спокойном поведении поверхности М. То, что Гиссарскому плутону, представленному в основном гранитами, соответствует гравитационный максимум, по-видимому, указывает на сравнительно небольшую его вертикальную мощность. Находясь в приподнятом тектоническом блоке, Гиссарский плутон, подобно Каратюбинскому интрузиву Зарафшанской подзоны, в значительной степени эродирован. Гранитному массиву подзоны соответствуют локальные изометричные минимумы междуречий Варзоб-Сардаимиона и Шураб-Каратаг. Можно предположить, что первый минимум отвечает основному каналу Гиссарского плутона с глубиной до центра тяжести 10—12 *км* и вертикальной мощностью 5—7 *км*. Отрицательная избыточная плотность гранитов в пределах основной «ножки» канала 0,1—0,12 $г/см^3$.

Подзона относится к антиклинорию, ось которого проходит вдоль южного склона Гиссарского хребта. В его ядре обнажены останцы контактно-метаморфизованных пород среднего палеозоя. Вдоль оси антиклинорий осложнен узкой грабен-синклиналью, выполненной вулканогенно-терригенными породами каменноугольного возраста. По плоскости Южно-Гиссарского разлома антиклинорий надвинут в юго-западном направлении. На северо-восточном крыле антиклинория разрез надстраивают терригенные отложения верхней половины девона.

Из карты локальных магнитных аномалий следует, что Гиссарский плутон расчленен рядом параллельных сколов на части, смещенные в юго-западном направлении. Материалы гравитационных и магнитных исследований свидетельствуют о том, что по морфологии Гиссарский плутон представляет собой плоское тело мощностью 2,5—3,0 *км*, наклоненное на север. Плутон развит вдоль Южно-Гиссарского разлома и в поперечном сечении имеет грибообразную форму.

Южно-Гиссарская подзона охватывает северную часть Таджикской депрессии и юго-западные отроги Гиссарского хребта. Северная граница ее проводится по югу Гиссарского плутона, восточная— по Дарвазу, западная — по Бешкентскому прогибу.

Палеозойский фундамент зоны обнажен лишь на южном склоне Гиссарского хребта и в ядрах антиклиналей Мачетли, Сурхантау, Байсунтау и Сусызтау.

В подзоне выделяются южная и северная части, отличающиеся типом стратиграфического разреза, тектонических структур, характером и структурой гравитационного и магнитного полей.

Южная часть преимущественно закрыта мезо-кайнозойским чехлом. Она обладает спокойным отрицательным характером магнитного поля, что соответствует немагнитным древним метаморфическим и магматическим породам кислого состава. В междуречье Сурхандарьи и Шерабада магнитные аномалии меняют ориентировку с широтной на меридиональную. Несколько имеющихся максимумов поля связаны с небольшими телами ультраосновных пород (Кунбаджуаз, Поджур).

По данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести, средняя амплитуда воздымания приподнятых блоков относительно смежных опущенных составляет для юго-западных отрогов Гиссарского хребта (исключая локальные поднятия внутри его — Сурхантау, Байсунтау и др.) на западе около 2 *км*, на востоке — 4—5 *км*, для гор Сарсарян и Бабатаг соответственно 3 и 5 *км*. В западной части зоны в пределах Бешкентского прогиба вдоль границы с Бухарской подзоной локальным максимумом гравитационного поля, совпадающим с соответствующим ему максимумом магнитного поля, картируется, по-видимому (как предполагалось выше по магнитным данным), область развития пород офиолитовой серии.

Рассматриваемая подзона может быть сопоставлена с антиклинорием, обнаженным в четырех параллельных сечениях хребтов Мачетли, Сурхантау, Байсунтау, Сусызтау и Каратегине.

Поднятый на поверхность кристаллический цоколь подзоны сложен образованиями докембрия, представленными интенсивно метаморфизованными мелководными геосинклинальными отложениями флишоидного облика со стратифицированными прослоями амфиболитизированных пород спилито-диабазовой формации, гнейсо-гранитов, реоморфических гранитов, плагиогранитов, гнейс-тоналитов, мигматитов и др. (Байсунтау, Чакчартау), мощность их превышает 4000 *м*. Они деформированы в субширотно ориентированную тектоническую структуру, известную под названием Караташского поднятия. В его составе выделяются брахиформная антиклиналь и осложняющие ее прямые антиклинали (Макьянсай), синклинали (междуречье Шатут—Айлянгар), реже сжатые, крутые косые складки (Диймалек, Караташсай).

В северной части подзоны происходит смена древних пород более молодыми. Примерно вдоль южных средних предгорий Гиссарского хребта имеется ряд выходов догеосинклинальных слабо метаморфизованных терригенных отложений кембрия, нижнего ордовика (песчаники, сланцы и известняки гор Байсунтау и Мачетли) мощностью до 1000 *м*. Отложения кембрия лежат на гнейсовом фундаменте с несогласием.

Нижний структурно-формационный этаж палеозоя, обнажающийся в горах Хурсантаг и Мачетли, представлен геосинклинальными породами глинисто-сланцевой формации верхнего ордовика и силура с горизонтами пород порфировой формации мощностью, превышающей 4100 *м*, и известняками нижней половины девона мощностью более 1000 *м*. Они прорваны позднекаледонской интрузией двуслюдяных гранитов (Обинауруз, Сина, Гуматаг и Харкуш, 380 млн. лет) вдоль оси антиклинория.

Северная часть Южно-Гиссарской подзоны прослеживается вдоль южного склона Гиссарского хребта и примыкает с юга к области Гиссарского плутона. Ей соответствует относительный максимум интенсивностью 150 *гамм* с северо-западным простиранием. На востоке Кашка-

дарьинской впадины она несогласно по диагональной линии сочленяется с Бухарской подзоной.

Севернее Нурека ориентировка оси магнитных аномалий резко изменяется с северо-западной на северо-восточную.

В полосе положительного магнитного поля северной части подзоны выделяется ряд локальных максимумов. Наиболее интенсивный из них Дуузахский (+150 *гамм*). Интенсивность эффективного намагничения возмущающего объекта составляет $711 \cdot 10^{-6}$ СГС. В этом районе отмечены выходы пород офиолитовой серии нижнего намюра (серпентиниты, габбро, спилиты, кератофиры, диабазы и др.) и проявления железорудной минерализации (И. Е. Гамалеев).

В восточной закрытой части района Орджоникидзеабадский локальный магнитный максимум, вероятно, вызван объектом, залегающим на глубине 1000 *м*, интенсивность эффективного намагничения его — $400 \cdot 10^{-6}$ СГС. Лежащая восточнее Файзаабадская аномалия имеет примерно такие же параметры ($H = 975$ *м*, $I_{эф} = 500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Расчеты по локальным аномалиям всей подзоны указывают на то, что они вызваны породами с очень близкой эффективной намагниченностью, составляющей $500—1000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Область развития положительного гравитационного и магнитного полей северной части подзоны совпадает с герцинским эвгеосинклинальным прогибом.

Ранняя стадия прогибания эвгеосинклинали проявилась накоплением в визе-нижнебашкирское время карбонатной, спилито-кератофировой, диабазо-кератофировой и порфиритовой формаций, до 2000—2500 *м*, а также субвулканическими телами кислых и основных пород.

Стадия инверсии отражена в среднекаменноугольной флишоидной формации мощностью более 2500 *м*.

Орогенический этап герцинид проявлен в несогласно залегающих на породах более древнего возраста средне-верхнекаменноугольных флишоидах мощностью более 2500 *м* и порфировой формации (риолиты, игнимбриты, трахиабазальты и др.) нижнепермского возраста (240 млн. лет), 1000 *м*, прорванных трещинными интрузивами аляскитовых гранитов (255—230 млн. лет), ультракислых гранитов, гранит-порфиров, сиенитов и породами дайковой серии.

Орогенический этап развития завершается сводовым поднятием и надвиганием его на предгорную впадину с формированием верхнепермской красноцветной формации моласс мощностью 1000 *м*.

Породы данной части подзоны образуют субширотные синклинории (Шильхазорский и Ханакинский) вдоль южного склона Гиссарского хребта. Ядро Ханакинского синклинория сложено вулканогенно-осадочными породами нижнего и среднего карбона. В бассейне рек Чош и Чормагол из-под толщи отмеченных пород выходят на поверхность метаморфизованные известняки нижнего и среднего девона, сланцы силура, ордовика и кембрия, а также гнейсы и кристаллические сланцы докембрия. Среднекаменноугольные флишоиды, образующие мульду синклинория (бассейн р. Кштута), иногда дислоцированы в линейные складки субширотного простирания. В структуре синклинория наблюдается серия чешуй, надвигающихся от ядра в сторону южного ее крыла.

Повышенный уровень гравитационного и магнитного полей подзоны, захватывающей площадь герцинского эвгеосинклинального прогиба, позволяет предположить, что ее в известной мере можно отнести к области развития пород офиолитовой серии. Локальные интрузивные тела этой серии, прорывающие докембрийский и частично палеозой-

ский фундаменты, создают дополнительный эффект повышения уровня гравитационного поля, который в пределах рассматриваемой области имеет небольшую вертикальную мощность и в магнитном поле которого картируется серия локальных положительных магнитных аномалий.

Характерно, что развитие в верхней части земной коры пород офиолитовой серии приурочено к области утолщения базальтового слоя.

Южно-Таджикская подзона расположена южнее Южно-Гиссарской и ограничена на севере Байсунским надвигом. Палеозойские образования подзоны практически полностью перекрыты отложениями мезо-кайнозойского чехла. Контуры ее нанесены по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок. Подзона вытянута в общем в субширотном направлении и охватывает южную половину Таджикской депрессии. На западе она примыкает к Бешкентскому прогибу, на востоке — к Дарвазу. Простирание подзоны меняется с широтного на северо-западное, затем на юго-западное и снова широтное. По особенностям глубинного строения здесь выделяются две части: северная и южная.

Южная часть охватывает юг Таджикской депрессии на востоке и районы, прилегающие к Кугитангтау, на западе. В плане она имеет субширотное простирание, ширина ее непостоянна, на востоке — 30—35 *км*, на западе — 50—60 *км*.

Магнитное поле здесь очень слабое по интенсивности (от—125 до—275 *гамм*). Отрицательные локальные аномалии расположены в районе Кугитангтау, поселков Хаудаг и Пяндж и в долине р. Кафирнигана.

Магматические и осадочно-метаморфические породы, обнажающиеся в Кугитангтау, не выделяются в общем аномальном и магнитном поле этой части подзоны. Это позволяет полагать, что она сложена по типу Кугитангского поднятия, т. е. метаморфизованными породами, прорванными интрузивами гранитоидов.

Локальная аномалия долины р. Кафирнигана (—125 *гамм*), вероятно, связана с вулканогенными образованиями повышенной основности, а локальный максимум севера Кугитангтау (25 *гамм*)—с небольшим телом габбро.

Для этой части Южно-Таджикской подзоны характерно в основном широтное простирание аномалий силы тяжести. От северной части она отделяется слабоинтенсивным градиентом поля. Судя по общему понижению уровня поля при переходе от северной части к южной, устанавливаемой по графику Δg в сечении разреза I—I, южная часть в герцинском структурном этаже является прогибом, частично унаследованным в альпийский период. По данным количественной интерпретации аномалий силы тяжести, глубина залегания докембрийского фундамента и поверхности K в сечении профиля I—I составляет соответственно 12 и 26 *км* против 7 и 26 *км* в Южно-Гиссарской подзоне.

Характерно, что наиболее опущенному блоку описываемой части подзоны между Кугитангтау и Бабатагом соответствуют изометричные отрицательные магнитные аномалии. Учитывая наличие прогиба в герцинском структурном этаже, их можно считать соответствующими эффузивам кислого, среднего состава.

Особенности гравитационного и магнитного полей этой части подзоны и выходы домезозоя в Кугитангтау свидетельствуют о том, что в ядре антиклинория выступают главным образом сильно дислоцированные и глубоко метаморфизованные и эродированные породы докембрия и нижней половины палеозоя, а также верхнепалеозойские интрузии синорогенных гранитов.

Северная часть подзоны отличается от граничащих с ней подзон положительным магнитным полем. Она закрыта мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений.

По данным количественной интерпретации локальных положительных магнитных аномалий (Дехканабадской, Кафирниганской, Вахшской и др.), магнитовозмущающие объекты залегают на глубине 7500—8000 *м*, имеют интенсивность намагничения 415—430 · 10^{-6} СГС. Однако общее повышение магнитного поля данной части Южно-Таджикской подзоны практически не находит отражения в гравитационном.

Гравитационное поле здесь аналогично в общих чертах таковому Южно-Гиссарской подзоны. Отличается общим уменьшением поперечных размеров альпийских горстообразных поднятий за счет увеличения разделяющих областей опускания, соответствующим областям уменьшения гравитационных максимумов. Это, вероятно, может служить указанием на то, что в герцинском структурном этаже данная часть зоны испытала прогиб, который не был полностью компенсирован при воздымании альпийских субмеридиональных структур.

Приближенное представление о структуре рассматриваемой части подзоны в палеозойском основании можно составить по характеру магнитного и гравитационного полей и обнаженному палеозою. Она может быть уподоблена синклинорию. Ось синклинория вытянута вдоль северной части и имеет, как об этом можно судить по изменениям ориентировки осей положительных магнитных аномалий, резко переменное простирание. В обнаженном его северном крыле (юг Сурхантау и Байсунтау) выступают отложения всех отделов карбона, представленные породами карбонатной, порфировой, спилито-диабазовой, флишоидной и молассоидной формаций суммарной мощностью до 6000 *м*. Разрез завершают основные вулканогенные породы нижней перми (?) (юг Байсунтау) видимой мощностью 400 *м*.

На толщи пород синклинория с севера надвинуты по плоскости Байсунского взбросо-надвига метаморфические образования докембрия и нижнего палеозоя, слагающие антиклинорий Южно-Гиссарской подзоны с амплитудой, превышающей 5000 *м*.

Северо-Афганская подзона примыкает с юга к Южно-Таджикской и только северной своей частью входит в территорию Узбекистана. Границей на севере служит Амударьинский разлом. Фрагменты северной части подзоны характеризуются интенсивным положительным магнитным полем. Аномалии имеют вытянутую форму и субширотное простирание. Протяженность их измеряется первыми сотнями километров, а известные максимальные значения их интенсивности составляют около + 175 *гамм*.

Интенсивность положительного магнитного поля резко возрастает в южном направлении несмотря на то, что мощность мезо-кайнозойского чехла достигает 7—8 *км*.

В районе Термеза и к западу от Кугитангтау широтная ориентация изодинам подзоны изменяется на меридиональную, образуются заливообразные раздувы.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в строении палеозойского фундамента подзоны участвуют геологические образования с высокой степенью намагниченности, свойственной в Южном Тянь-Шане породам основного состава.

В районе Гаурдака отмечены положительные магнитная и гравитационная аномалии, расположенные на продолжении южной части Южно-Таджикской подзоны. Магнитная аномалия по своей интенсивности (+175 *гамм*), вероятно, может быть обусловлена интрузивами

основного и среднего состава. Приближенная количественная интерпретация этой аномалии дает следующие параметры возмущающего объекта: $h=5$ *км* и $I_{эф}=780\cdot10^{-6}$ СГС.

Некоторое представление о разрезе домезозоя в области Гаурдакской аномалии дает пробуренная здесь в 1943 г. скважина. На глубине 925,8—968,6 *м* она вскрыла граниты, гранито-гнейсы, гнейсы и хлорито-слюдистые сланцы. По внешнему виду, степени метаморфизма и минеральному составу, они близки к породам метаморфического комплекса докембрия (Петров, Чистяков, 1964). По данным интерпретации гравитационного и магнитного полей зоны также выделяется погребенное интрузивное тело, расположенное к югу от Гаурдакской структуры. Центральной его части соответствует изометричный гравитационный максимум и положительная магнитная аномалия. По периферии гравитационного максимума на схеме локальных аномалий силы тяжести выделяется локальный кольцевой минимум. Такое строение гравитационного и магнитного полей может говорить о том, что выделяемое интрузивное тело, вероятно, имеет зональное строение: периферийную часть тела слагают граниты, а ядро массива — интрузии более основного состава. Последним, по-видимому, соответствует и фрагмент положительной локальной аномалии силы тяжести, выделяемой к югу от упомянутой интрузии, в полосе положительной магнитной аномалии меридионального простирания.

Бухарская подзона («Бухарская ступень», по Б. Б. Тальвирскому) расположена южнее Зарафшанской подзоны Южного Тянь-Шаня и отделяется от нее Карнабчульским разломом. Она лежит на западном продолжении Южно-Гиссарской подзоны, которая подразделяется на северную и южную части, ограниченные разломом взбросо-надвигового типа. Северная, относительно приподнятая часть выражена положительными локальными гравитационными и магнитными аномалиями, южная, опущенная, — отрицательными. Амплитуда поднятия северной части по отношению к южной, по гравиметрическим данным, равна примерно 2 *км*. Вся площадь подзоны перекрыта мезо-кайнозойским чехлом. Им свойственны линейные гравитационные максимумы субширотного — северо-западного простирания интенсивностью 10—20 *мгл*, выделяемые в пределах поля локальных линейно вытянутых максимумов магнитного поля интенсивностью до 200 *гамм*. Это свидетельствует о том, что состав и строение домезозойского фундамента рассматриваемых пород Бухарской и Южно-Гиссарской подзон идентичны, то есть широкая область гравитационных и магнитных максимумов, картируемая в северной половине Бухарской подзоны, соответствует, по-видимому, узким дайкообразным телам базитов и гипербазитов или поясам эффузивов основного состава. По данным количественной интерпретации, глубина залегания тел, связанных с этими объектами, равна 660 *м*, мощность — 1880 *м*, а интенсивность намагничения — $550\cdot10^{-6}$ СГС. Узкие линейные зоны развития этих пород прослеживаются в исходном гравитационном поле по относительным максимумам поля и в юго-восточном, опущенном тектоническом блоке Бухарской подзоны.

Крупные поля отрицательных гравитационных и магнитных аномалий, вытянутых вдоль южной части этой подзоны, предположительно связываются с областями развития гранитоидных пород.

По данным Х. Узакова (1968), внутренняя тектоническая структура подзоны выражена поднятием (антиклинорием), вытянутым в северо-западном направлении. В его ядре на юге подзоны залегают интенсивно метаморфизованные сланцы и аргиллиты силура (?), а на крыльях —

вулканогенно-осадочные породы диабазо-кератофировой формации визе-намюра (?), сменяющиеся вверх по разрезу слегка метаморфизованными флишоидами среднекаменноугольного возраста. На северо-западе подзоны разрез сланцев силура ядра антиклинория надстраивается известняками нижнего девона.

В юго-восточной части подзоны почти весь слагающий антиклинорий комплекс вулканогенно-осадочных пород палеозоя, кроме моласс пермо-карбона, вытесняется прорывающими его гранитоидами (диориты, гранодиориты, граниты) условно верхнекарбон-нижнепермского возраста. В их кровле сохранились лишь небольшие останцы вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего карбона, вытянутых вдоль осевой части подзоны. С северо-востока к ним примыкают параллельно вытянутые массивы диоритов, а несколько южнее — два небольших линейных тела основных и ультраосновных пород.

Амударьинская подзона расположена южнее Бухарской, отделяясь от нее дугообразноизогнутым к югу субширотным Чиракчинским взбросо-надвигом, примыкающим с севера к Ташкудук-Каршинскому (Бухарскому) разлому. На юге подзона ограничивается Амударьинским разломом. В рельефе поверхности палеозойского фундамента она составляет третью, крайнюю с юго-запада Амударьинскую тектоническую ступень.

Положительная магнитная аномалия (Гузарская), выделяемая в пределах зоны, слабая интенсивность (несколько выше нуля) и градиентность (плавные очертания изодинам) аномалии говорят о большой глубине залегания магнитовозмущающего объекта. Природа ее условно связывается с вулканогенными породами повышенной основности.

Согласно данным геофизических исследований и небольшого числа буровых скважин, описанных Х. Узаковым (1968), к Ташкудук-Каршинскому разлому с юго-запада примыкают небольшие разобщенные выходы порфиритов условно нижнекаменноугольного возраста, идентичных порфиритам Бухарской подзоны. Вверх по разрезу к юго-западу они сменяются песчаниками, алевролитами и аргиллитами, коррелируемыми Х. Узаковым (1968) с флишоидами среднекаменноугольного возраста бассейна р. Кштута на южном склоне Гиссарского хребта.

Конгломераты, коррелируемые с верхнекарбон-нижнепермской красноцветной молассой южного склона Гиссарского хребта, распространены на площади Алат и Фараб.

Разрез палеозоя завершается широко развитыми на площади зоны конгломератами, сопоставляемыми с верхнепермскими молассами Южного Тянь-Шаня. Они сложены плохо отсортированными гальками сланцев, диабазов, базальтов и порфиритов.

Толща пород описанного разреза смята, по всей видимости, в широкую синклиналь, вытянутую в северо-западном направлении. Северо-восточное ее крыло, вероятно, круто наклонено на юго-запад, юго-западное полого — на северо-восток.

История развития земной коры региона в допалеозое имеет, как показано рядом исследователей (А. П. Марковский, А. В. Пейве, В. И. Попов, а несколько позднее П. Д. Виноградов и др.), следующую направленность.

В раннем ландовери рифей-нижнепалеозойская платформа подвергалась раздроблению и вовлечению в интенсивное, сильно дифференцированное прогибание, сопровождающееся отложением песчаников и граптолитовых сланцев значительной мощности, а в ряде районов — заметным излиянием основных эффузивов. Возникший в осевой части

Зарафшано-Туркестанкой подзоны прогиб постепенно захватил и его окраины. В это время наметились основные черты тектонического плана этой области, сохранившиеся в течение герцинского этапа.

Наиболее ранние по времени складчатые движения произошли здесь в позднем ландовери. В это время или близкое к нему прогиб претерпел инверсию и замкнулся в венлоке. По мере развития поднятия осадконакопление смещалось к окраинам прогиба и закончилось в лудлове.

К началу лудлова на месте Зарафшано-Туркестанской зоны возникло центральное поднятие, поставлявшее в ходе дальнейшей истории грубообломочный материал в примыкающие к нему соседние прогибы Зарафшанской и Туркестано-Алайской подзон. Отложение терригенно-карбонатных и карбонатных осадков в них продолжалось в позднем силуре и девоне и прекратилось в раннем—среднем карбоне.

На рубеже среднего и верхнего палеозоя предвизейская фаза складкообразования привела к инверсии прогибов и формированию большинства поднятий области. С севера к складчатому сооружению Зарафшано-Туркестанской подзоны присоединились поднятия Туркестано-Алайской зоны, с юга — Зарафшанской.

Центробежное разрастание поднятия Зарафшано-Туркестанской подзоны привело к оттеснению и обособлению позднегерцинских прогибов по северной и южной ее окраинам. Северный из них — Карачатырский заложился к северу от Туркестано-Алайской подзоны на толще среднего палеозоя, а южный, выходя за пределы Южного Тянь-Шаня, кроме того, на древних толщах Юго-Западного Тянь-Шаня.

Четкое геоморфологическое выражение складчатые новообразования находят в мощных грубообломочных отложениях молассового типа прогибов.

Накопление в прогибах мощных флишоидов и формирование складчатых позднегерцинских сооружений отмечают вступление геосинклинали в орогенный этап развития, а пород порфировой и молассовой формаций — в завершающую стадию ее развития и замыкания.

Хронологические ряды геологических формаций показывают, что в раннем палеозое Южный Тянь-Шань представлял собой платформу, в среднем палеозое — геосинклиналь, в верхнем — ороген, в мезозой-палеогене — эпигерцинскую платформу и с неогена — постплатформенный ороген.

В центральной части геосинклинальной системы известны многочисленные и разнообразные интрузии. Основные и ультраосновные датируются как ранне-среднекаменноугольные.

Внедрение гранитной магмы связано с проявлениями позднегерцинских движений, завершающихся интрузиями щелочных пород.

ВАРИАЦИИ РАЗРЕЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА

Важным для диагностики связи геологических структур с глубинными представляется выявление форм соответствия рельефа консолидированного основания и рельефа поверхности *M*, а также общей мощности земной коры и ее слоев.

Как было показано выше, в пределах рассматриваемой территории выделяются области относительного погружения и поднятия поверхности верхней мантии. Эти области характеризуются различной толщиной коры и внутренним строением частей разреза, что позволяет говорить о различиях в их геологической истории. Таким образом, резкие градиенты гипсометрического уровня поверхности *M* совпровождаются качественными изменениями внутреннего строения земной коры, воз-

никшими в результате градиентов мощностей «гранитного», «осадочного» и «базальтового» слоев и их соотношений.

Поверхности М и К ведут себя в регионе преимущественно обращенно. С погружением подошвы земной коры поверхность К относительно поднимается (на юго-западе и северо-востоке региона), мощность коры увеличивается; в то же время на севере поверхность М приподнимается, а К в том же направлении погружается.

Мощность основных слоев земной коры региона изменяется. Так, наибольшая мощность «базальтового» слоя наблюдается в западной

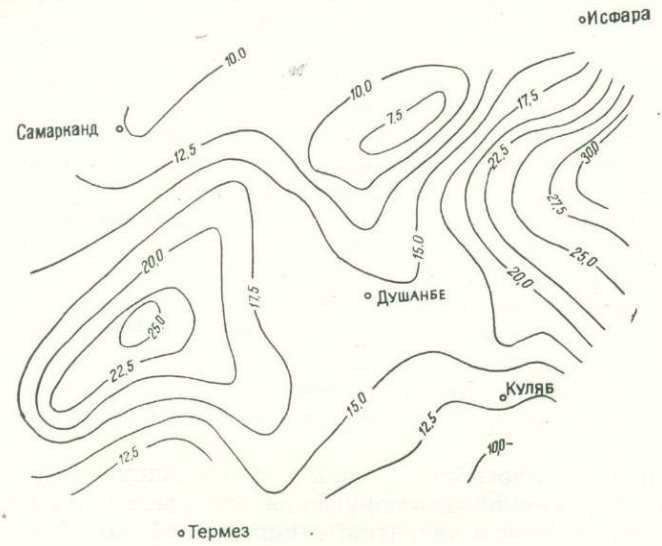


Рис. 47. Схема мощностей „базальтового" слоя земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня.

части Алайского хребта, Каратегине (25—30 *км*) и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (20—25 *км*), наименьшая (10 *км*) — на севере Афганистана и в западной половине Туркестанского хребта (рис. 47).

Мощность «базальтового» слоя в юго-западных отрогах Гиссарского хребта находится в преимущественной зависимости от поведения ее кровли. Она возрастает с ее поднятием от 15 до 25 *км*. В то же время в пределах Алая и Каратегина она больше зависит от поведения ее подошвы и возрастает с ее опусканием от 25 до 30 *км*. На северо-западе и севере региона, в зоне погружения Гиссарского, Зарафшанского и Туркестанского хребтов, мощность убывает до 10 *км*, что обусловлено подъемом подошвы и опусканием кровли слоя. Постепенное и неуклонное убывание мощности наблюдается в юго-западном направлении, т. е. в сторону Северного Афганистана, за счет погружения его кровли.

Мощность «гранито-осадочного» слоя в регионе распределяется в противоположном порядке. Максимальную мощность этот слой достигает на севере Афганистана (40 *км*) и середине Туркестанского хребта (горы Курганак—42,5 *км*), минимальную (22,5—25,0 *км*)—на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Районы Алая, Каратегина и западного окончания Туркестанского хребта характеризуются средними их значениями (32,5—35,0 *км*) (рис. 48).

Тип земной коры зависит от соотношений мощностей его «гранитного», «осадочного» и «базальтового» слоев. По характеру этих соотношений в регионе выделяется несколько различных площадей (рис. 49).

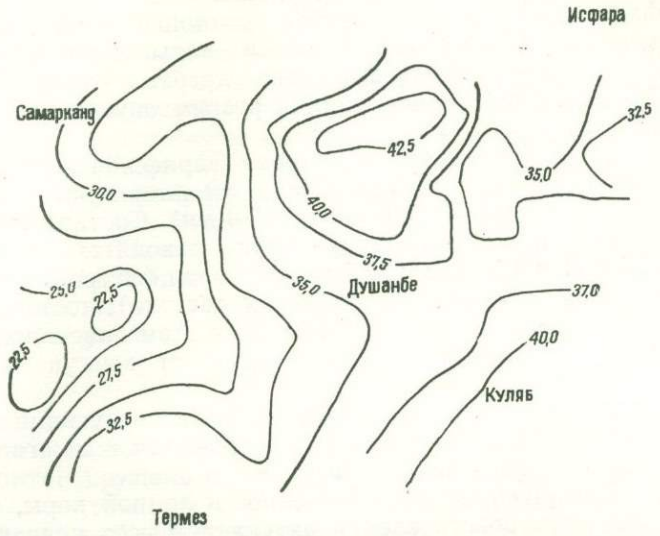


Рис. 48. Схема мощностей „гранито-осадочного" слоя земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня.

Соотношение мощностей «гранито-осадочного» и «базальтового» слоев по оси юго-западных отрогов Гиссарского хребта равно

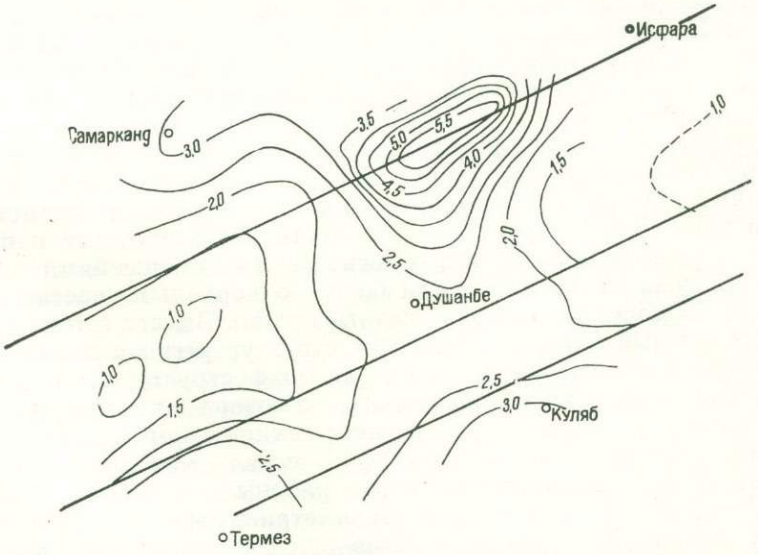


Рис. 49. Вариации разрезов земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня (по отношению „гранито-осадочного" слоя к „базальтовому").

1,0 (22,5 : 22,5 *км*). Им свойственны относительно умеренные (45,0 *км*) мощности земной коры. Но это соотношение быстро возрастает, достигая на северо-западе Таджикской депрессии 2,0 (32,5 : 16,0 *км*), а на

юго-востоке 3,0 (40,0 : 12,5 *км*) и даже 4,0 (40,0 : 10,0 *км*). Возрастание этих соотношений сопровождается опусканием кровли «базальтового» слоя. Ведущее значение в строении земной коры этих регионов принадлежит «гранитному» и «осадочному» слоям.

На западе Зарафшанского хребта соотношение мощностей гранитного (осадочного) и базальтового слоев коры достигает 3,0 (32,5 : : 10,0 *км*), а в середине Туркестанского хребта (горы Курганак) — 5,0 (42,5 : 7,5 *км*). Это сопровождается резким опусканием поверхности *К* и подъемом *М*.

Районы Алая, Каратегина и востока Зарафшанского хребта, т. е. значительные части Южного Тянь-Шаня характеризуются относительно повышенной мощностью земной коры (65,0 *км*). Составляющие ее «гранито-осадочный» и «базальтовый» слои находятся в соотношении 1,0 (32,5 : 32,5 *км*) и 1,5 (35,0 : 22,5 *км*), которое быстро нарастает с удалением в стороны от этого района (кроме востока), достигая 2,0 (37,5 : : 20,0 *км*) и более в районе р. Варзоба. При этом поверхность М также поднимается, а К — погружается в стороны от выступа кристаллических пород области.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

Переход от горных сооружений Гиссаро-Алая к межгорным впадинам Таджикской депрессии и Ферганы и далее Чаткало-Курамы обозначается уменьшением общей мощности земной коры, обусловленным подъемом подкорового слоя и опусканием всех поверхностей раздела коры. При этом уменьшение мощности коры происходит главным образом за счет сокращения мощности «базальтового» слоя. Приведенная картина нарушается локальным прогибом подкорового слоя по линии р. Сырдарьи.

Гиссаро-Алайскому региону свойственны обращенность поверхности верхней мантии по отношению к поверхностям раздела земной коры, для Ферганской впадины и Чаткало-Курамы — согласность.

Главные изменения в поле региональных гравитационных и магнитных аномалий находятся в прямой корреляции с глубиной залегания кровли «базальтового» слоя и, следовательно, крупными его поднятиями и прогибами.

Картируемые геологическими методами герцинские тектонические структуры субширотного простирания прослеживаются по гравимагнитным данным лишь до глубины 10—15 *км*. Они не находят прямого отражения в плане морфоструктур поверхности «базальтового» и подкорового слоев. Объясняется ли это относительными смещениями структур с глубиной из-за их наклонов, или более однородным составом вещества глубоких слоев коры, пока сказать трудно. Вместе с тем современный диагональный план тектонических структур региона находит достаточно четкое отображение не только в морфоструктурах поверхности «базальтового» слоя, но и подкорового, не говоря уже о морфоструктурах поверхностей раздела верхней части земной коры и ее кровли.

Впервые составлена геолого-геофизическая модель земной коры Узбекистана, охватывающая смежные районы юго-востока Средней Азии, основанная на материалах гравиметрии, аэромагнитной и геологической съемок. Для различных регионов этой территории выделяются два основных типа этой модели с различными соотношениями мощностей «гранито-осадочного» и «базальтового» слоев земной коры. Выделяющиеся типы земной коры подчеркивают глубинный характер основных уже известных тектонических элементов Тянь-Шаня. Переход от Южного Тянь-Шаня к Срединному и Юго-Западному сопровождается уменьшением общей мощности земной коры, снижением относительной

напряженности складчатости; нарастанием вулканических излияний средней и несколько меньше кислой и основной магм; снижением степени метаморфизма палеозойских пород; сменой недокомпенсированного и уровновешенного изостатически варианта состояния земной коры, перекомпенсированного в различной степени.

Различия, устанавливаемые в геологическом строении, с одной стороны, в толщине и внутреннем строении земной коры, выраженные соотношениями мощностей, «гранито-осадочного» и «базальтового» слоев—с другой, соответствуют выделяемым в пределах центральной части Южного Тянь-Шаня крупным тектоническим единицам Южно-Тяньшаньской складчатой системы и обрамляющих ее Ферганской и Таджикской межгорных впадин.

Область Южно-Тяньшаньской складчатой системы отличается увеличением мощности земной коры, «базальтового» слоя и низкими соотношениями последнего с «гранитным и осадочным» слоями (1,0—1,5). Резкое локальное увеличение их за счет уменьшения мощности «базальтового" $\left(\frac{H_{г-0}}{H_0} = 5{,}0\right)$, наблюдаемое в середине Туркестанского хребта, можно объяснить интенсивной гранитизацией земной коры. На это указывает широкое развитие ряда крупных глубинных тел (плутонов) гранитоидов, картируемых по минимумам гравитационного и магнитного полей, с центром тяжести до 12 *км* от поверхности. Для верхней части земной коры области характерна напряженная складчатость меридионального сжатия, широко и интенсивно развитый гранитоидный магматизм, многократная активизация тектонических процессов и глубинных разломов. Крупные глубинные тела гранитоидов контролируются зонами высоких градиентов поверхности подкорового слоя и резких перепадов мощностей основных слоев коры. Диагонально ориентированный желобообразный прогиб в поверхности верхней мантии, вытягивающийся вдоль Гиссарского мегаскола, следует под полосой распространения крупных глубинных тел гранитоидов и сиенитов, обнаженных и необнаженных на поверхности твердой коры.

Сиениты и щелочные сиениты проектируются на наиболее глубокие участки желобообразного прогиба верхней мантии. Большая часть области (орогена) отвечает недокомпенсированному и уравновешенному изостатически варианту состояния земной коры. Все это позволяет выделить эту область в зону с весьма интенсивным режимом тектонического развития.

Областям Ферганской и Таджикской межгорных впадин свойственны умеренные мощности «гранитного» и «базальтового» слоев, резкое увеличение (до 11 *км*) мощности покровных осадочных формаций (мезо-кайнозойского чехла), встречно обращенные или согласные поверхности М и консолидированного основания, а также локальное и интенсивное развитие основного магматизма.

В отличие от складчатой системы гравитационное поле впадин характеризуется отрицательными значениями аномалий высокой интенсивности, а магнитное поле чаще положительное. Области впадин отвечают изостатически перекомпенсированному (в различной степени) состоянию земной коры. С ними хорошо увязываются области повышенной сейсмической активности.

Имеются основания полагать, что офиолитовый пояс, наметившийся вдоль Северо-Афганской зоны, может быть связан с альпийским тектогенезом.

Исследования показали, что гранитоиды так называемого Гиссарского «батолита» образуют плоское тело грибообразной формы. Аналогичную форму имеет и Каратюбинский гранитоидный массив.

Глава III. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УЗБЕКИСТАНА

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Первые исследователи глубинного строения Средней Азии исходили из модели однослойно-неоднородной земной коры (И. Л. Нерсесов, А. С. Алексеев). Впоследствии стали придерживаться взглядов о существовании трехслойно-однородной земной коры, состоящей из «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев (табл. 7). Было предложено несколько вариантов геологической расшифровки выделенных слоев (табл. 8).

В последние годы сейсмологическими исследованиями установлена неоднородность внутреннего строения отдельных слоев, в связи с чем предложена слоисто-неоднородная модель земной коры (Бутовская и др., 1971), в которой выделяются четыре слоя: «базальтовый», «гранито-гнейсовый», палеозойский и осадочный мезо-кайнозойский.

Установление в пределах Западного Узбекистана отложений докембрия (Абдуллаев и др., 1971) и получение новых данных по фациям регионального метаморфизма дорифейских пород Юго-Западного Гиссара (А. В. Покровский, В. А. Хохлов) позволили существенно уточнить строение верхней части земной коры.

Гипотетические представления о развитии земной коры Средней Азии в свое время высказали А. В. Королев (1959), Н. П. Васильковский (1960), В. И. Попов (1960). По мнению В. И. Попова, граниты выплавляются из «базальтового» слоя, образуя концентрические разрастающиеся «ядерные» зоны. Н. П. Васильковский, подчеркивая, что «гранитный» слой зарождается и развивается лишь в геосинклинальных поясах, придает большое значение гранитизации, в результате которой океаническая кора превращалась в континентальную.

На современном этапе исследований возникла необходимость создания регионально обобщенной модели земной коры и верхней мантии Узбекистана. Для ее построения использованы: а) данные ГСЗ, МОВЗ, сейсмологии; б) сведения по докембрию Западного и Южного Узбекистана и прилегающих районов; в) результаты изучения формаций базитов, гипербазитов и ксенолитов глубинных пород; г) существующие данные по составу и строению земной коры и верхней мантии по другим регионам.

О ПРИРОДЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

В земной коре проявляются в основном три границы — поверхность М, граница К (неповсеместно) и поверхность домезозойского фундамента. Большинство исследователей считают их структурными поверхностями

несогласий (Ю. Н. Годин, И. А. Резанов, В. Е. Хаин и др.), некоторые сопоставляют их с фронтом метаморфизма (А. А. Борисов, И. П. Косминская и др.). С геологических позиций на их происхождение имеются три основные точки зрения: границы разделов выражают собой неравномерность процесса вторичного уплотнения пород с глубиной; соответствуют стратиграфическим границам между различающимися по составу породами; отвечают региональным структурным границам между разновозрастными геологическими комплексами.

Изменение пластовых скоростей в пределах кристаллической коры с изменением глубины происходит сравнительно не резко. Это свидетельствует о том, что здесь в создании границ разделов фактор уплотнения не играл значительной роли.

Наличие слоев с локально отличающимися скоростями является более существенным фактором для выявления границ разделов. В частности, для карбонатных толщ типичны высокие значения граничных скоростей — 6,0—6,6 *км/сек* (карбонатная толща $Д_{2-3}$), а для вулканитов основного — среднего состава ($С_{1-2}$) — пониженные — 5,2—5,6 *км/сек*, что обусловливает появление в сейсмических разрезах участков пониженных скоростей.

Работами Е. М. Бутовской и др. (1971) в пределах земной коры Чаткало-Кураминских гор и Ферганской впадины установлены прослойки и линзы с повышенным значением пластовых скоростей. Так, в «гранитном» слое установлен прослой со скоростью 6,3—6,5 *км/сек*. С. Д. Виноградовым и О. Г. Шаминой (1968) в Гармском блоке на глубине от 12 до 24 *км* отмечена область пониженных скоростей ($V_п$=5,7 *км/сек*), хотя в вышележащем слое скорость достигает 6,1 *км/сек*.

Область пониженных скоростей (инверсия скоростей) соответствует известной в сейсмологии «зоне тени». Судя по годографам профилей ГСЗ Узбекистана, в последующих этапах интерпретации они могут быть выделены как в верхней мантии, так и в земной коре. Эти зоны совпадают с областями повышения электропроводимости, где могут возникать условия, благоприятные для выплавления магм (Косминская, Павленкова, 1973).

Прерывистость и незначительная протяженность отражающих площадок, соответствующих границам раздела (за исключением *M*), вызванным в связи с различием в составе, не позволяют считать фактор состава основным в образовании границ. Однако их наличие указывает на литолого-петрографическую неоднородность слоев земной коры.

Главным фактором в образовании основных границ разделов земной коры, особенно ее верхней части, является, по-нашему мнению, историко-геологический (структурно-формационный).

В Г. Бондарчук (1971) полагает, что границы раздела соответствуют «первичным тектоорогеническим уровням», каждый из которых свидетельствует о завершении определенного длительного этапа развития планеты.

Н. А. Беляевский и др. (1972) считают, что сейсмические границы до глубин 10—12 *км* соответствуют реальным геологическим, а на уровнях основания «гранитного» слоя начинают преобладать границы, связанные с химическими превращениями пород при их метаморфизме в условиях высоких давлений и температур. Поверхность *M* является, по их мнению, изоскоростным разделом и совпадает на континентах с кровлей эклогитизированых пород, а в океанах — перидотитовой (пиролитовой) верхней мантии. В океанах ей соответствуют температу-

Таблица 7

Скоростные и плотностные параметры земной коры и верхней мантии

Выделяемые слои и их параметры по регионам	СССР, по И. С. Вольвовскому, 1971 г.	Юго-восток Средней Азии, по В. И. Уломову, 1966 г.	Восточный Узбекистан, по Е. М. Бутовской, 1971, 1973 гг.	Западный Узбекистан, по Ф. Х. Зуннунову, Т. Эргешеву, 1971 г.	Узбекистан, по М. Б. Зильберштейну, Д. А. Шапошниковой, 1973 г.
	Осадочный, $V_п = 2,4 - 4,6$ *км/сек*, $V_г = 1,7 - 5,5$ *км/сек*	Осадочный, $V_п = 4,5$ *км/сек*	Осадочный мезо-кайнозойский, $V_п = 3,6 - 4,5$ *км/сек*	Осадочный мезо-кайнозойский, H = 0 — 3,2 *км*, $V_п = 1,8 - 3,2$ *км/сек*	Осадочный мезо-кайнозойский, H = 0 — 12 *км*, $\sigma = 2,0 - 2,55$ *г/см*
			Палеозойский, $V_п = 5,0 - 5,4$ *км/сек*	Осадочный рифей-палеозойский, H = 0,4 *км*, $V_г = 4,1 - 6,6$ *км/сек*	Осадочный рифей-палеозойский, H = 0,6 *км*, $\sigma = 2,6$ *г/см*^{3}
	„Гранитный“, $V_п = 5,4 - 6,4$ *км/сек* $V_г = 5,5 - 7,5$ *км/сек*	„Гранитный“, $V_п = 5,7 - 6,0$ *км/сек*	Домезозойский высокоскоростной с трещиноватыми гранитами, $V_п = 5,5 - 5,9$ *км/сек*	„Гранитный“ (интрузивные плутоны, архей (?)-нижнепротерозойские образования), H = 0 — 18 *км*, $V_п = 5,7 - 5,9$ *км/сек*, $V_{г\gamma} = 5,1 - 6,0$ *км/сек*, $V_{гА-Pt_1} = 5,9 - 6,1$ *км/сек*	„Гранитный“, H = 0 — 18 *км*, $\sigma = 2,5 - 2,7$ *г/см*^{3}
			Гранито-гнейсовый (первый подслой) $V_п = 6,0 - 6,3$ *км/сек*	„Диоритовый“, H = 0 — 20 *км*, $V_п = 6,1 - 6,4$ *км/сек*,	„Диоритовый“, H = 0 — 20 *км*, $\sigma = 2,8$ *г/см*^{3}
			Диоритовый: Гранито-гнейсовый (второй подслой), $V_п = 6,3 - 6,5$ *км/сек*		
			Диоритовый: Гранито-гнейсовый (третий подслой), $V_п = 6,6 - 6,7$ *км/сек*		
	„Базальтовый“, $V_п = 6,3 - 7,4$ *км/сек*, $V_г = 6,6 - 7,6$ *км/сек*	„Базальтовый“, $V_п = 6,4 - 6,5$ *км/сек*	Базальтовый (первый подслой), $V_п = 6,8 - 7,0$ *км/сек*	„Базальтовый“, H = 17 — 25 *км*, $V_п = 6,6 - 6,9$ *км/сек*	„Базальтовый“, H = 15 — 30 *км*, $\sigma = 3,0$ *г/см*^{3}
			Базальтовый (второй подслой) $V_п = 7,1 - 7,4$ *км/сек*		
			Эклогитовый, $V_п = 7,1 - 7,6$ *км/сек*	Переходный от земной коры к верхней мантии, H = 4 — 7 *км*, $V_п = 7,5 - 7,7$ *км/сек*, $V_г = 6,8 - 8,3$ *км/сек*	
	Верхняя мантия, $V_п = 8,0 - 8,4$ *км/сек* $V_г = 7,9 - 8,7$ *км/сек*	Верхняя мантия, $V_п = 7,8 - 7,9$ *км/сек*	Верхняя мантия, $V_п = 7,9$ *км/сек*	Верхняя мантия, $V_г = 7,8 - 8,6$ *км/сек*	Верхняя мантия, $\sigma = 3,2 - 3,6$ *г/см*^{3}

Таблица 8

Геологические модели земной коры и верхней мантии

По И. С. Вольвовскому, 1971 г.	По В. В. Белоусову, 1968 г.	По Е. Е. Милановскому, В. Е. Хаину, 1964 г.	По В. И. Попову, 1972 г.		По О. М. Борисову, 1970 г.
			Оболочка (и подоболочка)	Соответствующие породы	
Осадочный слой	Осадочный слой	Осадочный чехол платформ (вторичный), осадочный или осадочно-вулканогенный комплекс современных геосинклиналей (первичный)	Осадочная (покровная)	Кайнозойские и мезозойские	Осадочный мезокайнозойский чехол
			Осадочно-метаморфическая (цокольная)	Палеозойские	
„Гранитный" слой	Гранито-гнейсовый слой (сложен метаморфическими породами зелено-сланцевой, амфиболитовой фаций, а также гранитами анатектонического происхождения, кислыми породами гранитоидного состава)	Гранито-метаморфический (метаморфический) слой	Гранито-гнейсовая (кристаллическая фундаментная)	Граниты	Палеозойский фундамент
					Метаморфический рифей-вендский покров
					Гранито-гнейсовое кристаллическое основание
„Базальтовый" слой	Гранулито-базитовый слой (сложен метаморфическими породами гранулитовой фации и средними, основными кристаллическими породами)	Метабазальтовый (метаморфический глубинный) слой	Метабазитовая: Собственно метабазитовая	Габбро	Гранулито-эклогитовый цоколь
			Метабазитовая: Ультрабазитовая	Промежуточные между габбро и дунитами (пироксениты и перидотиты)	
	Эклогитовый слой				
Верхняя мантия	Верхняя мантия (сложена перидотитами)	Верхняя мантия	Перидотитовая	Дунит	Верхняя мантия

ра 200°С и давление 2—3 *кбар,* а на континентах — 500—600°С, 8—12 *кбар* (Беляевский, 1973).

Е. А. Любимова и др. (1964), Ю. Н. Зуев и др. (1971), Б. Б. Таль-Вирский (1972) считают, что поверхности фундамента и *М* не могут приниматься за изотермические. Г. Б. Удинцев и Л. В. Дмитриев (1972) по результатам изучения серпентинизированных ультраосновных пород рифтовых зон Индийского океана показали, что серпентинизация совершается без участия океанической воды и обусловлена процессами дегазации.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Исследованиями Института физики Земли АН СССР им. О. Ю. Шмидта установлено, что одной из особенностей Среднеазиатского региона является нахождение его в пределах планетарной аномалии пониженных значений силы тяжести субмеридионального простирания, включающей также Западную и Центральную Сибирь, Казахстан, Индию, центральную и восточную части Индийского океана.

А. Б. Пешков и Ф. Садиков (1973), сопоставляя геофизические характеристики (связь между фазовыми скоростями поверхностных волн и аномалией Буге, значениями тепловых потоков, скоростями волн и анизотропией) юго-востока Средней Азии с аналогичными данными для Канадского щита и Японии, установили, что земная кора Средней Азии характеризуется промежуточными вещественными свойствами названных регионов.

В Средней Азии мощность земной коры увеличивается в областях неотектонической активизации. Большинство исследователей объясняют это увеличением мощности «базальтового» слоя за счет верхней мантии. Однако в последние годы появилось мнение, что увеличение мощности земной коры обусловлено не столько глубинными факторами, сколько результатом развития самой коры (Борисов, 1970; Белявский, Вольвовский, 1971; Кунин, 1971). Так, в частности, в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня с запада на восток установлено увеличение мощности рифей-палеозойской толщи почти в два раза (от 5—8 до 13—15 *км*).

В Тянь-Шане рельеф компенсируется толщиной кристаллической коры, т. е. в пределах горных возвышенностей и хребтов она увеличивается, а передовых, межгорных прогибов (впадин) — сокращается, что отражает изостатическое равновесие земной коры. Об этом же свидетельствуют результаты исследований на Кавказе (Юров, 1963).

Современные вертикальные движения земной коры не имеют четко выраженной связи с региональными гравитационными аномалиями, хотя график сопоставления их отражает в целом стремление больших областей к восстановлению изостатического равновесия (Магницкий, Калашникова, 1971). Это позволяет предположить, что мощность кристаллической части земной коры является первичной, а некоторое ее утолщение за счет домезозойского фундамента в пределах Чаткала, Туркестано-Алая и Северного Памира обусловлено скучиванием толщ в связи с проявлением тангенциальных движений в герцинский этап тектогенеза, а не результатом «гигантского тангенциального напора глубинных структур Памиро-Гиндукуша» в мезо-кайнозойское время, как это утверждает В. И. Уломов (1973). О первичности мощности кристаллической части земной коры свидетельствуют результаты ГСЗ по профилям Фараб—Тамдыбулак, Карабекаул—Койташ; в пределах Кульд-

жуктау, Аристантау, Тамдытау, Токтыныктау (Зуннунов и др., 1973) и Нуратау (Годин и др., 1960; Вольвовский и др., 1961) отмеченная мощность составляет порядка 40 *км*.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В строении земной коры и верхней мантии (снизу вверх) принимают участие следующие слои: «астеносферный» («базальтово-пикритовый»), «перидотитовый», «базальтовый», «гранитный» (с «диоритовым» и «гранито-гнейсовым» подслоями) и осадочный (с осадочно-вулканогенным метаморфизованным и собственно осадочным подслоями; табл. 9). Названия в значительной степени условны и основаны на предположении о том, что физические свойства этих слоев близки по своим значениям к таковым в соответствующих горных породах.

«Астеносферный» слой под океанами залегает на глубине 40—80 *км*, а под материками — 100—150 *км*. Подошва слоя в первом случае расположена на глубине 400 *км*, а во втором — 200—250 *км* (Белоусов, 1973). Для слоя характерно уменьшение скорости до 7,7 *км/сек* (Камчатка, Курильские острова).

В пределах Средней Азии этот и последующий («перидотитовый») слои выделяются предположительно на основе весьма немногочисленных и недостаточно надежных данных. Слой пониженной скорости впервые был выделен А. А. Лукком (1966) по профилю Памир — р. Лена по сейсмологическим данным на глубине 110—150 *км*. Им высказана вероятность наличия второго волновода на глубине 240—390 *км*.

По данным магнито-теллурического зондирования (МТЗ), кровля «астеносферного» слоя в Юго-Западном Гиссаре (перевал Акрабат) расположена на глубине 110 *км* (Ю. Н. Зуев, В. А. Пак), в Туранской низменности — 150 *км*, Прикаспийской впадине — 110—120 *км*, Южно-Каспийской впадине — 60—80 *км* (Н. А. Беляевский и др.), Мугоджарах — 160—180 *км*, в Тургайском прогибе — 80—100 *км* (А. А. Абдулин, А. Н. Антоненко).

По существующим представлениям, слой служит основным источником регенерации базальтовой магмы, пикритов и поэтому предполагается преимущественно базальтово-пикритовым (В. С. Соболев и др.). Б. В. Белоусов (1968) считает, что волновод сложен теми же перидотитами, что и верхняя мантия, но с 10% содержанием эмульсии базальтов. В. А. Магницкий (1968), рассмотрев физическую природу слоя, показал, что он связан не столько с эффектом высоких геотермических градиентов, сколько с эффектом высоких температур и сопровождается частичной аморфизацией первичного вещества мантии (пиролита?), но без существенного изменения химического состава.

Многие исследователи (В. В. Белоусов, Д. Х. Грин, Г. С. Горшков и др.) поддерживают мнение о «сквозькоровом» характере базальтоидного магматизма, полагая, что магмогенерирующие очаги располагаются в основном в пределах волновода. В пользу этого говорит наличие ультраосновных и эклогитовых включений — вестников больших глубин — в некоторых трубках взрыва, связь регионов базальтопроявлений с очагами землетрясений. В связи с этим привлекает к себе внимание обнаружение в последнее время в Южном Гиссаре, Гарме, Нуратау, Южной Фергане и других местах Южного Тянь-Шаня верхнепалеозойских трубок взрыва и даек, сложенных пикритами, пикритовыми порфиритами, анальцимовыми трахибазальтами, мончикитами и лимбургитами с включениями обломков разнообразных глубинных пород (Баратов и др., 1970; Баратов, Мушкин, 1971; Хамрабаев и др., 1971; Муш-

кин и др., 1972; Хамрабаев, 1972). Трубки щелочных базальтоидов с ксенолитами гранулитов и эклогитов установлены на Восточном Памире (Акимов, Семенов, 1971).

Базальтоиды из трубок Южного Тянь-Шаня по составу близки континентальным оливиновым базальтам. Из них пикритовые порфириты обладают плотностью (2,9 *г/см*^{3}), магнитной восприимчивостью (1000—1050 · 10^{-6} CGSM) и теплопроводностью (4,5—5,0 · 10^{-3} *см · град/сек*). В них установлены шпинель и минерал, напоминающий муассонит (по данным И. Е. Гамалеева).

Р. Б. Баратов и др. (1970) на основании ряда критериев предполагают, что базальтово-пикритовая магма в Южном Гиссаре поднималась с глубин не менее 75 *км* (скорее всего 100—150 *км*), а состав в зоне магмогенерации был пироксенитовым или перидотит-пироксенитовым. И. Х. Хамрабаев (1972) на основании предположений Д. Грина, А. Рингвуда и др. полагает, что пикритовые порфириты Северного Нуратау и Южной Ферганы являются продуктами наиболее глубоких (90—100 *км*) магматических очагов. По его заключению, пикриты по составу отвечают «пиролиту» А. Рингвуда.

Примерное совпадение глубины залегания высокопроводящего слоя по данным МТЗ с рассчитанными глубинами магмогенерируемых очагов по геологическим материалам позволяет предположить состав «астеносферного» слоя базальтово-пикритовым.

«Перидотитовый» слой имеет мощность в пределах 40—50 *км*. Для него характерно нарастание скорости от 7,8 до 8,9 *км/сек* (Рябой, 1966).

Н. К. Булин (1969) отмечает до глубины 100—150 *км* несколько границ раздела, которые выражены более четко в пределах Туранской низменности и менее четко — на Памире и горном Тянь-Шане. Четкие границы прослежены в Туркмении на глубинах 60 и 80—90 *км*. На отдельных участках Памира и Южного Тянь-Шаня выделяется поверхность, расположенная на 20—30 *км* ниже границы М. В целом же поверхность «перидотитового» слоя характеризуется скоростью 7,8—8,2 *км/сек*. Постоянство этих значений, не зависящих от глубины залегания слоя, свидетельствует о довольно высокой основности слагающих его пород.

О составе мантии и термодинамических ее особенностях можно судить по данным А. П. Виноградова, В. В. Белоусова, С. И. Субботина, В. А. Магницкого, а также по составу гипербазитовых интрузий и немногочисленных ксенолитов в породах трубок взрыва. Большинство исследователей считают вещество верхней мантии тугоплавким остатком после отделения базальтов и полагают, что оно в основном сложено перидотитами с линзами и прослоями пироксенитов, лерцолитов, реже — вебстеритов, дунитов и плагиоклазитов. В связи с метаморфизмом среди них предполагаются шпинелевые, гранатовые жадеитовые, корундовые разности, а также гросспидиты, корундовые, алмазсодержащие и обычные эклогиты.

Подобный состав верхней мантии обосновывается; а) результатами сейсмических исследований, б) экспериментами при высоком давлении и температуре, в) изучением ксенолитов эклогитов и основных — ультраосновных пород из базальтовых и алмазоносных трубок, г) установлением глубинного происхождения гипербазитов офиолитовых поясов, д) изучением основных — ультраосновных проявлений в пределах рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

В щелочно-базальтовых трубках Южного Гиссара установлены ксенолиты шпинелевых, оливиновых и гранатовых пироксенитов и в

меньшей мере лиственитов и лиственитизированных гипербазитов (лерцолитов?). Формирование таких пироксенитов, на основании расчета термодинамических характеристик, происходило при 1000° и 20 *кбар* (Ба-

Геолого-геофизические параметры земной коры и

Область	Слой	Подслой, мощность	Фация прогрессивного метаморфизма	Пластовая скорость, *км/сек*	Граничная скорость, *км/сек*	Сос по обнажениям
А (земная кора)	Осадочный	Осадочный мезокайнозойский чехол, 0—11 *км*		1,8—4,5		Слабоуплотненные отложения мезозоя и кайнозоя
		Осадочно-вулканогенный метаморфизованный, 0—14 *км*	Зеленосланцевая	4,5—6,0		Сланцы, песчаники, алевролиты, кремнистые породы, карбонаты, вулканиты рифея и палеозоя
	„Гранитный"	„Гранито-гнейсовый", 7—25 *км*	Амфиболитовая	5,5—6,3	5,1—6,1	Кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, плагиограниты архея — нижнего протерозоя, гранитоиды палеозоя
		„Диоритовый". 0—7 *км*		6,1—6,7		
	„Базальтовый"	7—30 *км* „Коро-мантийный (эклогито-серпентинитовый)", 0—7 *км* 40—50 *км*	Гранулитовая	6,6—7,4		
В	„Перидотитовый"		Эклогитовая	7,4—7,7		Серпентиниты, эклогиты
					7,8—8,9	Тела гипербазитов (гарцбургиты, реже лерцолиты, пироксениты, дуниты)
С	„Астеносферный"	Первый волноводный („базальтово-пикритовый"), 60—90 *км*			7,7	Трубки взрыва и дайки щелочных базальтоидов, мончикитов, лимбургитов и тела пикритов и пикритовых порфиритов

ратов и др., 1970, 1971). Обилие ксенолитов пироксенитов и их эклогитизированных разностей свидетельствует о преобладающем ультра-

основном составе верхней мантии. Средняя плотность ксенолитов пироксенитов 3,14, магнитная восприимчивость их от 27 до 150·10⁻⁶ CGSM,

Таблица 9

верхней мантии Срединного и Южного Тянь-Шаня

тав по ксенолитам из трубок взрыва	Физические параметры по образцам: плотность, *г/см³*	давление, *кбар*	температура, °С	Вероятный состав слоев
	1,8—2,65			
	2,3—2,8			
Гнейсы и кристаллические сланцы	2,6—3,1	6,5—11	680—800	
Кислые гранулиты, гиперстеновые и биотит-гранатовые гнейсы	2,8	8—9	800	Гранулиты (40—50%), мигматиты и гнейсы (20—30%), кристаллические сланцы (10—20%), плагиоклазиты и гранитоиды (10—15%)
Эклогитоподобные породы, габбро, гиперстеновые и силлиманитовые гнейсы	2,8—3,1	8—12	800—1000	Плагиоклазиты и габбро-нориты (50—60%), гранулиты и гнейсы (20—30%), коровые эклогиты (10—20%)
Серпентиниты и эклогитоподобные породы	2,9—3,25	?	?	Серпентиниты (20—40%), эклогитизированные породы и эклогиты (60—80%)
Шпинелевые, оливиновые и гранатовые пироксениты, лерцолиты, вебстериты	3,1—3,6	20	1000	Гарцбургиты, эклогиты (до 80%), пироксениты и лерцолиты (до 15%), вебстериты и габбро (5%)
	2,9	10—15(?)	1000—1250	Аморфизованная слабодифференцированная базальтово-пикритовая ассоциация

роговообманкового вебстерита соответственно 3,13 *г/см³*, 60,5 ± 20,5·10⁻⁶CGSM.

А. П. Акимов и Г. С. Семенов к породам верхней мантии относят ксенолиты кианитовых эклогитов из трубки «Агаджан» Восточного Памира, плотность которых 3,2 *г/см*^{3}, а скорость 8,0 *км/сек*. По расчетам, породы вынесены с глубины более 65 *км*.

В пределах Южного Тянь-Шаня согласно простиранию глубинных разломов располагаются цепочки гипербазитов, которые рассматриваются как производные верхней мантии (Хамрабаев и др., 1971; Хамрабаев, 1972). Они представлены в основном серпентинизированными гарцбургитами, реже встречаются лерцолиты, пироксениты, дуниты, габброиды.

Как отмечают Г. Б. Удинцев и Л. В. Дмитриев (1972), ультраосновные породы рифтов по составу и микроструктурам близки альпинотипным гипербазитам континентов дунит-гарцбургитовой серии. Среди них преобладают гарцбургиты (80%), реже встречаются лерцолиты или плагиоклазовые лерцолиты (до 20%), крайне редки пироксениты, трактолиты и другие переходные к габбро породы. Они также в значительной степени серпентинизированы.

Исходя из наличия ксенолитов в трубках щелочных базальтоидов Южного Тянь-Шаня и Памира и считая, что и гипербазиты также являются прямыми представителями верхней мантии, можно полагать, что «перидотитовый» слой сложен преимущественно гарцбургитами (до 80%), в меньшей мере пироксенитами и лерцолитами (до 15%) и в еще меньшей — вебстеритами и другими разностями, переходными к габбро. В связи с метаморфизмом в них имеются шпинелевые и гранатовые разности, эклогитизированные породы и реже эклогиты. Плотность пород слоя варьирует от 3,1 до 3,6 *г/см*^{3}.

«Коро-мантийная смесь» впервые была выделена К. Куком в сейсмическом разрезе Скалистых гор. По мнению В. В. Белоусова (1968) и Н. А. Беляевского и др. (1972), она должна быть связана на континентах с эклогитообразованием. По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак (Зуннунов и др., 1973) она выделена в качестве прерывистого элемента разреза мощностью до 4—7 *км* и скоростью $V_п$=7,5—7,7 *км/сек* и в виде небольших линз со скоростью 7,4—7,6 *км/сек* отмечена в Восточном Узбекистане (Е. М. Бутовская).

Переходная от земной коры к верхней мантии зона ($V_г$=7,2 *км/сек*) установлена под осевой частью Аравийско-Индийского хребта в рифтовой зоне и, по мнению Л. В. Дмитриева и др. (1972), благоприятна для усиленного развития процесса серпентинизации океанических гипербазитов и вызвана подъемом расплавов и особенно дегазацией вещества мантии.

В пределах Средней Азии «коро-мантийная смесь» также может быть представлена серпентинизированными гипербазитами и серпентинитами. Плотность их в условиях высоких давлений возрастает до 3,0—3,25 *г/см*^{3}. В этих случаях вероятны проявления процесса эклогитизации. В частности, эклогитоподобные породы установлены в трубке «Агаджан» на Восточном Памире. Плотность этих пород равна 2,9—3,0 *г/см*^{3}, скорость — 7,7—7,9 *км/сек*, что соответствует глубине около 50 *км* (Акимов, Семенов, 1971).

По мнению В. С. Соболева, низам коры соответствуют эклогитизированные породы с плотностью 3,1—3,25 *г/см*^{3}, а «мантийные» эклогиты из кимберлитовых трубок с плотностью 3,45 *г/см*^{3} отмечены на глубине 100 *км* (Беляевский, 1973). Последние значения также соответствуют эклогитам, синтезированным искусственным путем.

На основании приведенных фактов можно предположить, что «коро-

мантийная смесь» в Средней Азии связана с породами эклогито-серпентинитового состава.

«Базальтовый» слой расположен в нижней части земной коры. Снизу четко ограничен границей *М*, сверху — *К*. Предполагалось, что он сложен породами, по составу соответствующими базальтам и основным интрузивным телам. И. А. Резановым (1963) высказана гипотеза, согласно которой «базальтовому» слою соответствует первичная кора Земли основного состава раннеархейского или доархейского возраста. В. В. Белоусов (1968) считает, что слой сложен породами гранулитовой фации метаморфизма, по-видимому, метаморфизм происходил при температуре до 1000° и давлении 8—12 *кбар*. В этих условиях будут устойчивы эклогитовые гранулиты с линзами эклогитов (за счет прослоев базальтовых пород повышенной железистости или с основным плагиоклазом $A_n > 50\%$), магнезиальные пироксеновые гранулиты без гранатов со средним и кислым плагиоклазом и гиперстен-силлиманитовые гнейсы (с малым количеством кварца).

В последние годы появились сведения о выходах на дневную поверхность образований «базальтового» слоя. М. З. Глуховский и И. Е. Павловский (1973) по р. Сутам (Алданский щит) выделили катархейские ($> 4{,}5$ млрд. лет) породы, сходные по составу с толеитовыми и лунными базальтами. Это — породы, близкие к габбро-норитам и кварцевым диоритам с подчиненными прослоями гранат-кордиерит-силлиманитовых гиперстен-кордиеритовых, биобит-сапфирин-двупироксеновых гнейсов (кислые гранулиты), а также магнетитовые кварциты и линзы кальцифиров. Степень метаморфизма гранулитовая (10—12 тыс. *атм* и 700—900°). Плотность основных пород 3,05—3,51 *г см*^{3}, скорость 6,36—7,02 *км/сек*.

Мощность слоя в Средней Азии неравномерно увеличивается с 17 *км* (Приаралье) до 22 (Фергана) и 25 *км* (Памир). На территории СССР слой характеризуется скоростью $V_п = 6{,}3—7{,}4$ *км/сек*, а в пределах Западного Узбекистана — 6,6—6,9 *км/сек*. Последние значения на востоке Узбекистана (Ферганская впадина) соответствуют скоростям третьего подслоя гранито-гнейсового слоя с $V_п = 6{,}6—6{,}7$ *км/сек* и первого подслоя базальтового слоя с $V_п = 6{,}8—7{,}0$ *км/сек* (Бутовская и др., 1971). Выделяемый здесь второй базальтовый подслой с $V_п = 7{,}1—7{,}4$ *км/сек*, представленный в виде линз и удлиненно-пластовидных тел (высокоскоростных включений), на территории Западного Узбекистана отсутствует.

По мнению В. И. Уломова (1966), на юго-востоке Средней Азии «базальтовый» слой характеризуется пониженной скоростью — $V_п = 6{,}4—6{,}5$ *км/сек*, что связано с необоснованной идентификацией волн $P^м_{отр}$ с преломленными от границы К. Отмеченные значения соответствуют кажущимся скоростям волн $P^м_{отр}$ на удалении 180—240 *км* от пункта взрыва.

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак «базальтовый» слой имеет мощность 17—25 *км*. Здесь слоистая часть разреза (участки расположения отражающих площадок), по-видимому, соответствует блокам пород осадочно-вулканогенного происхождения, в результате метаморфизма превращенных в эклогито-гранулитовые образования.

А. П. Акимов и Г. С. Семенов (1971) к «базальтовому» слою относят ксенолиты полевошпатовых и эклогитизированных гранулитов из трубки «Агаджан» Восточного Памира. Плотность их равна 2,9—3,1 *г/см*^{3}, скорость — 6,7—6,8 *км/сек*.

И. В. Мушкиным и др. (1972) из даек щелочных габброидов Северного Нуратау описаны двупироксеновые и гранат-пироксеновые гней-

сы, по химизму сопоставимые с оливиновыми габбро и габбро-норитами. Плотность их равна соответственно 2,83 и 2,96 *г/см*^{3}, магнитная восприимчивость — 336,7±161,4 и 485±168,2·10^{-6} CGSM. Температура их образования — 870°С.

Ксенолиты эклогитоподобных пород, габбро, базальтов, гиперстеновые и силлиманитовые гнейсы из вулканических трубок Южного Гиссара рассматриваются Р. Б. Баратовым и др. (1970) как обломки пород «базальтового» слоя. Плотность эклогитов в ксенолитах 3,0—3,1 *г/см*^{3}, магнитная восприимчивость 150—300·10^{-6} CGSM, гранулитов соответственно 2,8 *г/см*^{3} и не более 30—40·10^{-6} CGSM.

Присутствие в ксенолитах базальтоидных пород Южного Тянь-Шаня и Памира гранатов пироп-альмандинового ряда с железистостью ниже 40 указывает на наличие глиноземистых пород, недосыщенных кремнеземом. По-видимому, их представителями являются гиперстеновые, силлиманитовые, шпинелевые и корундовые сланцы и гнейсы, а также единичные биминеральные пироксен-гранатовые породы (эклогиты и эклогитоподобные). Наличие парагенезиса пироповый гранат+ +геперстен + плагиоклаз + кварц позволяет относить сланцы и гнейсы к группе эклогитовых гранулитов. Общее содержание кремнезема в этих породах не превышает 50%,по составу они изохимичны габброидам. Следовательно, состав «базальтового» слоя по преобладающим породам является эклогито-гранулитовым.

«Гранитный» слой разделяется на два подслоя: нижний — «диоритовый» и верхний — «гранито-гнейсовый». На территории СССР слой в целом характеризуется скоростью $V_п$=5,4—6,4 *км/сек*, $V_г$=5,5—7,5 *км/сек* (Вольвовский, 1971), а на юго-востоке Средней Азии — $V_п$=5,7—6,0 *км/сек* (Уломов, 1966).

«Диоритовый» подслой на Урале, в Центральном Казахстане выделяется условно в качестве слоя и характеризуется скоростью 6,0—6,4 *км/сек* и плотностью 2,85—2,9 *г/см*^{3} (Андреев, 1964). В Забайкалье выделен диорит-метаморфический слой (Менакер, 1972), характеризующийся плотностью 2,75 *г/см*^{3}. В Средней Азии диоритовый слой впервые предложено выделять И. Х. Хамрабаевым (1971), М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым (в кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года», 1971), в Западном Узбекистане — Ф. Х. Зуннуновым и др. (1973). В последнем регионе он характеризуется скоростью $V_п$=6,1—6,4 *км/сек*, его нижней границей является поверхность *К*, верхней — подошвы интрузивных плутонов и архей (?)-нижнепротерозойских образований.

На территории СССР по значениям скоростей «диоритовый» подслой соответствует низам «гранитного» слоя, а в Восточном Узбекистане — второму и третьему подслоям «гранито-гнейсового» слоя (Бутовская и др., 1971), соответственно характеризующимся скоростями $V_п$=6,3—6,5 и 6,6—6,7 *км/сек*. По скоростным и плотностным (2,8 *г/см*^{3}) параметрам подслою соответствуют породы диоритового состава и измененные породы основного (метабазальты, амфиболиты и метагаббро).

Предполагается, что по преобладающему составу «диоритовый» подслой является гранулито-гнейсовым с телами гранитоидов. Это отмечается в пределах Канадского щита, на востоке Индии и Африки, где подслой представлен в основном гранито-гнейсовым основанием возрастом 3,5—3,2 млрд. лет, чернокитовыми поясами и более молодыми (местами гранитизированными) осадочно-вулканогенными толщами киватинского типа возрастом около 3,0 млрд. лет (Косыгин и др., 1972; Долгинов и др., 1973).

«Гранито-гнейсовый» подслой сложен архей(?)-нижнепротерозойскими образованиями и интрузивными массивами в основном позднепалеозойского возраста. Интрузивным массивам принадлежит значительное место в строении подслоя. В пределах Западного Узбекистана подслой характеризуется скоростью $V_{п}$=5,7—5,9 *км/сек*, $V_{Г_{A-pt_1}}$=5,9—6,1 *км/сек*, $V_{Гj}$=5,1—6,0 *км/сек*, причем наименьшие значения $V_{г}$=5,1—5,3 *км/сек* соответствуют гранитоидам кислого состава, средние — 5,3—5,7 *км/сек* — гранитоидам повышенной основности, высокие — 5,9—6,0 *км/сек* — габброидам (Т. Эргешев). В Восточном Узбекистане подслой соответствует домезозойскому высокоскоростному слою с трещиноватыми гранитами с $V_{п}$=5,5—5,9 *км/сек* и первому подслою гранито-гнейсового слоя с $V_{п}$=6,0—6,3 *км/сек* (Бутовская и др., 1971).

Одни и те же комплексы пород в разрезе земной коры Восточного и Западного Узбекистана обладают несколько различающимися скоростями (табл. 7). Это, вероятно, объясняется тем, что в Восточном Узбекистане выше «гранито-гнейсового» подслоя располагается мощная толща (до 20 *км*) осадочно-вулканогенных образований палеозоя, которая в Западном Узбекистане имеет сокращенную мощность. Состав пород также может существенно влиять на изменение скоростных параметров. Так, в частности, в Южном Тянь-Шане с запада на восток увеличивается степень карбонатности пород и появляются значительные по мощности карбонатные толщи.

Архей (?)-нижнепротерозойские образования мощностью до 3—6 *км* являются геосинклинально-складчатыми и по возрасту сопоставляются с карелидами. В северной и южной частях профиля ГСЗ Фараб—Тамдыбулак подобные образования залегают на глубине 2—3 *км*, а в районах Кульджуктау, Аристантау и Южного Тамдытау значительно приподняты и расположены на глубине до 0,2 *км*. Здесь они имеют сокращенную мощность. Их поверхности характеризуются граничными скоростями 5,9—6,1 *км/сек*.

Архей (?)-нижнепротерозойские образования вскрыты скважинами в районе Газли, обнажаются в Ауминзатау и Северном Тамдытау (ауминзинская и учкудукская свиты). Более полные разрезы их отмечаются в Юго-Западном Гиссаре, Каратегине, Северном Нуратау и Букантау, где выделяются две толщи: нижняя — гранито-гнейсовая и верхняя — зеленокаменная (Абдуллаев и др., 1971).

Гранито-гнейсовая толща (мощность 8—10 *км*) представлена в ядрах куполов мигматитами и гранито-гнейсами, а на их крыльях — высокоглиноземистыми силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми, слюдянами и (гранат)-кордиеритовыми гнейсами и гранито-гнейсами, кварцитами и в значительной степени метабазитами, орто- и параамфиболитами с прослоями мраморов и доломитов. Изотопно-свинцовым методом для биотитовых гнейсов района Каратегина по четырем пробам определен возраст — 2,5—2,9 млрд. лет (Попова и др., 1971). В низах толщи отмечены породы гранулитовой фации метаморфизма — биотитовые гнейсы с гиперстеном и шпинелью.

Зеленокаменная толща (маляндская свита Юго-Западного Гиссара, верхи ауминзинской и учкудукской свит и иттынусайская свита Западного Узбекистана) залегает на предыдущей несогласно, имеет мощность 1—2 *км*. Как видно из литолого-стратиграфической характеристики докембрийских толщ (часть II, гл. I), она представлена чередующимися зелеными сланцами, кварцитами, микрогнейсами с гранатом, хлорито-серицитовыми, мусковитовыми и роговообманковыми

сланцами с прослоями амфиболитов и мраморов. Эти породы главным образом принадлежат к зеленосланцевой (диафторез) и частично эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

В целом кристаллическое основание представляет собой сложно дислоцированную среду с системой изоклинальных складок, с участками массивных тел. Оно разбито на блоки. По геолого-геофизическим данным (Зуннунов и др., 1973), отдельные блоки не только подняты и опущены на различные глубины, но и наклонены под разными углами.

В Юго-Западном Гиссаре метаморфический комплекс пород, по расчетам А. В. Покровского, сформирован на глубине 5—6 *км* при температуре 700—800° и давлении 10—11 *кбар* (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма). По кордиерит-гранатовому парагенезису температура образования составляет 680—750° при давлении 6,5—7,5 *кбар* (В. А. Хохлов).

В трубках взрыва Северного Нуратау и Южного Гиссара имеются ксенолиты амфиболитовой фации — биотитовые, двупироксеновые, кварц-полевошпатовые, полевошпатовые, рутилсодержащие с зеленовато-коричневым гранатом (И. В. Мушкин). Судя по характеру парагенезиса, температура образования минералов равна 740° при 7 *кбар*. Гранито-гнейсовый комплекс Гармского блока сформирован при температуре 500—700° и давлении 2—7 *кбар* (Попова и др., 1971). Эти термодинамические параметры соответствуют глубинам формирования кристаллического основания в пределах 5—10 *км*.

Плотность докембрийских пород в Юго-Западном Гиссаре (В. А. Хохлов) закономерно возрастает сверху вниз по разрезу. Биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы кристаллической серии обладают плотностью 2,68—2,76 *г/см*^{3}, в то время как слюдистые кристаллические сланцы метаморфической серии — 2,64—2,69 *г/см*^{3}. Более высокой плотностью (2,76 *г/см*^{3}) отличаются (гранат)-кордиеритовые гнейсы, причем указанный петрографический тип в разрезе караташской свиты имеет плотность 2,76—2,85 *г/см*^{3}.

Плотность пород амфиболсодержащей группы существенно отличается в продуктах орто- и параряда. Для ортопород она варьирует в пределах 2,81—3,07 *г/см*^{3}, парапород — 2,75—2,89 *г/см*^{3}. Плотность амфиболитов и амфиболовых сланцев Ауминзатау колеблется в пределах 2,97—3,01 *г/см*^{3}, а Северного Тамдытау — 2,91 *г/см*^{3}, гранат-плагиоклазовых микрогнейсов Северного Тамдытау — 2,65—3,07 *г/см*^{3}, пород зеленокаменной толщи Ауминзатау — 2,65—2,96 *г/см*^{3}, Тамдытау—2,89 *г/см*^{3}.

Средний состав подслоя является амфиболито-гранито-гнейсовым. Возрастной диапазон его формирования составляет примерно 1,4 млрд. лет (3,0—1,6 млрд. лет).

Осадочный слой сложен комплексами осадочно-метаморфических отложений рифея—палеозоя и осадочных — мезо-кайнозоя, выделенных в качестве подслоев. В Западном Узбекистане поверхность отложений рифея—палеозоя характеризуется граничными скоростями 4,1—6,6 *км/сек*, а мезо-кайнозойские отложения — средними скоростями 1,8—3,2 *км/сек*. На территории СССР осредненные значения скоростей осадочного слоя следующие: $V_п$=2,4—4,6 *км/сек*, $V_г$=1,7—5,5 *км/сек*, а на юго-востоке Средней Азии — $V_п$=4,5 *км/сек*. В Восточном Узбекистане выделяются осадочный мезо-кайнозойский чехол с $V_п$=3,6—4,5 *км/сек* и палеозойский фундамент с $V_п$=5,0—5,4 *км/сек*.

Осадочно-вулканогенный (метаморфизованый) подслой является частью осадочного слоя, так как сложен в основном осадочно-вулкано-

генными и осадочно-метаморфическими образованиями рифея, венда и палеозоя.

Рифейские отложения по отношению к карельскому основанию составляют платформенный чехол мощностью до 2—3 *км* (аккудукская свита Тамдытау, тасказганская — Ауминзатау и Тамдытау, кокпатасская — Букантау, свита кристаллических сланцев Северного Нуратау, и их аналоги). Сложены они слюдисто-кварцевыми сланцами и алевролитами с горизонтами и прослоями полосчатых кварцитов, песчаников и доломитов. В верхней части толщи собраны озагии, водоросли и бактериальные скопления верхнего рифея (Абдуллаев и др., 1971). Рифейский возраст подтверждается данными определения абсолютного возраста по изохронно-свинцовому методу — 870±20 млн. лет и 920—1300 млн. лет для доломитов из верхов тасказганской свиты Южного Тамдытау (А. И. Ким и Б. Я. Хорева).

К отложениям венда условно отнесена сланцево-песчаниково-алевролитовая толща мощностью до 1 *км* (мурунтауская свита Тамдытау, нижняя подсвита бесапанской свиты Ауминзатау и др.).

Кембрий-нижнедевонские отложения развиты в тех же границах, что и рифей-вендские, и представлены преимущественно терригенными осадками (3—4 *км*). Лишь в узкой полосе вдоль Бесапанского и Южно-Тяньшаньского разломов встречаются продукты излияния базальтового состава. В районе Северного Тамдытау и Букантау обнажаются остатки вулканогенного покрова ($V_г$=4,1—4,5 *км/сек*) из продуктов оливин-базальтовой магмы.

Среднедевон-среднекарбоновые известняково-терригенные отложения между отмеченными разломами являются геосинклинальными образованиями. Они смяты предверхнекарбоновой складчатостью в систему линейных складок, местами с надвиговыми перемещениями, подвергнуты региональному метаморфизму серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и разбиты системой линейных разломов. В раннем карбоне — начале среднего вдоль разломов сформировались покровы диабазов, внедрились тела пикритов, гипербазитов и габбро. Инверсия в верхнем карбоне и перми привела к созданию горно-складчатого сооружения — Южно-Тяньшаньского мегантиклинория. К концу верхнего карбона приурочено становление многофазных гранитоидных плутонов, а к концу перми — щелочных интрузий и отчасти субщелочных тел кислого состава и даек субщелочных лампрофиров и диабазов.

Собственно осадочный подслой представлен мезо-кайнозойским чехлом карбонатно-терригенно-молассового состава. Полный разрез имеется в пределах Амударьинской, Ферганской и Сурхандарьинской впадин, где мощность подслоя достигает 10—11 *км*.

В данной главе обобщены результаты исследований толстослоистой скоростной и соответствующей ей плотностной модели земной коры, а также связи магматизма и метаморфизма с геофизическими полями.

Для уточнения сейсмической модели прежде всего необходимо по всем профилям ГСЗ создать среднеслоистую скоростную модель. В Восточном Узбекистане целесообразно увязать скоростные модели, полученные сейсмологией взрывов и землетрясений. Скоростная модель Восточного Узбекистана, полученная сейсмологией землетрясений (Бутовская и др., 1971), в принципе является приемлемой. Ее следует уточнить путем детальной интерпретации волн, зарегистрированных при ГСЗ, и дополнить сейсмическими границами. В процессе переинтерпретации материалов ГСЗ также необходимы работы по оценке динамики волн, что позволит дифференцировать скоростную колонку, а в

области интерпретации сейсмологических материалов — работы по изучению динамики и статистической оценке волновой картины, что способствует повышению достоверности скоростной модели.

Представление сейсмической модели по различным типам волн в изолиниях скоростей при произвольной скоростной функции и с сейсмическими границами путем многократного процесса решения прямых и обратных задач позволяет сделать их сопоставимыми для различных регионов (Павленкова, 1973). Поле изоскоростей после трансформации в поле изоплотностей является надежной основой для гравиметрических расчетов, что было подтверждено результатами исследований на Украине (Чекунов, 1972). Поэтому на данном этапе исследований по гравиметрии желательно усилить теоретические работы, включая работы по исключению влияния высокогорного рельефа из наблюденного поля.

В ближайшее время начнутся исследования по созданию сейсмической модели верхней мантии с использованием мантийных волн, зарегистрированных по профилям ГСЗ Фараб—Тамдыбулак и Копетдаг—Аральское море. Полученные данные необходимо увязать с результатами магнито-теллурического зондирования. Также необходимо начать изучение физических (особенно скоростных и плотностных) свойств пород в условиях высоких давлений и температур, в первую очередь пород офиолитовой ассоциации и из трубок взрыва, по опорным геологическим маршрутам.

Предложенный комплекс исследований, как полагают авторы, позволит более обоснованно подойти к вопросу изучения связи поверхностных и глубинных структур Узбекистана и тем самым — к созданию более совершенной геолого-геофизической модели земной коры и верхней мантии.

ЧАСТЬ III

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ УЗБЕКИСТАНА

Глава I. К ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ И ДОПАЛЕОЗОЯ УЗБЕКИСТАНА

В монографии «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана» приведены некоторые данные по распределению в осадочных толщах докембрийского и нижнепалеозойского возраста отдельных районов Тянь-Шаня таких элементов, как железо, марганец, медь, свинец, цинк, ванадий, золото, барий, стронций и фосфор. Отмечалась обогащенность некоторых горизонтов этих пород золотом, углеродом и марганцем.

В настоящей работе приводятся новые данные по нахождению и распределению в породах урана, селена, рения, висмута, сурьмы и других элементов. Более детально охарактеризовано поведение сурьмы, мышьяка и висмута в породах Чаткальских гор, меди и органического вещества в отложениях Кураминских гор, урана, золота, селена и др. в метаморфических толщах Западного Узбекистана.

Изучение особенностей распределения важнейших породо- и рудообразующих, а также рассеянных элементов в осадочных толщах и магматических формациях способствует выявлению более достоверных минералого-геохимических индикаторов возможного оруденения в потенциально рудоносных породах различного состава и возраста и послужит основой для разработки геохимической модели земной коры.

К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геохимические исследования домезозойских пород построены на принципах формационного расчленения геологических образований. Изучаются следующие группы формаций (в исторической последовательности): осадочных и осадочно-метаморфических и частично вулканогенных пород докембрия и палеозоя; магматических комплексов докембрия и палеозоя; эндогенных, осадочных и метаморфогенных месторождений.

Изучение геохимии различных пород и руд является важнейшей составной частью программы исследований земной коры. Подходы к решению проблемы строения земной коры и верхней мантии могут быть следующими: а) сравнительное геохимическое изучение всех формаций геолого-геофизическими профилями, проходящими по наиболее интересным и разнообразным породам и эндогенным рудным месторождениям региона; б) изучение геохимических циклов отдельных элементов или их пар по формациям. В дальнейшем следует по этим же профилям провести исследования как жидкой, так и газовой фазы,

так как процессы, протекающие в земной коре и верхней мантии, несомненно, идут с их участием.

Для выяснения геохимии отдельных элементов обязательно установление тех минералов, в которых они фиксируются. Важнейшей задачей при этом является выявление минералогических и геохимических провинций, обладающих теми или иными особенностями. А. С. Уклонский выделяет в пределах Узбекистана и сопредельных районах десять минералогических провинций, резко различающихся по парагенным комплексам минералов, образующих различные генетические типы месторождений.

Понятие «геохимическая провинция» еще не установилось и поэтому существуют различные формулировки его. Геохимическими провинциями главных рудообразующих и редких элементов (Бадалов, 1966) следует считать области или регионы земной поверхности, в которых уже известны или вероятны повышенные концентрации элементов как в виде месторождений или рудопроявлений, так и в самих вмещающих породах различного состава, генезиса и возраста. По этой причине одна и та же область одновременно может быть геохимической провинцией на различные элементы или их естественно-парагенетические комплексы (в осадочных и эндогенных рудных формациях и т. д.), характеризующей как разновозрастное оруденение (независимо от геологического возраста или тектоно-магматических циклов), так и эпигенетическое (обычно эндогенное) или сингенетичное по отношению к вмещающим породам.

Выявление геохимических провинций предполагает изучение геохимических циклов интересующих нас элементов, т. е. воссоздание процессов, приводящих к их концентрациям, имеющим как геохимическое, так и практическое значение.

Для изучения геохимических циклов отдельных элементов необходимо проведение следующих исследований:

1. Выявление общего количества минералов, содержащих данный элемент, их распространения по генетическому признаку (от ранних к более поздним) и типу соединения и т. д.

2. Для каждого химического элемента изучается полный цикл распределения — от вмещающих пород, процессов их изменений, рудных зон, тел и отдельных минералов (качественные данные).

3. Выявление количественного распределения минералов во всех указанных геологических образованиях.

4. Установление формы нахождения рассматриваемого элемента во всех этих образованиях и, в частности, минералов-носителей и концентраторов.

5. Выявление роли сопутствующего комплекса или пар элементов и резко преобладающих компонентов в геохимии других элементов.

6. Изучение величин отношений количественных содержаний для отдельных пар элементов и их использование в генетических целях (серебро/золото, молибден/рений, железо/медь, цинк/свинец и др.).

7. Изучение изотопных сдвигов отдельных элементов: серы, кислорода, углерода и др.

8. Выяснение форм переноса элементов в эндогенных процессах.

9. Выявление роли вмещающих пород в процессах возникновения концентраций — от осадителя до возможного активного источника.

Геохимические методы полевых исследований должны опираться на методически правильный сбор и обработку каменного материала для каждого вида анализа. Основным требованием является предста-

вительность проб: каждая проба должна характеризовать определенное геологическое образование или его часть (жила, пласт, горизонт).

Крайне важно соблюдение правил подготовки проб для анализа. Нередко только по этой причине результаты анализов неправильно интерпретируются. В принципе необходимо, чтобы для каждого определенного элемента или его изотопа была составлена специальная методика взятия и обработки проб для проведения определенного вида анализа.

Состояние геохимических исследований в Узбекистане в настоящее время следующее:

I. Геохимия осадочных и осадочно-метаморфических формаций докембрия и палеозоя изучается в недостаточной степени. Остаются неясными многие вопросы минералогического состава и распределения в этих породах комплекса главных рудообразующих и редких элементов, что необходимо для установления их возможной роли в последующих процессах метаморфизма. Различные магматические породы в связи с активной ролью среды приобретают черты геохимической или металлогенической специализации.

Древнейшие осадочно-метаморфические формации характеризуют наиболее глубокие части разреза, доступные исследованию прямыми методами. Подобные исследования проводятся только в отдельных рудных районах, однако их масштабы и особенно детальность недостаточны для более полной характеристики этих формаций. Литологическое изучение палеозойских пород проводится еще в небольших масштабах, хотя о значении древнейших осадочно-метаморфических формаций свидетельствует приуроченность к ним повышенных концентраций ванадия, молибдена, фосфора, золота, редких земель и других элементов, представленных часто месторождениями. Мощность пород этих формаций составляет более 10 *км*.

II. Изучение магматических комплексов хотя и приводится сравнительно широко, однако детальность его не всегда отвечает современным требованиям. Здесь важно выявление геохимических критериев их фациальности и потенциальной рудоносности, что необходимо при изучении профилей, протягивающихся на сотни километров. Это позволит выявить специализированные породы на отдельные элементы как в геохимическом, так и в металлогеническом отношении (Хамрабаев, 1969). В настоящее время подобные исследования проводятся во всех рудных регионах Узбекистана.

III. Геохимическое изучение рудных формаций необходимо не только с чисто практической точки зрения, но и для понимания всех процессов, предшествующих или сопровождающих их. Выявление зональности изменения вмещающих пород и оруденения позволит решить некоторые вопросы генезиса месторождений независимо от возможных источников рудного вещества — от первично сингенетичных, осадочно-метаморфогенных до собственно эндогенных.

Полученные геохимические данные с учетом геологических и минералогических особенностей изучаемых регионов должны быть спроектированы на глубинные вертикальные разрезы, что позволит выявить общие закономерности их распределения в пределах конкретных осадочных, осадочно-метаморфических и вулкано-плутонических формаций.

Геохимические исследования рудных формаций проводятся систематически во всех рудных районах Узбекистана. Наиболее изучены месторождения, прошедшие детальную разведку. Такие работы про-

водятся в Кураминских и Чаткальских горах, юго-западных отрогах Гиссара и Центральных Кызылкумах.

В связи с изучением земной коры и верхней мантии особо стоит вопрос о геохимии радиоактивных элементов. Решение этого вопроса необходимо, так как по поведению радиоактивных элементов во всех изученных формациях можно составить общее представление о фациальности изверженных пород, о закономерностях образования осадочных и осадочно-метаморфических формаций и т. д.

Основные результаты, полученные при изучении конкретных рудных месторождений, осадочных, осадочно-метаморфических и вулкано-плутонических формаций, используются при составлении глубинных профилей.

Ранее выполненные геохимические исследования проводились: 1) при изучении геохимических поисковых признаков скрытого оруденения — массовые металлометрические исследования палеозойских пород; биогеохимические, сорбционно-солевые, гидрогеохимические, шлиховые и другие на закрытых площадях; изучение эндогенных и экзогенных ореолов рассеяния в пределах некоторых рудных тел, месторождений, полей и районов; 2) при геохимических исследованиях рудных месторождений с целью: а) выявления более полного комплекса рудных и сопутствующих им элементов-примесей; б) уточнения некоторых особенностей процессов рудообразования для выяснения зональности распределения элементов в вертикальном и горизонтальном направлении; в) изучения геохимических циклов отдельных элементов с использованием новейших методов; в) выявления геохимии метасоматических процессов и др.

К настоящему времени значительная часть геохимических вопросов оказалась в той или иной степени освещенной. Это касается главным образом рудных и лишь частично вулкано-плутонических формаций.

В результате геохимических исследований 1) установлена сингенетичная или сингенетично-эпигенетичная обогащенность осадочных и осадочно-метаморфических формаций различного возраста на ванадий, молибден, селен, фосфор и др.

2) выявлены геохимические провинции на золото, висмут, медь, рений, индий, таллий, селен, теллур и другие элементы в эндогенных месторождениях;

3) установлена роль процессов метаморфизма вмещающих пород в образовании различных метасоматических пород и рудных тел;

4) выявлены геохимические критерии фациальности вулкано-плутонических комплексов, а также зональности распределения акцессориев в породах в зависимости от различных факторов;

5) изучены изотопные сдвиги некоторых элементов (серы, кислорода), что позволило уточнить их поведение в различных геологических и физико-химических условиях. Установлено прямое заимствование серы из осадочных соленосных отложений в процессе метаморфизма этих пород. Показана также зависимость между сульфатно-метасоматическими процессами и сульфидным оруденением.

Изучение изотопов серы, углерода, бора и свинца в совокупности с другими методами исследования пород, руд, минералов и элементов поможет расшифровать некоторые особенности распределения важнейших рудообразующих и редких элементов в различных геологических образованиях. Особенно интересны в этом отношении изотопные сдвиги у серы, углерода, кислорода, рения, осмия, свинца и др. При интерпретации результатов изотопных исследований проб, взятых из поверхностных частей земной коры, необходимо учитывать явления диф-

ференциации изотопов в зависимости от температуры и других факторов.

От детальности геохимических исследований зависит возможность использования их данных для выявления различных закономерностей.

Многие направления глубинного профилирования проходят по закрытым площадям. Поэтому для детального геохимического изучения необходимо использовать весь имеющийся керновый материал по породам палеозойского основания.

К ГЕОХИМИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Основанием палеозойского фундамента Западного Узбекистана являются ауминзинская и тасказганская свиты осадочно-метаморфических пород, распространенных в частности в горах Тамдытау и Ауминзатау. Возраст этих свит, как было указано выше (часть II), считается докембрийским-рифейским (О. Н. Халецкая), К. К. Пятков и др. (1967) относят их к кембрию, П. Н. Подкопаев (1965) — к ордовику, Ю. А. Лихачев и др. (1963) — к нижнему палеозою. Авторы придерживаются мнения о докембрийском — верхнепротерозойском возрасте.

Верхи тасказганской свиты, по О. И. Киму и др., имеют возраст 870±20 млн. лет (определение А. Д. Искандерова по 4 пробам в лаборатории ВСЕГЕИ), т. е. отвечает протерозойской эре.

На породах ауминзинской и тасказганской свит залегает бесапанская, условно отнесенная к нижнему силуру. С угловым несогласием эти свиты перекрыты карбонатными отложениями D_2 (Хамрабаев, Рахматуллаев, 1964).

Исследования показали, что в горах Ауминзатау распространены метаморфические породы следующих типов: а) существенно силикатные—углеродисто-кремнистые сланцы и яшмовидные кварциты; б) алюмосиликатные — слюдисто-кремнистые, слюдистые, ставролито-углеродисто-кремнистые (филлиты и местами роговики) и эпидот-амфиболовые сланцы; в) карбонатные — окремненные углеродистые известняки и доломиты. Все разности пород отмечаются как в ауминзинской, так и тасказганской свитах; в первой более развиты филлиты, во второй — углеродисто-кремнистые сланцы. В ауминзинской и тасказганской свитах кремнистые сланцы составляют соответственно 29 и 62%, филлиты — 68 и 24%, карбонатные отложения — 3 и 14%. Особенно характерно частое чередование кремнистых и карбонатных пород с филлитовыми. Общая мощность их более 1000 *м*.

Из большого комплекса минералов следует отметить цельзиан, маргарит, кордиерит, эпидот, гранаты, хиастолит, тальк, серпентин, тремолит, актинолитово-тремолитовый асбест, углеродистое вещество, пирит, марказит, пирротин, турмалин, кальцит, доломит, анкерит, гематит, магнетит, патронит, роскоэлит, барит, клокманнит, сфалерит, молибденит, халькопирит, блеклые руды, кобальтин, миллерит, пентландит, циркон, сфен и др. (всего около 110 минералов 28 ведущих элементов). Содержание сульфидов повсеместно повышенное; они являются эпигенетическими по отношению к вмещающим породам.

Для изучения химических элементов в породах выполнено 389 химических и 535 количественных спектральных анализов 151 керновой пробы и 453 образцов невыветрелых пород. Определения проводились в лабораториях ИМГРЭ АН СССР, ИГиГ АН УзССР, САИГИМСа, Министерства геологии УзССР и др. (аналитики: Т. Зверева, А. М. Кимайкина, Т. Н. Клавсуц, А. А. Леонтьева, Л. С. Матвеева, С. Н. Морозова, Л. Б. Натальченко, В. В. Прасалова, В. В. Фирсова, Л. Е. Штефан и др.).

Для пород ауминзинской свиты характерно меньшее количество кремнезема и большее глинозема, железа, извести, магнезии, щелочей, чем для аналогичных отложений тасказганской свиты (табл. 10).

В кремнистых сланцах отмечается максимальное содержание кремнезема и минимальное — остальных компонентов; в углеродисто-кремнистых сланцах ауминзинской свиты по сравнению с тасказганской меньше извести и больше закиси марганца, сульфидной и сульфатной серы и органического углерода.

Таблица 10

Химический состав метаморфических пород ауминзинской свиты, вес. %

Компонент	Кремнистые сланцы и кварциты	Слюдистые сланцы (филлиты)	Эпидот-амфиболовые сланцы	Известняки	Доломиты
SiO_2	91,28	61,37	48,97 (49,39)	Не опр.	Не опр.
TiO_2	Сл. (0,6)	0,77 (2)	0,80	0,06 (0,6)	0,06 (0,7)
Al_2O_3	1,84 (4,6)	13,08 (17,7)	16,43 (16,8)	3,3 (6)	3,5 (7)
Fe_2O_3	0,26 (1,9)	2,19 (4,0)	1,28 (1,5)	Не опр.	Не опр.
FeO	1,57 (2,8)	3,56 (5,0)	6,24 (6,6)	0,17 (0,25)	0,52 (0,7)
MnO	0,03 (0,4)	0,03 (0,1)	0,10 (0,11)	0,14 (0,3)	0,12 (0,47)
MgO	0,54 (2,0)	2,58 (4,0)	7,40 (7,7)	4,47 (6,9)	12,07 (20,2)
CaO	0,61 (2,2)	1,36 (1,9)	11,54 (11,8)	40,39 (47,4)	23,40 (34,9)
BaO	0,39 (2,7)	0,5 (4,0)	Сл.	0,22 (0,4)	0,32 (1,2)
Na_2O	0,33 (4,3)	1,14 (3,5)	3,47 (3,9)	0,2	0,6
K_2O	0,24 (1,0)	2,33 (3,5)	0,65 (1,16)	0,3	0,7
P_2O_5	0,05 (0,18)	0,13 (0,2)	0,08 (0,09)	0,23 (0,47)	0,26 (0,6)
S	0,42 (1,76)	2,06 (3,63)	0,01 (0,01)	0,16 (0,50)	0,36 (4,27)
SO_3	0,17 (1,05)	0,42 (2,00)	0,04	0,31 (0,6)	0,09 (0,4)
CO_2	0,10 (1,17)	0,13 (0,88)	2,12 (2,24)	36,71 (38,6)	31,73 (45,35)
$C_{орг}+H_2O$	1,68 (7,70)	2,87 (5,93)	Нет	0,86	0,90
Нераств. остаток	—	—	—	16,75 (33,05)	31,07 (66,32)
К-во анализов	7	20	2	6	15

Примечание. В таблицах 10—20 приведены средние содержания элементов, в скобках указаны максимальные значения.

Эпидот-амфиболовые сланцы не содержат органического углерода, а отношения $CaO : Mg$ и $Na_2O : K_2O$ обратны их отношениям в филлитах.

Содержание закиси железа и окиси бария в доломитах в 1,5—3 раза больше, чем в известняках. Сульфидной серы в общем случае больше в доломитах, а сульфатной — в известняках. Характерно повсеместное преобладание сульфидной серы над сульфатной, закиси железа над окисью и, за исключением амфиболитов, органического углерода, с которым связаны довольно высокие концентрации редких и рассеянных элементов.

Постоянно отмечается повышенное содержание кобальта, никеля, меди, цинка, мышьяка, селена, стронция, иттрия, иттербия, молибдена, серебра, бария, рения, таллия и в меньшей мере кадмия (табл. 11). Элементы, повсеместно присутствующие в повышенном количестве, могут создавать свои концентрации.

Геохимические исследования позволяют наметить следующие комплексы элементов, находящихся совместно в повышенных содержаниях: 1) ванадий, селен, молибден, рений, таллий; 2) кобальт, никель, цинк, мышьяк, кадмий, сурьма, висмут; 3) марганец и редкие земли, особенно иттриевой подгруппы, стронций, барий.

Таблица 11

Содержания элементов в метаморфогенных породах ауминзинской свиты, вес. %

Компонент	Кварциты	Углеродисто-кремнистые сланцы	Филлитовые сланцы	Карбонатные породы	Эпидот-амфиболовые сланцы
Углерод органический	0,60 (1,60)	2,47 (16,95)	2,97 (11,64)	0,86 (3,97)	Нет
Углекислота	0,02 (0,06)	0,06 (1,17)	0,24 (2,86)	29,51 (45,35)	2,12
Сера сульфидная	0,05 (0,09)	0,60 (3,34)	1,80 (3,63)	0,20 (4,27)	0,01
Серный ангидрит	0,05 (0,06)	0,17 (1,05)	0,14 (5,07)	0,07 (0,27)	0,04
Стронций	0,03 (0,07)	0,06 (0,70)	0,06 (0,20)	0,10 (0,60)	0,02
Цирконий	0,01 (0,02)	0,01 (0,06)	0,02 (0,20)	0,01 (0,06)	0,01
Ванадий	0,14 (0,48)	0,20 (3,00)	0,17 (2,40)	0,14 (2,00)	0,03
Хром	0,01 (0,05)	0,03 (0,20)	0,01 (0,04)	0,01 (0,02)	0,03 (0,06)
Цинк	0,02 (0,07)	0,11 (2,00)	0,04 (0,33)	0,04 (0,50)	0,004
Медь	0,01 (0,03)	0,02 (6,00)	0,01 (0,07)	0,02 (2,00)	0,007
Иттрий	0,002 (0,003)	0,007 (0,050)	0,006 (0,070)	0,003 (0,020)	0,0005
Никель	0,001 (0,002)	0,004 (0,070)	0,005 (0,060)	0,002 (0,020)	0,006 (0,02)
Кобальт	0,001 (0,002)	0,004 (0,070)	0,005 (0,060)	0,002 (0,020)	0,006 (0,02)
Свинец	0,001 (0,006)	0,006 (0,070)	0,003 (0,007)	0,002 (0,020)	0,0002
Мышьяк	0,003 (0,020)	0,027 (0,60)	0,034 (6,0)	0,005 (0,66)	0,0010
Иттербий	0,001 (0,002)	0,005 (0,030)	0,004 (0,070)	0,002 (0,006)	0,0002
Бериллий	0,0010	0,0007 (0,002)	0,0011 (0,002)	0,0006	0,0003
Молибден	0,005 (0,20)	0,018 (6,0)	0,008 (0,14)	0,006 (0,36)	0,001
Сурьма	0,0006 (0,007)	0,0077 (0,06)	0,0007 (0,02)	0,0006 (0,07)	Нет
Селен	0,00034 (0,0012)	0,00306 (0,012)	0,00203 (0,007)	0,00060 (0,002)	0,00026
Кадмий	0,001 (0,06)	0,004 (0,02)	0,001 (0,002)	0,001 (0,02)	0,00005
Серебро	0,00074 (0,002)	0,00099 (0,004)	0,00064 (0,002)	0,00080 (0,003)	0,00005
Висмут	Нет	0,0002 (0,006)	0,0009 (0,02)	Нет	Нет
Золото	Нет	0,0000001	0,0000001	Нет	Нет
Рений	Нет	0,00009 (0,0004)	0,00016 (0,0004)	0,00001	Менее 0,00001

Высокое содержание многих элементов объясняется наличием в породах баритовых и целестиновых прослоев, скоплений минералов, мышьяка, цинка, меди, никеля и кобальта с примесью сурьмы, висмута и кадмия; тончайшей густой и рассеянной вкрапленности по слоистости пород в местах скоплений углеродистого вещества соединений ванадия, молибдена, цинка, селена и др., прожилков сульфидов железа и др.

В концентрации элементов-примесей раздельно по литолого-петрографическим типам пород выявляются следующие особенности (табл. 11).

1. Кварциты характеризуются минимальным средним содержанием элементов (по сравнению с другими породами района).

2.) Углеродисто-кремнистые сланцы отличаются повышенными содержаниями малых элементов-примесей: Se, Cu, Zn, Sb, V, Mo, Re и др. В филлитовых сланцах концентрируются Ba, Bi, Re, V, Mo, Se и др.

Таблица 12

Зависимость содержания элементов-примесей от концентрации органического углерода, вес. %

Классы по содержанию $C_{орг}$	К-во анализов	Углерод органический	Ванадий	Молибден	Селен
Менее 1	24	0,4 (0,98)	0,18 (0,76)	0,014 (0,180)	0,0012 (0,0045)
1—2	18	1,3 (1,96)	0,21 (1,00)	0,017 (0,140)	0,0019 (0,0070)
2—3	15	2,2 (2,96)	0,26 (0,66)	0,021 (0,100)	0,0033 (0,0060)
Более 3	12	6,2 (16,95)	0,56 (2,00)	0,086 (0,640)	0,0049 (0,0120)
Среднее	69	2,0	0,27	0,030	0,0025

4. Для эпидот-амфиболовых пород более характерны Cr, Co и Ni.

5. В карбонатных породах отмечаются повышенные содержания Sr, P, Mn и TR.

Установлено, что с увеличением в породах содержания органического углерода повышается концентрация (%): сульфидной серы (до 3,63), ванадия (3), молибдена (1—6), селена (0,012), меди (0,2), цинка (0,7), олова (0,02), свинца (0,07), мышьяка (0,25) и других элементов, особенно при содержании $C_{орг}$ около 3% (табл. 12), что свидетельствует о тесной генетической связи их с органическим веществом и об их сингенетичности между собой и с первичным материалом вмещающих пород. Отмечается также зависимость концентрации ряда малых элементов-примесей от содержания в породах сульфидной серы (табл. 13); связь ванадия с серой, а сульфида ванадия-патронита с углеродистым веществом очевидна.

Углеродистое вещество находится во всех осадочно-метаморфических породах, однако количество его в них различное. Более всего его в слюдисто-углеродисто-кремнистых филлитах (в среднем 3%) и углеродисто-кремнистых сланцах (2,5%). Максимальное содержание его в сланцах достигает 16,95% (Хамрабаев, 1958).

В углеродистом веществе отсутствуют или отмечаются лишь в следах битумы «А» и «С»; гуматы и гуминовые кислоты также не обнаружены.

Фоновое содержание ванадия отмечается в углеродисто-кремнистых сланцах — 0,20%, максимальное — 3%. Выявляются следующие зависимости средних содержаний остальных элементов от количества ванадия (табл. 14).

1. Максимальное количество натрия, калия, магния, кальция, алюминия, фосфора, марганца в кремнистых сланцах, обогащенных углеродистым веществом, отмечается в породах с максимальной концентрацией ванадия.

Таблица 13

Зависимость содержания элементов-примесей от концентраций сульфидной серы, вес. %

Классы по содержанию серы	Кол-во анализов	Сера сульфидная	Ванадий	Молибден
Менее 0,1	7	0,05 (0,09)	0,15 (0,48)	0,016 (0,52)
0,1—1,0	33	0,39 (0,99)	0,24 (0,83)	0,025 (0,180)
Более 1,0	14	2,16 (3,63)	0,31 (1,80)	0,044 (0,140)
Среднее	54	0,81	0,25	0,029

Классы по содержанию серы	Кол-во анализов	Селен	Железо	Углерод органический
Менее 0,1	7	0,0003 (0,0012)	0,8 (больше 1)	0,8 (2,61)
0,1—1,0	33	0,0023 (0,0066)	Больше 1	1,5 (7,44)
Более 1,0	14	0,0035 (0,0120)	Больше 3 (10)	2,9 (5,93)
Среднее	54	0,0023	Больше 1	1,8

Таблица 14

Содержание элементов в породах ауминзинской свиты с различной концентрацией ванадия, вес., %

Элемент	Классы проб по содержанию ванадия	
	менее 0,1	более 0,1
Железо	5,0 (10)	5,5 (10)
Барий	0,37 (больше 10)	1,31 (больше 10)
Стронций	0,16 (2)	0,24 (2)
Фосфор	0,05 (2)	0,07 (больше 10)
Цинк	0,025 (0,6)	0,097 (2)
Никель	0,013 (0,1)	0,079 (2)
Хром	0,010 (0,2)	0,050 (0,7)
Молибден	0,007 (0,2)	0,015 (0,2)
Медь	0,004 (больше 10)	0,044 (2)
Иттрий	0,004 (0,2)	0,006 (0,2)
Кобальт	0,003 (0,02)	0,006 (0,1)
Сурьма	0,001 (0,07)	0,004 (0,2)
Иттербий	0,001 (0,02)	0,002 (0,01)
Кадмий	0,0007 (0,02)	0,0018 (0,02)
Серебро	0,0004 (0,002)	0,0007 (0,00?)
Количество анализов	104	70

2. С повышением содержания ванадия в породах заметно увеличивается количество молибдена, меди, серебра, стронция, бария, цинка, кадмия, иттрия, иттербия, хрома, кобальта, железа, никеля, что указывает на сходные пути их миграции и концентрации. Многие из этих

элементов представлены, как и ванадий, преимущественно сульфидными (Савельев, 1966_1). Содержание в породах прочих элементов не зависит от степени концентрации ванадия.

Основным первичным минералом ванадия является патронит, присутствуют и другие сульфиды ванадия, ванадаты (фольбортит, туранит и др.), коловратит, пинтадоит, россит, хьюэтит и ванадиевые алюмосиликаты — буровато-коричневый и ярко-зеленый турмалин, темно-зеленый гранат из группы гроссуляр-андрадита и роскоэлит (Арустамов, Бадалов, 1951; Бадалов, 1951; Савельев, 1971). Часть ванадия находится в биотите, мусковите, сериците, фенгите, сапоните, актинолите, тремолите и др. Другая часть сконцентрирована в виде примеси в углеродистом веществе (до 0,3%, в среднем 0,1%). В пробах, содержащих менее 1% сульфидной серы, наблюдается некоторый избыток ванадия

Таблица 15

Содержание молибдена, рения и органического углерода в породах ауминзинской свиты, вес. %

Порода	К-во анализов	Молибден, $n \cdot 10^{-4}$	Рений, $n \cdot 10^{-5}$	Re/Mo	Углерод органический
Слюдисто-кремнистые сланцы	1	Менее 1	Менее 1	—	Не опр.
Эпидот-амфиболовые сланцы	2	2 (3)	Менее 1	—	Нет
Карбонатные породы	7	45 (270)	Менее 1 (4)	1 : 450	1,98
Углеродисто-кремнистые сланцы	13	110 (640)	9 (39)	1 : 120	3,54
Филлитовые сланцы	9	44 (170)	16 (44)	1 : 28	5,08
Среднее	32	67 (640)	8 (44)	1 : 85	3,41

по сравнению с тем его количеством, которое может быть связано с серой. В пробах, содержащих более 1% серы, основная ее часть представлена пиритом, марказитом и пирротином.

Основная концентрация ванадия приурочена к патроните и углеродистому веществу, о чем свидетельствует его повышенное содержание в легкой фракции пород. Содержание ванадия в различных фракциях пород (25 образцов и проб) следующее: легкой — 1,0%, электромагнитной — 0,4%, неэлектромагнитной — 0,3%, магнитной — 0,003%, тяжелой — 0,2%. Следовательно, патронит — основной первичный минерал ванадия. Он, по-видимому, более распространен, чем это считалось до сих пор.

Молибден представлен собственными минералами — молибденитом, иордизитом и ильземанитом; он повсеместно сопровождается рением.

Содержание молибдена в породах ниже, чем ванадия, но достаточно высокое (в углеродисто-кремнистых сланцах — 0,018%).

Количество рения в породах (табл. 15) равно $n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-5}$% и менее, максимальное—$44 \cdot 10^{-5}$% (филлиты); 50% проб концентрируют более $1 \cdot 10^{-5}$% рения, что на 2—3 порядка превышает его весовой кларк. Средние количественные отношения Re/Mo в породах примерно равны 1 : 100, а кларковые — около 1 : 1800.

Малоуглеродистые слюдисто-кремнистые и эпидот-амфиболовые сланцы, доломиты и известняки содержат менее $1 \cdot 10^{-5}$% рения и

среднее количество молибдена, а в углеродисто-кремнистых и особенно филлитовых углеродисто-слюдисто-кремнистых сланцах — значительно больше. Отношения содержаний Re/Mo в отдельных пробах колеблется в пределах 1 : 0,6—1 : 2700. Подобное сравнительно высокое отношение, по С. Т. Бадалову (1966) и Ю. Е. Баранову (1966), указывает на осадочное происхождение концентраций рения. С увеличением содержания $C_{орг}$, S, V, Se и Mo концентрация рения в породах в общем случае повышается. Рений накапливается не только в сульфидных рудах, но и в органических веществах. В углеродистых образованиях района он находится в виде тонкорассеянных металлоорга-

Таблица 16

Баланс селена по минеральным формам, вес. %

Минералы-носители селена	Содержание минералов	Содержание селена в минералах	Общее количество селена в минералах	Баланс селена в минералах от общего количества
Пирит+марказит	2	0,0016	0,00003	1,2
Пирротин	0,75	0,0320	0,00024	9,6
Арсенопирит	0,50	0,0610	0,00031	12,4
Органическое вещество+ +прочие минералы серы и селена	2	—	0,00192	76,8
Сумма	5,25	—	0,00250	100,0

нических и сульфидных соединений и изоморфной примеси в сульфидах (особенно в молибдените).

Самое высокое содержание селена отмечается в углеродисто-кремнистых сланцах, затем — в филлитах (табл. 16, 17).

В докембрийских породах Ауминзатау относительно других районов Центральных Кызылкумов содержание селена относительно высокое, особенно в углистых и сульфидизированных образованиях.

Сульфиды содержат (по 26 пробам) довольно высокое количество селена (табл. 18). Минимальное содержание его устанавливается в пирите и очень высокое — в арсенопирите, халькозине, пирротине и марказите.

Из собственных минералов селена обнаружен клокманнит, образующий мелкие серовато-синие выделения неправильной формы. С ним иногда ассоциируют сульфиды.

Несмотря на большую распространенность, дисульфиды железа концентрируют в себе лишь незначительную часть селена, немного выше 1% его общего количества. В большей степени селен концентрируется в пирротине. Район повсеместно заражен мышьяком, главный минерал которого — арсенопирит, содержащий в себе более 12,4% общего количества селена в сульфидах и органике. Основная масса селена находится в виде собственных минералов или же в рассеянном состоянии в органическом веществе, частично изоморфно замещая в нем серу (Савельев, 1970, 1972).

Таллий в парагенезисе с мышьяком и сурьмой присутствует в пирите, марказите, гетите и гидрогетите (Рузматов, 1966). В последних двух минералах возможны микровключения трехокиси таллия — авиценнита, открытого (Конькова, Савельев, 1960) в Зирабулакских горах.

Максимальное содержание таллия отмечается в сульфидных и некоторых других рудопроявлениях Центральных Кызылкумов. Так, в кварц-пиритовом с халькопиритом типе руд гор Ауминзатау, залегающих в чередующихся пластах углисто-кварц-хлоритовых и слюдистых филлитовых сланцев с пачкой битуминозных известняков, оно колеблется от 0,00005 до 0,004% (табл. 18).

Таблица 17

Содержание селена в породах нижнего палеозоя и докембрия Центральных Кызылкумов, вес. %

Порода, возраст	Селен, г/т
Нижний палеозой	
Алевролит углистый, пиритизированный	8/1
Кварцит углеродистый	2 (7)/7
Кварцит	0,5/2
Кварцит S_2	0,2/2
Сланец филлитовый углисто-слюдистый	2/1
Сланец филлитовый углисто-слюдистый—S_1	0,3/1
Сланец филлитовый углисто-слюдистый—S_2	1/1
Сланец серицито-хлоритовый—S_2	0,6 (1)/3
Сланец кварц-хлоритовый	0,7/1
Сланец кварц-серицитовый—S_2	0,5/1
Песчаник—S_1	0,5/1
Песчаник—S_2	0,5 (1)/3
Туфопесчаник—S_2	0,3/1
Мергель—S_1	0,5/1
Докембрий	
Ауминзинская свита	19/13
Углеродисто-кремнистые сланцы	37 (50)/3
Филлитовые сланцы	14 (63)/10
Тасказганская свита	22/70
Углеродисто-кремнистые сланцы	30 (120)/37
Филлитовые сланцы	27 (70)/10
Слюдисто-кремнистые сланцы	22/1
Известняки и доломиты	8 (24)/15
Кварциты	4 (12)/5
Эпидот-амфиболовые сланцы	2,6 (3,3)/2
Среднее	21/83

Примечание. Цифра справа от откоса означает число анализов, в скобках приведено максимальное содержание; в таблицу включены материалы В. Ф. Савельева и И. В. Швея.

Наибольшее фоновое содержание меди (0,019%) отмечается в углеродисто-кремнистых сланцах и карбонатных породах. Из собственных минералов меди установлены халькопирит, халькозин, ковеллин, борнит, кубанит, блеклые руды, энаргит, клокманнит, атакамит, меланохальцит, тенорит, аширит, хризоколла, халькантит, брошантит, цианотрихит, халькоалюмиг, малахит, азурит, армангит, а также бирюза, алюмохалькосидерит.

Район характеризуется высокой зараженностью серебром. В повышенном количестве оно установлено в углеродисто-кремнистых сланцах. Собственные минералы его представлены самородным серебром, миаргиритом, пираргиритом и сульфосолью. Повышенное коли-

чество серебра (до 0,075%) иногда отмечается в халькозине и блеклых рудах.

Концентрация редких металлов, по всей вероятности, происходила за счет самих метаморфизующихся осадочных и осадочно-вулканогенных пород в результате эпигенетического перемещения их под воздействием метаморфогенных вод, возникших при перекристаллизации минералов в процессе регионального метаморфизма пород и последующего отложения в благоприятных (восстановительных) средах. В условиях повышенных температур и давлений вода, освобождавшаяся из минералов, была способна растворять, переносить и отлагать в по-

Таблица 18

Содержание селена в минералах, *г/т*

Минерал	Кол-во анализов	Селен	Таллий
Пирит	4	16 (29)	6 (40)
Пирротин	2	311 (362)	
Марказит	1	333	11 (40)
Арсенопирит	1	610	
Халькозин	1	762	
Гематит (гидрогематит)	2	1	
Кварц (халцедон)	1	0,5	
Пиролюзит (полианит)	1	85	
Гетит (гидрогетит)	8	7 (19)	4 (9)
Псиломелан (вад)	1	11	
Кальцит	1	0,5	
Халькантит	1	100	
Скородит	1	17	
Коллофан	1	4	

Примечание. 1) содержание тиллура в минералах ($n \cdot 10^{-4}$): в пирите — 11, пирротине — 50; 2) в таблицу включены данные В. Ф. Савельева, частично Н. М. Миралимовой и Т. С. Тимофеевой; 3) данные по таллию приведены по С. Р. Рузматову (1966).

родах различные соединения. Выпадение их происходило вдоль согласных и секущих слоистость трещинок в породах или же путем метасоматического замещения.

Выше мы рассмотрели поведение элементов только в ауминзинской и тасказганской свитах гор Ауминзатау (В. Ф. Савельев).

Ниже приводятся данные (по Р. А. Магдиеву, Э. Т. Абдуллаеву, Х. К. Каримову, М. А. Шаисламовой) по распределению урана и его спутников — молибдена, золота, ванадия и органического углерода в осадочно-метаморфических породах Западного Узбекистана. Для получения однозначных выводов имеющихся данных еще недостаточно, однако уже намечаются некоторые особенности нахождения урана в породах в связи с содержанием в них органики и других компонентов.

Радиоактивность некоторых отложений осадочно-метаморфогенного комплекса отмечалась ранее для северной части Кызылкумов (Букантау) (Комлев, 1938). В последующие годы проводились работы по изучению радиоактивных элементов (Д. И. Щербаков, В. И. Попов, И. Х. Хамрабаев, М. И. Рывкин и др.).

Авторами данного раздела исследовано распределение урана и других элементов в породах различных осадочно-метаморфических комплексов Узбекистана.

Поведение урана и других элементов рассматривается по створу диагонального профиля (IV—IV). Схема профилей по Западному Узбекистану приведена в предисловии в книге «Глубинное строение земной коры» (1971). В раздел включены материалы по северной части Кызылкумов (Букантау), Центральным Кызылкумам (север и юг Тамдытау), Северному и Южному Нуратау, горам Каратюбе, хребту Чакыл-Калян. Для детализации и сравнения приводятся результаты по одновозрастным отложениям Ауминзатау, Кульджуктау, Каратау, Зиаэтдин-Зирабулака юго-западных отрогов Гиссара и северного склона Кураминского хребта.

Приводятся результаты более 400 определений урана, 500 — золота и ванадия и единичные — молибдена и углерода. Выполнено значительно бóльшее количество определений, но при обобщении учитывались результаты лишь по тем породам, которые не были подвергнуты интенсивным изменениям.

Материалом служили образцы, отобранные по разрезу из различных слоев. В тех случаях, когда мощность слоя велика, образцы отбирались из нижней, средней и верхней частей, при малой мощности — из центральной части. Вес отобранных образцов колебался от 0,5 до 1—1,5 *кг*, а проб-протолочек — 10—15 *кг*. В естественных условиях залегания пород все точки промерялись полевыми радиометрами типа СРП-2.

В лабораторных условиях радиоактивность отобранных проб измерялась на декадно-счетной установке ДП-100. Содержание урана и других элементов в осадочно-метаморфических породах было определено различными методами: урана — люминесцентным с таблеточным окончанием по методике ВИРГа (Б. Я. Юфа); золота — золотоспектральным; ванадия и молибдена — полуколичественно-спектральным, углерода — битуминологическим (определены в ЦЛ МГ УзССР).

Радиоактивность пород в осадочно-метаморфическом комплексе связана с наличием в них акцессорных урановых слюдок (туямунит, карнотит и др.).

Уран часто ассоциирует с органическим веществом, однако сущность этой связи выяснена недостаточно (Альтгаузен, 1966). Носителем урана в осадочно-метаморфических образованиях является органическое, фосфатное и дисперсное алюмосиликатное вещество.

Отложения всех свит рассматриваемого комплекса заметно отличаются друг от друга по содержанию урана и других элементов (табл. 19), что отражает, по-видимому, фациальные различия их формирования. Наиболее полными являются разрезы, пройденные по югу Тамдытау (Центральные Кызылкумы). Остальные считаются вспомогательными.

Нормально фоновое распределение урана наблюдается по разрезу, пройденному в Северных Кызылкумах (Букантау). Здесь обнаруживается закономерное изменение содержания урана, которое, возможно, связано с прерывистостью в осадконакоплении. Наблюдается понижение содержания урана от древних толщ (протерозой) к более молодым (девон).

В Центральных Кызылкумах (юг Тамдытау) в одновозрастных отложениях тасказганской и зимбильтауской свит количество урана выше по сравнению с северным разрезом.

Если протерозой-вендские отложения Букантау считать носителями кларкового содержания урана, то в аналогичных толщах юга Тамдытау это содержание несколько повышено, что, возможно, связано с

наложением на рассеянное состояние урана более поздних процессов перераспределения.

Как отмечают Г. Б. Наумов и др. (1963), уран в осадочных породах, не измененных вторичными процессами поверхностного окисления, с нормальным кларковым и даже повышенным его содержанием, не образует самостоятельных минералов и находится в рассеянном состоянии.

Таблица 19

Среднее содержание урана и других элементов в домезозойском осадочно-метаморфическом комплексе Узбекистана

Возраст	Свита	Разрез по песчано-сланцево-алевролитовым формациям	К-во проб	Содержание элемента, %			
				U, $n \cdot 10^{-4}$	Au, $n \cdot 10^{-7}$	Mo, $n \cdot 10^{-4}$	V, $n \cdot 10^{-2}$
Pt	Джангельдинская	Северные Кызылкумы (Букантау)	8	4,9			
R (рифей)	Кокпатасская		16	4,2			
V_1 (венд)	Аксайская		23	3,0			
V_{2-3}	Коксайская		18	2,7			
S	Кулькудукская		21	2,2			
$Д_{2-3}$	Эйфель-фаменский ярус		19	0,7			
C_{2-3}	Архарская		36	4,1			
Pt	Ауминзинская	Центральные Кызылкумы (юг Тамдытау)	123	5,0	7,2	24,0	15,0
R (рифей)	Тасказганская		28	5,4	11,7	28,0	6,1
V_{1-2}	Зимбильтауская		45	5,8	8,3	—	3,7
V_3	Мурунтауская		49	3,0	7,0	6,0	2,8
O—S	Бесапанская		191	—	6,5	5,0	1,0
S	Нерасчлененные толщи Западного Узбекистана	Таушан (Кульджуктау)	5	3,7			
P^{Cm}		Ауминзатау	10	6,0	7,0	30,0	17,2
O—S		Сев. Тамдытау	7	2,5			
S		Актау (Нуратау)	5	8,0			
S		Каратау	4	3,0			
O—S		Зирабулак-Зиаэтдин	10	2,2			
O—S	Восточный Узбекистан	Кызылалмалисай и Шамирсай (Курама)	4	5,1	2,4	—	1,0
P^{Cm}	Южный Узбекистан	Байсунтау, Сурхантау (Юго-Зап. Гиссар)	7	3,1			
Кларк по А. П Виноградову		Сланцы, песчаники, глины		3,2	1,0	2,0	1,3

На низкое содержание урана (Северные Кызылкумы) указывают полученные многочисленные данные по одновозрастным отложениям и других регионов (Западный, Восточный и Южный Узбекистан) (табл. 19).

По М. Н. Альтгаузену и др. (1972), в экзогенных осадочных образованиях палеорусел уран отлагается в две стадии: первая совпадает с осадкообразованием, а вторая растянута во времени на 150—180 млн. лет и характеризуется более высокими содержаниями. По В. И. Попову (1944), чем древнее осадочные формации, тем сильнее проявляются в них эпигенетические процессы и тем в большей степени затушеваны ими следы сингенетичных явлений.

В осадочно-метаморфическом комплексе Центральных Кызылкумов повышенные содержания молибдена и ванадия наблюдаются в ауминзинской и тасказганской свитах. Об этом свидетельствует распределение в докембрийских толщах молибдена и ванадия (табл. 19). Содержание этих элементов так же, как урана и золота, в несколько раз превышает кларковое. Аналогичная тенденция наблюдается и в древних отложениях Восточного Саяна. По данным Л. В. Ждановой (1972), в углеродисто-кремнистых сланцах отмечаются следующие содержания (%): органического углерода — 1—12, рассеянного урана — до $10 \cdot 10^{-4}$, молибдена — до 0,005, ванадия — 0,03—0,04.

Четкая зависимость между содержанием золота и молибдена и отчасти ванадия наблюдается в породах южной части Тамдытау. Закономерности распределения молибдена и ванадия в углисто-кремнисто-сланцевых формациях Срединного Тянь-Шаня рассмотрены М. М. Адышевым и др. (1970).

Наибольшие содержания золота установлены в отложениях тасказганской свиты, а урана — зимбылтауской (табл. 19).

По данным Р. М. Гареллса (1960), ванадий III может ассоциировать при миграции низких концентраций только с ураном IV, а ванадий V — с ураном VI. Ассоциация урана и ванадия более характерна для мезо-кайнозойских отложений, а из древних — для пород с коловратитом (V, U, Ni, Mo, Cu) (Попов, 1944).

Для совместного отложения урана и молибдена необходимы определенные условия осадконакопления. На примере плато Колорадо установлено (Брегер и Дьюл, 1955), что уран генетически не связан с углеродистым веществом, но мог быть сорбирован им в процессе миграции.

Из вышеизложенного следует, что:

1. Средние содержания исследуемых элементов в породах Центральных Кызылкумов закономерно уменьшаются от древних свит к молодым.

2. Среди ассоциаций исследованных элементов по изученным свитам уран не коррелирует ни с одним из них, тогда как золото тесно связано с молибденом и ванадием.

Существенную роль в осаждении металлов играли органическое вещество нефтяного ряда и сульфидная сера, восстанавливавшие их соединения. Все это приводило к дополнительной, более богатой концентрации элементов в сероводородной среде.

Распределение главных рудных минералов ванадия, молибдена, селена, меди, серебра, мышьяка, цинка, кобальта, никеля, железа и др. контролировалось стратиграфическим положением продуктивных толщ.

В осадочно-метаморфических породах ауминзинской и тасказганской свит ярко выражены пластовый характер рудных тел, их строго согласное залегание, формационно-фациальный контроль оруденения вулканогенно-осадочными отложениями, пересечение и смещение минерализованных зон всеми разрывными нарушениями и дайками.

Центральные Кызылкумы являются новой и своеобразной ванадий-молибден-таллий-селеново-рениевой геохимической провинцией. Некоторые углеродсодержащие сланцы и роговики следует отнести к возможному комплексному промышленному источнику для извлечения из них ряда редких элементов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ПОРОДО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Метаморфические толщи составляют значительную часть «гранито-гнейсового» слоя земной коры, а многократные процессы метаморфизма являются важными факторами эволюции ее вещественного состава. Изучение петрохимических и геохимических особенностей этих толщ необходимо для познания закономерностей мобилизации и переконцентрации породо- и рудообразующих элементов. Докембрийский метаморфический комплекс региона является благоприятным объектом для подобных исследований благодаря достаточной общей изученности (Покровский, 1965—1972; Мирходжаев, Хохлов, 1968; Хохлов, 1970 и др.; Князев и др., 1967; Шнип, 1966; и др.).

Данный комплекс представляет собой кристаллический фундамент Гиссарского (Байсунского) срединного массива, сложен разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными амфиболитами и маломощными прослоями мраморов. Эти породы сформировались в условиях амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма за счет протерозойских отложений флишоидной и спилит-пикрит-диабазовой формаций. Они в той или иной степени охвачены последующими процессами гранитизации и глубинного кислотного выщелачивания, нередко ассоциируют с продуктами ультраметаморфизма.

Об этапности и возрасте метаморфизма и других особенностях формирования рассматриваемого комплекса существуют различные представления. Однако общая последовательность метаморфических процессов в пределах главной эпохи регионального метаморфизма комплекса признается большинством исследователей. По данным А. В. Покровского (1970), эта эпоха тесно связана с тектоно-магматическим развитием каледонской субгеосинклинали Байсунской зоны и характеризуется закономерной сменой изохимического прогрессивного регионального метаморфизма проявлениями гранитизации с сопутствующим ультраметаморфизмом, а затем кислотным выщелачиванием.

Содержания петрогенных элементов, а также титана и марганца охарактеризованы результатами химических анализов, а микроэлементов — главным образом количественных спектральных и лишь отчасти химических.

В геохимической эволюции петрогенных элементов в процессах метаморфизма состав и тип метаморфических образований определяются соотношениями инертных компонентов (Коржинский, 1957; Семененко, 1963; и др.). При нормальном региональном метаморфизме они обычно остаются неизменными, близкими к исходным, но при метасоматических преобразованиях пород в условиях мощной фильтрации растворов и миграции вещества, например, в процессе гранитизации и кислотного выщелачивания, приобретают дифференцированную подвижность. Последовательность перехода их в подвижное состояние и миграционная способность определяются геохимической обстановкой, а также характером и интенсивностью метаморфических процессов. В связи с этим основное внимание уделено выявлению особенностей распределения главнейших инертных компонентов (SiO_2, Al_2O_3, CaO, FeO, Fe_2O_3). Представление об их соотношениях в рассматриваемых породах и основных тенденциях их изменения в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма можно получить по диаграмме (рис. 50). Она построена по результатам 78 химических анализов по-

род, пересчитанных на коэффициенты: A — глиноземистости, F — железистости, M — магнезиальности и C — известковистости (Семененко, 1963). Кремнезем здесь не учитывается, так как ведет себя как вполне подвижный компонент.

Соотношения главных инертных компонентов в регионально-метаморфизованных породах, как глиноземистых, так и амфиболовых, определяются исходным их составом и варьируют в довольно широких пределах. Однако в гранитизированных их разностях эти различия все более нивелируются, и намечается отчетливая тенденция к возраста-

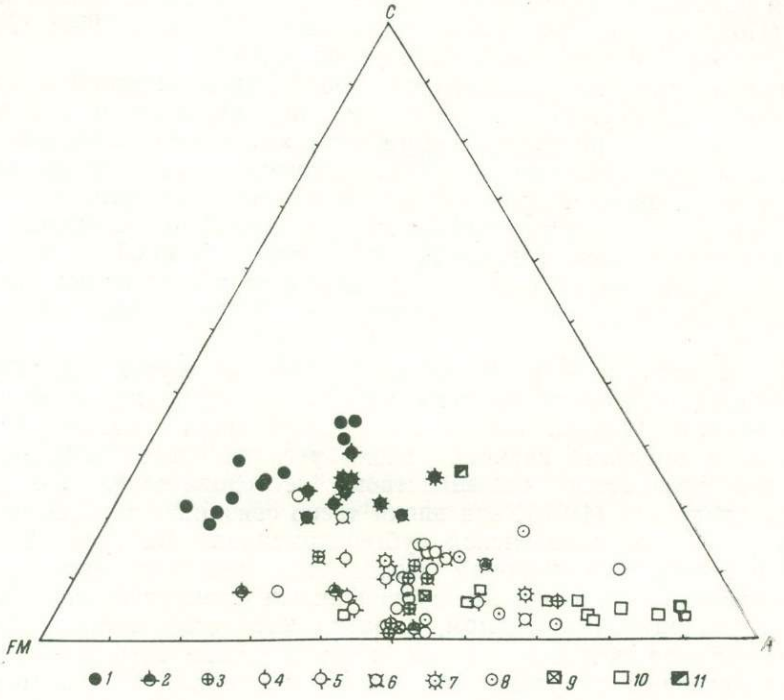


Рис. 50. Диаграмма состава главнейших метаморфических и ультраметаморфических пород докембрийского комплекса Южного Узбекистана.

Гнейсы; *1* — роговообманковые (амфиболиты); *2* — гранат-кордиеритовые; *3* — силлиманит-биотитовые; *4* — биотитовые; *5* — фельдшпатизированные; *6* — окварцованные; *7* — гранито-гнейсы; *8* — метакварциты. Ультраметаморфические образования: *9* — анатектиты; *10* — палингенные лейкократовые граниты; *11* — тондьемиты.

нию в них роли глинозема за счет извести и фемических компонентов, что особенно характерно для крайних продуктов гранитизации и ультраметаморфических образований, представленных в группе глиноземистых пород соответственно гранито-гнейсами и палингенными лейкократовыми гранитами, а амфиболовых — тоналито-гнейсами и тондьемитами. Реоморфические анатектиты как продукты частичного ультраметаморфического переплавления различных глиноземистых гнейсов практически не отличаются от них по составу. В окварцованных породах, отражающих различные стадии процесса кислотного выщелачивания, наблюдается постепенное снижение роли всех инертных

компонентов в результате их выноса из пород. Эта тенденция особенно ярко проявляется в глиноземистых породах и достигает максимума в крайних продуктах их кислотного выщелачивания — метакварцитах, представляющих собой существенно кварцевые метасоматические образования.

Подсчет средних содержаний важнейших инертных компонентов, а также титана и марганца (288 хим. анализов, табл. 20) с использованием материалов и других исследователей показал, что в направлении от биотитовых и силлиманит-биотитовых гнейсов амфиболитовой фации к кинцигитам гранулитовой уменьшается количество кремнезема и отчасти глинозема, но возрастает содержание магния, железа и связанных с железом титана и марганца. Последнее обстоятельство приводит к базификации пород по мере повышения степени прогрессивного регионального метаморфизма. Эта закономерность имеет общий характер (отмечалась для метаморфических образований многих регионов; Менерт, 1963; Судовиков, 1964; Великославинский, 1966; и др.).

При сопоставлении средневзвешенного состава глиноземистых гнейсов со средним составом продуктов их последующих гранитизаций и кислотного выщелачивания выявляется неуклонное возрастание в них роли кремнезема. При гранитизации наблюдается даже более интенсивный вынос кальция, магния, окисного железа и титана, чем при кислотном выщелачивании. Подобная закономерность изменения состава при гранитизации в общем свойственна и амфиболовым породам. Таким образом, процессы регионального метаморфизма, особенно гранитизация и кислотное выщелачивание, следует рассматривать как мощные факторы мобилизации и миграции вещества в земной коре.

Распределение микроэлементов в породах изучено по 850 полуколичественным спектральным анализам (табл. 21). Содержание титана, марганца, никеля, кобальта, хрома и других элементов выборочно проконтролировано химическим методом, что показало удовлетворительную сходимость. Часть анализов заимствована из работы И. М. Мирходжаева и В. А. Хохлова (1968).

Глиноземистые породы в общем характеризуются повышенными для осадочных пород содержаниями марганца, цинка, хрома, меди, свинца и галлия при примерно кларковых значениях остальных микроэлементов. Содержание галлия в этих гнейсах составляет 0,002—0,003%, а меди и цинка — местами 0,2%.

С возрастанием степени прогрессивного регионального метаморфизма пород увеличивается содержание элементов группы железа, особенно ванадия (до 0,1—0,6%).

В продуктах гранитизации и ультраметаморфизма этих гнейсов снижается содержание элементов группы железа и сидерофильных рудных элементов, но возрастает количество циркония, скандия, галлия и иттрия, а также в следах появляются серебро, молибден и олово (менее 0,001%). Особенно резко возрастает количество галлия, которое в палингенных лейкократовых гранитах достигает 30—60 *г/т*.

Отмеченная тенденция в основном проявляется и у продуктов кислотного выщелачивания всех этих пород. Так, содержание олова и бериллия в грейзенизированных и окварцованных гнейсах соответственно составляет 30 и 10—60 *г/т*, а в палингенных гранитах — 160 и 250—300 *г/т*. В окварцованных гнейсах в метакварцитах и сингенетичных с ними кварцевых жилах отмечается до 18,8 *г/т* серебра и до 0,20 *г/т* золота.

Таблица 20

Среднее содержание некоторых компонентов в метаморфических породах докембрийского комплекса Южного Узбекистана, вес. %

Петрографические типы пород	Кол-во проб	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO
Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы (кинцигиты)	10	65,70 (64,88—83,32)	15,05 (7,65—21,80)	1,17 (0,40—3,60)	2,58 (0,42—6,37)	1,78 (0,07—9,29)	4,66 (1,08—8,0)	0,70 (0,1 —1,05)	0,07 (0,0 —0,23)
Силлиманит-биотитовые гнейсы	34	66,70 (54,88—79,39)	15,46 (5,53—21,80)	0,94 (0,07—2,70)	2,45 (0,30—5,61)	1,22 (0,07—4,08)	4,24 (1,29—8,00)	0,71 (0,05—1,20)	0,07 (0,01—2,70)
Биотитовые гнейсы	49	68,89 (49,41—77,17)	14,93 (11,10—22,73)	1,59 (0,10—5,64)	1,92 (0,30—5,19)	0,75 (0,09—2,49)	3,51 (0,48—5,67)	0,59 (0,08—2,40)	0,05 (0,01—0,15)
Средневзвешенный состав глиноземистых гнейсов	93	67,74	15,09	1,31	2,18	1,03	3,90	0,64	0,06
Гранитизированные гнейсы и гранито-гнейсы	27	75,63 (70,98—90,93)	12,45 (9,58—14,75	0,75 (0,28—2,73)	0,60 (0,06—1,63)	0,48 (0,02—3,82)	1,74 (0,64—3,87)	0,20 (0,07—0,66)	0,03 (0,01—0,08)
Окварцованные гнейсы и метакварциты	11	84,82— (72,30—94,37)	6,31 (2,17—13,71)	0,98 (0,20—2,90)	0,94 (0,30—2,49)	0,75 (1,13—1,96)	1,51 (0,45—2,89)	0,42 (0,23—0,85)	0,02 (1,01—0,05)
Амфиболиты и роговообманковые гнейсы	46	55,53 (38,82—64,80)	14,66 (10,38—20,43)	7,29 (1,49—12,70)	7,72 (2,15—15,00)	1,31 (0,06—4,48)	7,07 (3,30—11,66	0,58 (0,09 —1,14)	0,14 (0,02—0,27)
Гранитизированные амфиболовые породы и тоналито-гнейсы	18	59,88 (50,92—64,0)	14,92 (13,30—19,31)	6,30 (4,19—7,90)	4,45 (3,65—5,90)	0,71 (0,05—1,66)	5,64 (4,59—6,57)	0,53 (0,40—0,80)	0,09 (0,00—0,20)

Примечание. В скобках указаны пределы содержаний компонентов.

В амфиболитах и роговообманковых гнейсах устанавливаются кларковые содержания микроэлементов для основных пород и несколько повышенные для элементов группы железа, меди и цинка. Со-

Таблица 21

Распределение главнейших микроэлементов в породах докембрийского комплекса Южного Узбекистана

Петрографические типы пород	Кол-во проб	Содержание элементов, %			
		0,1—0,9	0,01—0,09	0,001—0,009	менее 0,001
Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы (кинцигиты)	18	Ti (Mn)	Mn, Ba, Sr, Zn (V, Cr)	V, Ni, Co, Cu, Cr, Zr, Ga, Y (Pb, Bi)	Be, Yb (Ni, Co, Ga, Sc)
Силлиманит-биотитовые гнейсы	18	Ti (Mn)	Ti, Mn, V, Cr, Ba, Sr, Zn (Ni, Co, Cr)	Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Y,	Be, Yb. (Sc)
Биотитовые гнейсы	47	Ti (Mn)	V, Sr, (Ni, Zn, Zr)	Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Y (V, Cr, Ba, Zr, Be, Cd)	Be (Co, Ga, Sc)
Средневзвешенный состав глиноземистых гнейсов	87	Ti, (Mn)	V, Ba, Sr, Zn (Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Zn)	Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Y (V, Cr, Ba, Zr, Be, Bi)	Be, Yb (Co, Ni, Se, Ga)
Гранитизированные гнейсы и гранито-гнейсы	256	Ti	Mn, V, Ba, Sr, Zr, (Cr, Zn, Pb, Ga, Cd, Y, Sb. P)	Ni, Co, Ga, (V, Cr, Pb, Bi, Zr, Ss, Y, Sn)	Be, Cu, Pb (Yb, Ag, Mo, Sn)
Окварцованные гнейсы и метакварциты	322		Ti, Mn (Zr, Zn)	V, Ni, Cu (Pb. Zr, Ga, Yb, Mo, Sc)	Be, Ga (Co, Yb, Mo, Sn)
Амфиболиты и роговообманковые гнейсы	40	Ti; Cr (Mn, V, Ni, Ba, Sr, Zn)	Mn, V, Cr, Ba, Sr (Ni, Co, Cu)	Ni, Co, Cu, Be, Ga, Zr (Cr, Pb, Sc, Sn, Y)	Sc (Be, Y, Yb, Sb)
Гранитизированные амфиболиты и тоналито-гнейсы	58	(Ti, Cr)	Ti, Mn, V, Ba, Sr. Zn, P (Ni, Co, Cr, Zr)	Ni, Co, Cu, Ba, Pb, Zr, Be (V, Cr, Sc)	Sc (Ni, Cu, Be)
Кларки по А. П. Виноградову (1956)					
Осадочные породы (сланцы и др.)		Ti, P	Mn, V, Cr, Ba, Sr, Zr	Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Sc, Y, Sn	Mo, Yb, Bi
Основные породы (диабазы и др.)		Ti, Mn, P	V, Ni, Cr, Ba, Sr, Cu, Zn	Cv, Sc, Ga, Y, Zr	Pb, Mo, Sn. Yb

Примечание. В амфиболитах и роговообманковых гнейсах содержание Ti и Mn более 1 %.

держание ванадия (V_2O_5) в них составляет 0,02—0,6%, кобальта — до 100 *г/т*, никеля — 500 *г/т*, хрома — 2 *кг/т*, титана — 20 *кг/т*, а в некоторых высокотитанистых разностях амфиболитов — даже до 65 *кг/т*. Особенно интересно, что в этих породах, по данным И. М. Мирходжае-

ва и В. А. Хохлова (1968), установлены платиноиды (до 0,29 *г/т*), что подтверждает принадлежность исходных древних вулканогенных образований к спилит-пикрит-диабазовой формации. В амфиболовых породах выявлены повышенные содержания цинка (до 600 *г/т*), меди (200—300 *г/т*), свинца (60 *г/т*) и золота (0,06 *г/т*).

В продуктах гранитизации и кислотного выщелачивания амфиболовых пород существенно снижается количество элементов группы железа и сидерофильных рудных элементов, очевидно, в связи с их выносом. Вместе с тем возрастает значение литофильных микроэлементов, в том числе бериллия.

Таким образом, метаморфические процессы, особенно гранитизация и кислотное выщелачивание, являются мощными факторами мобилизации и перераспределения не только петрогенных, но и связанных с ними элементов-примесей, в том числе рудных. По существующим представлениям (Менерт, 1963; Белоусов, 1966, и др.), эти процессы тесно связаны с явлениями базификации (дегранитизации) пород гранулитовой и, возможно, эклогитовой фаций и обусловливают в совокупности с ними геохимическую дифференциацию вещества земной коры. Вместе с тем становится совершенно очевидной исключительно важная роль метаморфических толщ как источников не только воды (Покровский, 1972), но и некоторых рудообразующих элементов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕДИ В ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

Количественное определение меди в породах производилось двумя методами: 1) спектрофотометрическим в Центральной лаборатории МГ УзССР (под руководством Е. П. Стрельниковой) и химической лаборатории ИГиГ АН УзССР (аналитик Н. К. Убайдуллаева). Чувствительность метода — $5 \cdot 10^{-5}$%, относительная ошибка воспроизводимости — 30%; 2) количественным спектральным на спектрографе ДФС-8 в Центральной лаборатории МГ УзССР (под руководством Б. Г. Лубянской). Чувствительность метода на медь — $5 \cdot 10^{-4}$%, относительная ошибка воспроизводимости — 20%.

Распределение меди в осадочных породах Чаткало-Кураминских гор изучалось В. И. Рехарским (1965), Д. М. Сургутановой (1965, 1971), Н. Д. Трояновым (1966) и др.

По В. И. Рехарскому (1965), усредненное содержание меди в осадочных породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня следующее (*г/т*): палеоген — 25, мел — 30, юра — 53,4, верхняя пермь — 12, нижняя пермь — 25, верхний карбон (оясайская свита) — 30, верхний карбон (сарысиюньская свита) — 35, верхний карбон (акчинская свита) — 20, нижний — средний карбон — 25, верхний девон — нижний карбон — 10, нижний — средний девон — 15, нижний палеозой — силур — 45,8.

В палеозое наивысшим содержанием меди отличается нижняя часть, затем — сарысиюньская и оясайская свиты верхнего карбона. Повышенное содержание меди в них объясняется наличием углисто-кремнистых, известково-кремнистых сланцев и известняков, обогащенных органическим веществом. Высокий кларк меди в юрских и меловых отложениях обусловлен преобладанием в их составе глин и песчаников с высокой сорбционной способностью и накоплением рудных элементов.

Содержание меди в различных группах осадочных пород приводится ниже.

Порода	*Содержание меди, г/т*
Глины	30,9
Алевролиты	39,4
Песчаники	26,0
Песчаники и туфопесчаники	22,0
Туфоконгломераты	17,0
Доломиты	11,0
Известняки	12,4
Сланцы, в том числе метаморфизованные	45,3
Сланцы углисто-кремнистые	123,0

Наиболее высокое содержание меди устанавливается в углисто-кремнистых сланцах, меньшее — в глинах, алевролитах, песчаниках, туфо-песчаниках и самое низкое — в известняках. Этот элемент накапливается преимущественно в глинистых породах (глинах, алевролитах, сланцах), особенно в тех, которые обогащены органическим веществом.

Таблица 22

Содержание меди в нижнепалеозойских метаморфических породах (по данным И. М. Голованова и Л. М. Глейзера)

Порода	Возраст	Район	Место взятия	К-во проб	Содержание меди, *г/т*
Кварц - хлорит - серицитовый сланец	$O_3 - S_1$	Кураминский хребет	Беляутысай, Сардобсай	12	65
Хлорит-серицитовый сланец	O_{2-3}		Моголтау	6	48
Полимиктовый песчаник	$O_3 - S_1$		Умбеттысай	5	29
Полевошпат-кварцевый песчаник	O_2		Моголтау	3	17
Глинистый сланец	$O_3 - S_1$	Чаткальский хребет	Пскемские горы	3	52
Полимиктовый песчаник	$O_3 - S_1$			3	45
Углеродисто-глинисто-кремнистый сланец	O_{2-3}			3	43
Углеродисто-кремнистый сланец	O_{1-2}			3	76
Углеродисто-глинистый сланец	C_m			3	100

Данные по распределению меди в метаморфических породах нижнего палеозоя Чаткальского и Кураминского хребтов (табл. 22) показали, что Чаткальская подзона отличается более высокими содержаниями меди в породах нижнего палеозоя, чем Кураминская. Повышенные количества меди тяготеют к сланцам, обогащенным углеродистым веществом, а также к глинистым и хлорит-серицитовым.

В сланцах Зирабулак-Зиаэтдинских гор (по материалам Э. Отакузиева) медь находится в более низких количествах (в пределах 16—50 *г/т* по 29 определениям). По данным А. П. Виноградова (1962), а также К. Турекяна и К. Ведеполя (1961), для сланцев характерны относительно высокие количества меди.

В Чаткальской (в меньшей степени Кураминской) зоне повышенной меденосностью характеризуется пестроцветная терригенная (молассовая, по В. И. Попову) формация живет-франского возраста, представленная в основном песчаниками и алевролитами (Сургутанова, 1965; Троянов, 1966). М. Д. Трояновым в районе Тепарского и Ак-

сарсайского куполов в породах этой формации обнаружены меденосные пласты доломитов, сланцев и песчаников с мелкой вкрапленностью халькопирита, теннантита, пирита и вторичными медными минералами. Содержание меди в них достигает 0,04—0,15%. Среди ассоциирующих с медью металлов отмечаются мышьяк, свинец, цинк, висмут, серебро, редко золото.

Содержание меди в осадочных и осадочно-метаморфических образованиях Алмалыкского рудного района, где расположены медно-порфировые месторождения, оказалось для карбонатных пород невысоким, хотя по сравнению с кларками Турекяна и Ведеполя (1961) повышено от 1,6 до 3,2. В песчаниках и сланцах ордовика-силура содержание меди в 3—5 раз выше, чем в карбонатных породах, причем в сланцах меди в 2 раза больше, чем в песчаниках. На стратиграфической колонке Алмалыкского района сверху вниз заметно увеличение содержания меди, что связано с литологическим типом пород.

Возраст	*Порода*	*Кол-во проб*	*Среднее содержание, г/т*	*Коэффициент концентрации*
C_1	Известняк	8	6,5	1,6
D_3	Доломит	11	9	2,2
D_{2-3}	Известняк	7	13	3,2
O—S	Песчаник	3	28	2,8
O—S	Сланец-серицит-хлоритовый	4	48	1,1

На примере Алмалыкского рудного района И. М. Голованова с учетом данных В. Ф. Викторова и Е. З. Мещанинова изучено соотношение распределения меди и золота в осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. Получены количественные данные содержаний меди и золота в породах по стратиграфическому разрезу палеозоя в районе и обобщены имеющиеся материалы. Опробованию подверглись сланцы, алевролиты и песчаники ордовика—силура, андезитовые порфириты, кварцевые порфиры и дацитовые порфиры нижнего девона, известняково-доломитовая толща $Д_2$—C_1, пироксеновые порфириты минбулакской свиты C_{1-2}, андезито-дацитовые порфириты и туфы акчинской свиты C_2 и дацитовые порфиры надакской (рис. 51).

Сопоставление средних количеств меди и золота в породах и кривые их содержаний на графике показывают, что в целом распределение меди и золота в породах является сопряженным и, за некоторыми исключениями, хорошо коррелируется. Максимальными содержаниями меди и золота отличаются сланцы нижнего палеозоя. Количество меди, кроме того, резко увеличивается в базальтоидах минбулакской свиты C_{1-2}. Не исключена возможность, что обогащенные медью комагматичные эффузивы этой свиты, ассимилированные Алмалыкским монцонитоидным массивом, сыграли заметную роль в его положительной геохимической специализации. Во всяком случае повышенная меденасыщенность магматического комплекса C_{1-2} по сравнению с другими очевидна.

Таким образом, геохимическая связь меди и золота прослеживается в распределении этих элементов в осадочных и осадочно-вулканогенных породах.

Для осадочных пород исследуемого региона В. И. Рехарским (1965) установлен кларк меди — 24,1 *г/т*.

Породы	*Площадь, занимаемая породами, %*	*Количество образцов*	*Медь, г/т*
Осадочные	35,8	514	24,1
Изверженные	64,2	2077	26,3
а) эффузивные	29,4	957	20,1
б) интрузивные	34,8	1120	31,7

Осадочные породы более обогащены медью, чем эффузивные. В целом содержание меди в осадочных и метаморфических породах палеозоя снижается с уменьшением их возраста. Наиболее высокие концентрации меди характерны для пород, слагающих основание стратиграфической колонки как палеозоя, так и мезозоя. В палеозое — это сланцы кембрия, ордовика и нижнего силура, обогащенные углеродистым веществом, и пестроцветные отложения живет-франского возраста, в мезозое — юрские песчано-глинистые угленосные отложения

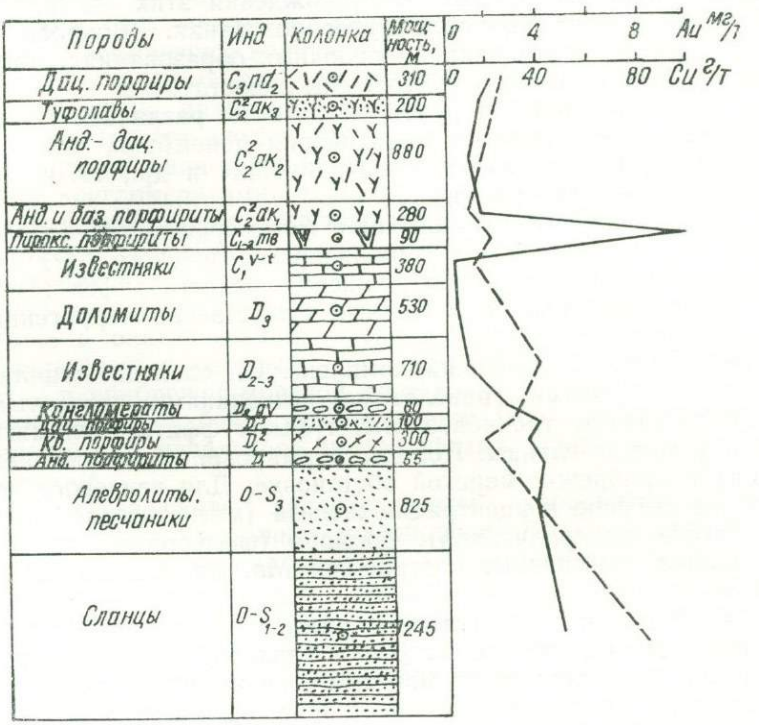


Рис. 51. График распределения средних содержаний меди и золота в стратиграфическом разрезе Алмалыкского рудного района (составил И. М. Голованов с использованием материалов В. Ф. Викторова, Е. З. Мещанинова).

и меловые красноцветы. Ассимиляция обогащенных медью палеозойских осадочных, осадочно-вулканогенных и метаморфических пород гранитоидами нижнего—среднего карбона обусловила их повышенную меденосность и, по-видимому, сыграла определенную роль в создании первично-рассеянных концентраций меди в этих породах.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИСМУТА, СУРЬМЫ И МЫШЬЯКА В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЧАТКАЛЬСКИХ ГОР

Чаткальские горы[1] являются металлогенической провинцией на висмутовое, мышьяковое, свинцово-цинковое, флюоритовое и редко-

[1] Рассматриваемая площадь Чаткальских гор включает территорию Сандалашского, Пскемского и частично Угамского хребтов. Одни исследователи вслед за В. И. Поповым эту территорию выделяют как Чаткальскую подзону Срединного Тянь-Шаня, другие — как Северо-Чаткальскую или Пскем-Сандалашскую (А. С. Аделунг, Т. М. Воронич). По Е. И. Зубцову и В. Г. Гарьковцу, она входит в Каратау-Нарынскую зону.

метальное оруденение. В осадочных породах этого региона расположены месторождения висмута (с сурьмой, вольфрамом и мышьяком) — Устарасай; мышьяка (с висмутом и сурьмой) — Бричмулла, Кульма; свинца и цинка (с висмутом, сурьмой, мышьяком, серебром) — Лачин-Хана, Мискан, Нижнекоксуйское и многочисленные рудопроявления этих металлов. По этой причине представляют интерес закономерности распределения первичных концентраций висмута, сурьмы и мышьяка в осадочных породах как фон, на котором сформировались в гидротермальном процессе рудные месторождения этих металлов, и как среда, влияющая на процессы рудообразования. Вопросы геохимии висмута, сурьмы и мышьяка в осадочных образованиях докембрия и палеозоя района в литературе освещены недостаточно.

На рассматриваемой территории развиты различные по составу и геохимическим особенностям образования докембрия, нижнего, среднего и частично верхнего палеозоя (Воронич и др., 1970; Чистяков, Лощинин, Глейзер, 1971; и др.).

Отложения докембрия включают метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы) нижнепротерозойского (?) возраста, терригенно-карбонатную толщу нижнего—среднего рифея (?) и моласоидные вулканогенные и осадочные существенно терригенные образования венда.

Наиболее изучен вендский комплекс. Он сложен «тиллитоподобными» конгломератами, гравелитами, песчаниками, глинистыми сланцами. Присутствуют трахибазальты, туфы, туффиты, доломиты, кремнистые и углистые сланцы. Породы формировались в континентальной (озерной) и прибрежно-морской обстановке. Для вендского комплекса характерны высокие концентрации железа (магнетитовая, гематитовая и анкеритовая минерализации), фосфора (фосфориты), титана. Отмечаются также повышенные содержания Mo, Au, Cu, Sb, Bi и других элементов.

Отложения нижнего палеозоя представлены кембро-нижнеордовикским, средне-верхнеордовикским и верхнеордовикским комплексами, сложенными различными морскими, преимущественно осадочными, формациями. В основании кембро-нижнеордовикского комплекса выделяется углеродисто-кремнисто-глинисто-сланцевая формация нижнего кембрия (мощностью до 50—100 *м*), в которой широко развиты углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, в меньшей мере — доломиты и известняки. Залегающая выше сланцево-карбонатная формация среднего кембрия — тремадока (мощностью 200—300 *м*) состоит в основном из доломитов, известняков, глинистых, часто углеродистых сланцев с подчиненным значением углеродисто-кремнистых пород и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Венчается разрез комплекса кремнистой формацией арениг-ланвирнского возраста (мощностью 90—120 *м*), включающей железисто-кремнистые яшмовидные, а также углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы, кремнистые, известняки.

Комплекс отличается повышенной фосфатоносностью (горизонты фосфоритов в кембрийских отложениях), а в углеродистых сланцах, особенно нижнего кембрия, концентрируются Mo, V, Pb, Ag, Au, Bi, Sb, As. С яшмовидными сланцами кремнистой формации арениг-ланвирна связана марганцевая минерализация.

Средне-верхнеордовикский комплекс состоит из двух формаций — среднеордовикской карбонатно-(рифогенно)-теригенной (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, рифогенные известняки; до 200—250 *м*) и верхнеордовикской (верхнекарадокской) вулканогенно-

кремнисто-терригенной (250—450 *м*), характеризующейся пестрым составом отложений (песчаники, алевролиты, глинистые, углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые, железисто-глинистые, яшмовидные сланцы, реже основные, средние эффузивы и их туфы, а также известняки и доломиты). В углеродистых породах отмечаются довольно высокие содержания Mo, V, Pb, Ag, Au, Bi, Sb, As и других элементов. К яшмам приурочена минерализация железа и марганца. Верхнеордовикский комплекс (ашгильский) представлен прибрежно-морской терригенной шлировой формацией (до 1000 *м*), сложенной конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами. В них установлено несколько повышенное количество золота и меди.

В основании разреза среднего палеозоя района залегает континентальная, частично прибрежно-морская, терригенная пестроцветная формация D_3fr—fm (тюлькубашская свита) мощностью 200—300 *м*. Толща пород представляет собой единый ритм осадконакопления, начинающийся конгломератами и заканчивающийся известковистыми песчаниками, известняками и аргиллитами. Выделяется четыре ритмопачки: конгломерато-песчаниковая, песчано-алевролитовая, кварцитовидных песчаников и известняково-песчаниковая (переходная). Терригенные отложения трех нижних пачек (D_3fr) сформировались преимущественно в окислительной среде в континентальных условиях (речных, дельтовых и озерных), а верхней известняково-песчаной (D_3fr—fm) — в прибрежно-морской обстановке в условиях смены окислительного режима слабовосстановительным. Породы подверглись процессам эпигенеза и начального метаморфизма, приведшего к образованию кварцитов.

Тюлькубашская свита характеризуется карбонатно-алюмосиликатным составом с повышенным содержанием Fe, Cu и примесью Bi, As, Sb, Pb, Zn и др. По данным Д. М. Сургутановой и Н. Назаровой, медь (тысячные и сотые доли %) приурочена к алевролитам и аргиллитам. Видимая медная минерализация установлена (Троянов, 1966) в мелкозернистых разностях песчаников и глинистых прослоях (Тепарское, Сандалашское, Ихначское и другие рудопроявления). Ритмопачка D_3fr—fm, именуемая переходным горизонтом, вмещает мышьяково-висмутовые, медные и свинцово-цинковые месторождения.

Терригенная формация франа сменяется лагунно-морской карбонатной верхнего девона, частично, возможно, низов нижнего карбона. Она сложена внизу известняками, сменяющимися выше доломитами, доломитовыми известняками, сильно обогащенными органическим веществом и содержащими повышенные количества свинца и цинка (чаватинский горизонт). В них нередко локализуется и свинцово-цинковое оруденение.

Основную часть разреза среднего палеозоя составляет кремнисто-карбонатная (существенно известняковая) формация нижнего карбона (турне — низы намюра). В ее составе преобладают известняки, нередко рифогенные, содержащие прослои и линзы кремнистых пород. Отложения формации характеризуются повышенной марганценосностью, местами железистостью. Незначительно развита в районе намюр-нижнебашкирская осадочно-вулканогенная формация.

Содержания Bi, Sb и As определены в 523 пробах неизмененных пород высокочувствительным спектральным анализом в камерных электродах по методике ВИТРа в Чаткальской ГРЭ МГ УзССР (С. Р. Ахмеджанов), в ЦХЛ МГ УзССР (Г. И. Парамонова) и проконтролированы в ВИТРе (А. А. Утгоф). Сходимость анализов хорошая. Чувствительность метода на висмут — $1 \cdot 10^{-6}$ %,

сурьму — $1 \cdot 10^{-5}$, мышьяк — $1 \cdot 10^{-4}$, что позволяет определять их кларковые содержания. Пробы, показавшие $Bi > 5 \cdot 10^{-5}$%, анализировались также количественно-спектральным методом в ЦХЛ МГ УзССР. Контрольное определение As и Sb выполнено химическим анализом (ИГ и Г АН УзССР).

Висмут. Кларк висмута в земной коре окончательно не установлен и значительно различается по данным ряда исследователей.

Кларк, %	*Исследователь*	*Год*
$1 \cdot 10^{-6}$	F. W. Clark и	1924
$-1 \cdot 10^{-5}$	H. S. Waschington	
$3 \cdot 10^{-6}$	Г. Берг	1925
$0{,}7 \cdot 10^{-5}$	J. и W. Noddack	1934
$1 \cdot 10^{-5}$	А. Е. Ферсман	1939
$2 \cdot 10^{-5}$	V. M. Goldschmidt	1937
$2 \cdot 10^{-7}$	G. Green	1954
$1{,}7 \cdot 10^{-5}$	R. R. Brooks, Z. H. Ahrens	1961
$9 \cdot 10^{-7}$	А. П. Виноградов	1962
$1{,}7 \cdot 10^{-5}$	S. R. Taylor	1964

Литературные данные о содержании висмута в породах чрезвычайно малочисленны и отрывочны из-за очень низкого кларка висмута в земной коре и аналитических трудностей в определении малых количеств элемента. Среднее содержание висмута снижается от глинистых сланцев — 0,01 *г/т* к песчаникам — 0,003 *г/т* (Виноградов, 1962; Preus, 1941). Brooks, Arhens (1961) приводят более высокую цифру — 0,11 *г/т*.

В осадочных породах палеозоя Южной Ферганы (Великий, 1969) присутствует от 0,056 до 0,36 *г/т* висмута, причем в карбонатных породах его меньше (0,093 *г/т*), чем в терригенных алюмосиликатных (0,20 *г/т*). В возрастном отношении среди последних богаче висмутом отложения силура (0,36 *г/т*)*, чем девона и карбона (0,15 *г/т*). Из карбонатных пород повышенными содержаниями отличаются доломиты (0,15 *г/т*) и известняки с кремнистыми стяжениями (0,12 *г/т*).

Содержание висмута в породах различного состава и возраста Чаткальского региона приведено в таблице 23. Количество его в наиболее древних метаморфических образованиях докембрия неясно из-за малого числа определений. Один анализ кварц-полевошпат-биотитового сланца из ксенолита в плагиогранитах Бешторского интрузива ($R\mathrm{f}_{2-3}$) показал содержание 0,1 *г/т*.

В вендском комплексе в основном проанализированы осадочные пирокластические и осадочно-пирокластические породы нижней его части (мурсашская свита), обнажающейся в Пскемском поднятии. Максимальные концентрации висмута (0,1—0,3 *г/т*) приурочены к туфогенным углеродисто-кремнистым сланцам, образующим маломощные прослои и линзы. В туфах и туффитах (туфосланцах, туфопесчаниках), слагающих большую часть разреза этой свиты, содержание висмута обычно колеблется от 0,01 до 0,1 *г/т*, иногда повышаясь в породах, импрегнированных пиритом, до 0,2—0,5 *г/т*. В одном из прослоев туфогравелитов с обильными обломками титано-магнетита и магнетита (бассейн р. Чиралма) установлено 0,6 *г/т* висмута. Минимальное содержание его отмечается в карбонатных породах (доломитах),

---

* Средние значения содержаний висмута (Великий, 1969) завышены, в частности, для терригенных отложений силура, в связи с тем, что в подсчет включены ураганные значения, без которых эти цифры снизятся до 0,15—0,2 *г/т*.

несколько выше оно в туфо-доломито-анкеритовых пачках. В покровах и силлах оливиновых базальтов и трахибазальтов содержится от 0,03 до 0,1 *г/т* висмута.

Относительно низкое содержание висмута (0,06—0,08 *г/т*) отмечается в аркозовых песчаниках и тиллитоподобных конгломератах шорашуйской свиты (Сандалашский хребет). Более обогащены им железисто-глинистые сланцы (до 0,2 *г/т*).

Распределение висмута в отложениях нижнего палеозоя неравномерное (табл. 24). Максимальные его концентрации приурочены к сланцам, обогащенным органическим веществом, — углеродисто-глинистым, углеродисто-глинисто-кремнистым, а также яшмовидным кремнистым, железо-марганцовистым породам. Среди первых выделяются углеродистые сланцы углеродисто-глинисто-кремнистой (Cm_1) и кремнистой формаций (O_{1-2}), в которых содержание висмута обычно колеблется от 0,2 до 0,5 *г/т*. В породах карбонатно-сланцевой (Cm_{2-3}) и кремнисто-терригенной (O_3^1) формаций его содержание в среднем снижается, но все же нередко достигает 0,3—0,5 *г/т*.

Количество висмута увеличивается в углеродисто-глинистых разностях сланцев. Довольно отчетливо это наблюдается в породах среднего—верхнего кембрия. Так, углеродисто-глинистые сланцы содержат 0,28 *г/т*, а углеродисто-кремнистые — 0,14 *г/т* висмута. В других формациях такая закономерность менее заметна, и содержание висмута сильно варьирует независимо от количества углеродистой и глинистой примесей.

В яшмовидных железо-марганценосных кремнистых сланцах арениг-ланвирна степень концентрации висмута значительно равномернее, чем в аналогичных породах низов верхнего ордовика. Связь ее с интенсивностью минерализации не всегда проявляется. Сравнительно высокое содержание висмута (до 1,6 *г/т*) установлено в верхнекарадокских кремнистых сланцах с окисно-марганцевой минерализацией в бассейне р. Бадак (Пскемский хребет). В ассоциирующих с ними глинисто-сидеритовых и глинисто-родохрозитовых (конкреционных) сланцах содержится 0,2—0,3 *г/т* висмута. Почти в таком же количестве он присутствует в гематитовых конкрециях.

Среди терригенных пород максимум среднего содержания висмута приходится на глинистые сланцы, в которых оно, сохраняется почти на одном уровне по всему разрезу, несколько увеличивается в его верхах (ашгилий). Количество висмута в пробах сланцев и песчаников остается обычно в пределах 0,1—0,3 и 0,1—0,2 *г/т*.

Минимальным выдержанным содержанием висмута (0,01—0,03 *г/т*) характеризуются известняки и доломиты. Относительно повышено оно в известняках с углисто-глинистой примесью (средний ордовик, верхний кембрий).

Распределение висмута в породах франского яруса (включая D_3fr—fm) Чаткальской зоны изучалось по 288 пробам из Чаваты, Тепара, Майдантала, Бадака, Кумбеля, Каратобе, Каракасмака, Чукурчака. Литологические разновидности пород отличаются по содержанию висмута: в известковистых алевролитах и алевролитах — максимальное, в песчаниках и кварцевых песчаниках — минимальное. Наиболее висмутоносны породы Тепарского купола (0,183 *г/т*), Каратобе (0,05 *г/т*) и Чаваты (0,051 *г/т*).

Распределение висмута в породах франского яруса (включая переходный горизонт D_3fr—fm) не противоречит логнормальной зависимости. Гистограммы (рис. 52), построенные по классам с шагом 0,01 *г/т* в пределах содержаний 0,01—0,1 *г/т* Bi и с шагом 0,1 *г/т*

Таблица 23.

Содержание Bi, As и Sb в породах докембрия и палеозоя Чаткальской зоны, *г/т*

Возраст	Порода	Кол-во проб	Bi	As	Sb
C_1n	Известняки	1	0,01	2	<0,05
C_1V_{2-3}	Известняки, кремнистые известняки	5	0,1 (0,01—0,2)	6 (5 —6)	<0,05
C_1V_1	Известняки кремнистые, органогенные	5	0,02 (0,01—0,05)	5,5 (5 —6)	<0,05
C_1t_2	Известняки с кремнистыми прослоями	15	0,027 (0,01—0,08)	10 (5 —30)	<0,05
C_1t_1	Доломиты пахучие	9	0,012 (0,01—0,02)	30 (20—40)	<0,05
D_3fm	Известняки	1	0,02	4	<0,05
D_3fr	Известняки алевритистые	91	0,043 (0,01—0,1)	2,3 (1 —5)	0,1 (0,05—0,3)
	Алевролиты известковистые	72	0,071 (0,01—0,4)	2,5 (1 —4)	0,17 (0,05—0,5)
	Алевролиты	57	0,05 (0,01—0,2)	2,93 (2 —4)	0,17 (0,05—0,3)
	Аргиллиты	17	0,04 (0,01—0,2)	3,62 (2 —6)	0,30 (0,1 —0,8)
	Песчаники и гравелиты	38	0,035 (0.01—0.4)	3,25 (1 —10)	0,29 (0,05—0,4)
	Кварцитовидные песчаники	33	0,04 (0,1 —0,6)	4,03 (2 —6)	0,39 (0,1 —0,5)
O_3^2	Глинистые сланцы	10	0,2 (0,03—0,8)	9 (8 —20)	0,2 (0,0 —1)
	Песчаники	21	0,16 (0,03—0,8)	6 (3 —10)	0,16 (0,0 —1)
	Известняки	3	0,01	5	<0,05
O_3^1	Доломиты	2	0,015 (0,01—0,02)	6	<0,05
	Глинистые сланцы	13	0,19 (0,03—0,5)	8 (4 —10)	0,19 (0,0—0,3)
	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	17	0,23 (0,05—0,5)	19,2 (8 —50)	2 (0,5 —10)
	Железо-марганцовистые кремнистые сланцы	7	0,21 (0,1 —1,6)	11 (4 —30)	0,41 (0,2 —6)
	Гематитовые конкреции	1	0,1	20	3
	Родохрозитовые сланцы	1	0,2	6	0,1
	Глинисто-железистые сланцы	1	0,3	10	0,2
	Андезито-базальтовые порфириты	1	0,6	7	0,1
	Известняки	6	0,03 (0,01—0,08)	5,7 (5 —8)	0,1 (0,0—0,2)
O_2	Глинисто-алевритовые сланцы	5	0,19 (0,06—0,5)	7,2 (6 10)	0,19 (0,0—0,8)
O_{1-2}	Известняки кремнистые	2	0,02	6	0,15 (0,1—0,2)
	Железо-марганцовистые кремнистые сланцы	6	0,4 (0,2 —0,8)	13 (10 -30)	1,6 (1 —3)
	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	5	0,44 (0,3 —0,6)	24 (20 40)	3 (1 —5)
Cm_{2-3}	Известняки	11	0,023 (0,01—0,04)	6,5 (5 —8)	0,15 (0,0—0,2)
	Доломиты	6	0,02 (0,01—0,(03)	6,7 (6 —8)	0,15 (0,0—0,3)
	Глинистые сланцы	4	0,2 (0,02—0,3)	8,6 (6 —10)	0,25 (0,2—0,3)
	Углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы	10	0,21 (0,08—0,5)	18,6 (6 —30)	2,1 (0,5—5)
	Фосфориты	1	0,3	60	8
Cm_1	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	8	0,36 (0,1—0,6)	11,2 (10—30)	1,8 (0,5—5)
	Фосфориты	2	0,6—4	20—30	0,2—0,8
V	Доломиты	3	0,016 (0,01 -0,03)	6 (4 —8)	0,1 (0,0—0,2)
	Песчаники	3	0,14 (0,06—0,3)	7	0,2
	Глинисто-железистые сланцы	2	0,2	8	0,2
	Углеродисто-кремнистые сланцы	4	0,16 (0,1 —0,3)	10 (6 —20)	1,8 (1 —3)
	Туфы, туффиты	13	0,07 (0,01—0,5)	9 (5 —20)	0,23 (0,0—1)
	Туфо-карбонатно-железистые породы	5	0,03 (0,01—0,2)	6 (4 —10)	0,1 (0,0—0,2)
	Тиллитоподобный конгломерат	1	0,08	10	0,2
	Трахибазальты	4	0,07 (0,05—0,1)	9 (8 —10)	0,2
Pt_1 (?)	Метаморфический сланец	1	0,1	10	1

Примечание. В скобках—пределы колебания содержаний. В подсчет средних единичные „ураганные" содержания не включались Кроме материалов авторов, для анализов использовано 15 проб по карбонатным породам Б. Исакжанова.

в пределах 0,01—0,1 *г/т* и 0,1—1 *г/т*, показывают левую асимметрию: в 40% проб содержания висмута находятся в классе наименьших концентраций — 0,01—0,02 *г/т*. Приведенные данные подтверждают первичную природу висмута в осадочных отложениях франского яруса девона.

Особый интерес представляют терригенно-осадочные отложения верхней части франского яруса, переходные к фаменскому, сложенные ритмично чередующимися прослоями кварцитов, роговиков, алевролитов, мраморов и доломитов (D_3fr—fm). Эти породы юго-западнее Ча-

Таблица 24

Распределение Bi, As, Sb в отложениях докембрия и нижнего палеозоя Чаткальской зоны, *г/т*

Порода	Возраст	Кол-во проб	Bi	K^*_{Bi}	As	K_{As}	Sb	K_{Sb}
Известняки	D_3—C_1	22	0,02	2	5,5	5,5	0,05	0,25
Доломиты		9	0,012	1	30	30	0,05	0,25
Известняки алевритистые	D_3fr	91	0,04	4	2,3	2,3	0,1	0,5
Аргиллиты и сланцы		17	0,04	14	3,62	0,21	0,30	0,2
Песчаники и гравелиты		38	0,035	3,5	3,25	3,2	0,29	29
Алевролиты известковистые		72	0,071	7	2,5	2,5	0,17	17
Кварцитовидные песчаники		33	0,04	4	4,03	4	0,39	39
Известняки	Pz_1	22	0,021	2	5,6	5,6	0,12	0,6
Доломиты		8	0,017	1,7	6,3	6,3	0,1	0,5
Глинистые сланцы		27	0,2	18	8,4	0,7	0,21	0,15
Песчаники		21	0,16	16	6	6	0,16	16
Углеродисто - глинистые, углеродисто -кремнистые сланцы		40	0,29	29	18	1,4	2,6	1,8
Железо -марганцовистые кремнистые сланцы		13	0,31	31	12	~1	1,0	0,7
Доломиты	Pt_3v	3	0,016	1,6	6	6	0,1	0,5
Песчаники		3	0,14 (?)	14	7	7	0,2	20
Углеродисто -кремнистые сланцы		4	0,16	16	10	0,8	1,8	1,3

* К—коэффициент концентрации—отношение среднего содержания элементов к их кларкам в соответствующих типах пород: для Bi—(Виноградов, 1962), As, Sb, по Turekian, Wedepohl (1961). Содержание элементов в углеродисто-кремнистых и железо-марганцовистых кремнистых сланцах сравнивается с кларками глинистых сланцев.

ватинского интрузива, в зоне устарасайских разломов, вмещают кварцевые жилы, пирротиновые и арсенопиритовые залежи с висмутовым оруденением (Бричмуллинское рудное поле). Выявленная в 1964 г. Ю. Ф. Баскаковым приуроченность висмутового оруденения Устарасая к породам переходного горизонта подтверждена в том же году съемочными работами В. С. Брудневского, минералого-петрографическими — Э. А. Дунин-Барковской, разведочными — Г. Е. Камагурова и др. Отмечена роль этого горизонта как ведущего литологического фактора в размещении рудных тел Устарасая (Г. Е. Камагуров, В. В. Воронич, Э. А. Дунин-Барковская, В. А. Хорват и др.) и всей Чаткальской зоны (Э. А. Дунин-Барковская).

Распределение висмута в неизмененных и слабо метаморфизованных породах горизонта D_3fr—fm изучено в Чаватасае (скв. 390, на ле-

вом борту — 100 проб и обнажения, на правом — 22 пробы) и в северной части Чаткальской зоны по указанным выше разрезам. Концентрация висмута без учета ураганных проб в целом по горизонту составляет 0,05 *г/т*. Породы переходного горизонта характеризуются преобладанием калия над натрием (50 анализов); среднее соотношение калия и натрия составляет примерно 10 : 1.

Содержание висмута в карбонатных отложениях верхнего девона — нижнего карбона неравномерное. Максимальные средние значения характерны для глинисто-алевролитистых известняков переходного горизонта фран-фаменского яруса (0,04 *г/т*), а также детритусовых, часто кремнистых и обогащенных терригенной примесью известняков среднего—верхнего визе (0,1 *г/т*). В карбонатных породах турнейского

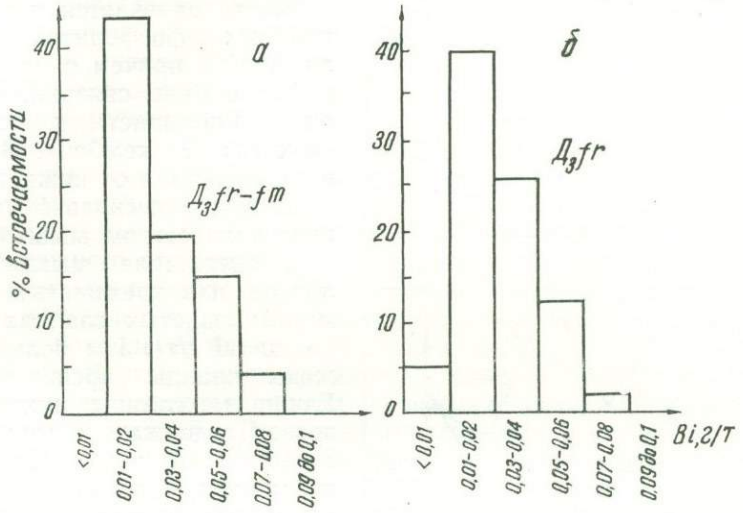


Рис. 52. Гистограммы распределения висмута в осадочных породах северной части Чаткальской зоны, составленные в интервале содержаний от 0,01 до 0,1 *г/т*: *а*—в отложениях переходного горизонта $Д_3fr—fm$; *б*—$Д_3fr$.

яруса, включая доломиты чаватинского горизонта, количество висмута низкое — от 0,12 до 0,027 *г/т*.

Мышьяк. Кларк мышьяка для земной коры равен, по данным А. П. Виноградова (1962) и S. R. Taulor (1964), соответственно $1{,}7 \cdot 10^{-4}$—$1{,}8 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание мышьяка в осадочных породах (глинах и глинистых сланцах, по А. П. Виноградову (1962),—$6{,}6 \cdot 10^{-4}$%. По K. Turckian и K. Wedepohl (1961), в глинистых сланцах содержится $1{,}3 \cdot 10^{-3}$% мышьяка, песчаниках —$1 \cdot 10^{-4}$, карбонатных породах — $1 \cdot 10^{4}$. Геохимия мышьяка в осадочных породах Чаткальских гор интересна тем, что именно в них находится самое крупное в Узбекистане месторождение мышьяковых руд — Бричмуллинское, в заметных количествах арсенопирит присутствует и в Устарасае, Чавате, Лачин-Хане.

Мышьяк в разрезе пород докембрия — палеозоя Чаткальского региона распределяется неравномерно (табл. 23). Содержание его в докембрийских образованиях в общем низкое. Относительно обогащены им в среднем углеродисто-кремнистые сланцы (около 11 *г/т*). Редко в количестве до 20 *г/т* мышьяк встречается в пепловых туфах трахибазальтов и туффитах.

В силлах и покровах субщелочных базальтоидов содержится 8—10 *г/т* мышьяка.

В значительно больших концентрациях мышьяк содержится в отложениях нижнего палеозоя. Так же, как висмут, он отчетливо концентрируется в углеродистых сланцах (углеродисто-глинистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнистых) — от 10 до 30, реже 40—50 *г/т*. В одном из горизонтов углеродисто-кремнистых сланцев низов верхнего ордовика (бассейн р. Бадак) установлено 90 *г/т* мышьяка. Более равномерно заражены им сланцы аренига — 20—40 *г/т*. Характерно, что в углеродисто-кремнистых сланцах содержание мышьяка часто выше, чем в углеродисто-глинистых.

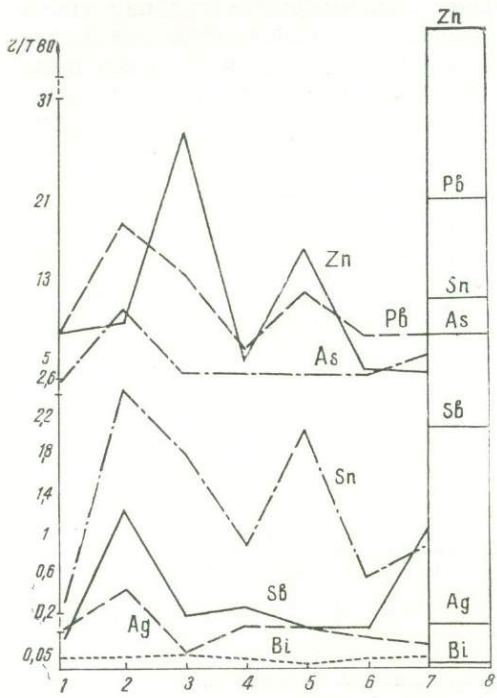


Рис. 53. Диаграмма распределения средних содержаний висмута, свинца, мышьяка, цинка, сурьмы, серебра и олова в осадочных породах D_3fr и D_3fr—fm в северной части Чаткальской зоны. Разрезы: *1*—Чавата; *2*—Тепар; *3*—Бадак; *4*—Майдантал; *5*—Каратобе; *6*—Каракасмак; *7*—Кумбель; *8*—кларк в осадочных породах (Виноградов, 1962).

Существенная концентрация элемента отмечается и в конкреционных фосфоритах (от 20 до 60 *г/т*), причем с максимумом в фосфоритах, связанных с углеродисто-кремнистыми сланцами верхнего (?) кембрия. Эти сланцы отличаются от нижнекембрийских также несколько повышенным количеством мышьяка.

Содержание мышьяка увеличено и в кремнистых железомарганцовистых сланцах (нередко до 30 *г/т*). Им больше заражены сланцы арениг-ланвирна. Глинистые сланцы нижнего палеозоя содержат обычно около 8—10 *г/т* мышьяка. Относительно минимальное его количество (5—7 *г/т*) приурочено к песчаникам, известнякам и доломитам.

Содержание мышьяка в осадочных породах франского яруса девона увеличивается от карбонатных (2,3 *г/т*) к алюмосиликатным (аргиллиты, сланцы — 3,62; песчаники, гравелиты — 3,25; кварцитовидные песчаники—4,03). В разрезах по отложениям D_3fr в Чаткальских горах содержание мышьяка только в Тепаре находится на уровне кларка и немного выше, остальные участки обеднены им. Наблюдается отчетливая корреляция мышьяка с сурьмой (рис. 53). По-видимому, эти два элемента извлекались из осадочных пород при образовании блеклой руды в рудопроявлениях Тепара. Намечается также небольшое повышение мышьяка и сильное — сурьмы в районе Кумбеля, где можно ожидать нахождение сульфосолей меди или свинца с сурьмой (преимущественно) и мышьяком.

Среди карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона аномально высокие содержания мышьяка (20—40 *г/т*) отмечаются в доломитах чаватинского горизонта. Повышены они и в верхнетурнейских известняках с кремнистыми стяжениями (коксуйский горизонт).

Сурьма. Относится к малораспространенным элементам земной коры. Ее кларк, установленный еще в 1924 г. Ф. Кларком и Г. Вашинг-

тоном, почти не изменился и составляет первые стотысячные доли процента: $5 \cdot 10^{-5}$, по А. П. Виноградову (1962), и $2 \cdot 10^{-5}$, по S. R. Taylor (1964).

Содержание сурьмы в осадочных породах (глинах и сланцах) составляет $-2 \cdot 10^{-4}$ вес.% (Виноградов, 1962). По K. Turekian и K. Wedepohl (1961), в глинах содержится $1{,}4 \cdot 10^{-4}$ вес. %, в песчаниках — $x \cdot 10^{-6}$, в карбонатных породах $-2 \cdot 10^{-5}$. В этом районе в осадочных породах известны гидротермальные месторождения и рудопроявления мышьяка, висмута, свинца и меди с сурьмяной минерализацией (Бричмуллинское рудное поле) и отдельные точки с минералами сурьмы: джемсонитом, буланжеритом, блеклой рудой, валентинитом и др.

В отложениях докембрия Чаткальского региона сурьма концентрируется преимущественно в углеродисто-кремнистых сланцах основания вендского комплекса (мурсашская свита) в количестве от 1 до 3 *г/т*, редко до 1 *г/т* сурьма встречается в пепловых туфах. Такое же содержание установлено в пробе из метаморфических сланцев ксенолита в бешторских гранитоидах. В терригенных породах, а также базальтоидах содержание сурьмы находится на уровне 0,2 *г/т*, в карбонатных — обычно ниже 0,1 *г/т* (предел чувствительности анализа).

Основным концентратором сурьмы в разрезе нижнего палеозоя являются углеродистые и железо-марганцовистые кремнистые сланцы, особенно нижнего ордовика. В породах этого возраста содержание сурьмы довольно выдержанное и составляет соответственно 1—5 и 1—3 *г/т*. В углеродистых сланцах кембрия и низов верхнего ордовика количество ее колеблется более значительно, хотя в основном также превышает 1 *г/т*. В углеродисто-кремнистых сланцах верхнего карадока спорадически встречаются аномально высокие содержания сурьмы — до 8—10 *г/т* (Бадаксай). В железо-марганцовых кремнистых породах верхнего карадока присутствует иногда до 1—6 *г/т* сурьмы, но среднее значение невысокое — 0,3—0,5 *г/т*. Характерна относительная зараженность сурьмой фосфоритов: верхнекембрийских — до 8 *г/т*, нижнекембрийских — 0,8 *г/т*.

В других типах пород нижнего палеозоя содержание сурьмы невысокое и в среднем несколько уменьшается от глинистых сланцев (около 0,2 *г/т*) к песчаникам и карбонатным отложениям (0,16 и 0,1—0,15 *г/т*).

Содержание сурьмы в осадочных породах франского яруса девона так же, как и мышьяка, увеличивается от карбонатных (0,1 *г/т*) к алюмосиликатным (аргиллиты и сланцы, песчаники — 0,30; кварцитовидные песчаники — 0,39). Карбонатные породы каменноугольного возраста содержат сурьму в количестве ниже чувствительности анализа — $1 \cdot 10^{-5}$%.

Общие закономерности распределения Bi, As и Sb. Полученные данные свидетельствуют о неравномерном распределении висмута, мышьяка и сурьмы в отложениях верхнего докембрия-палеозоя Чаткальской подзоны (табл. 22) Наиболее высокие относительные концентрации этих элементов приурочены к углеродистым и кремнистым железо-марганцовистым сланцам нижнего палеозоя. Содержание висмута в них почти одинаковое, мышьяка и сурьмы больше в углеродистых сланцах. В углеродисто-глинисто-кремнистых породах (табл. 23) максимумы средних содержаний висмута отмечаются в нижнем кембрии и нижнем ордовике, а мышьяка и сурьмы — нижнем и верхнем ордовике, в железо-марганцовистых — в арениг — ланвирне. Углеродисто-кремнистые сланцы венда в основном обогащены мышьяком и сурьмой, хотя и в несколько меньшем количестве, чем нижнепалеозойские.

Увеличение концентрации висмута, мышьяка и сурьмы отмечается в конкреционных фосфоритах, причем степень обогащенности ими зависит от содержания элементов во вмещающих породах (табл. 22).

Содержание висмута максимально в терригенных отложениях нижнего палеозоя и уменьшается как в докембрийских, так и среднепалеозойских (франских) породах. Количество мышьяка и сурьмы в терригенных образованиях докембрия и нижнего палеозоя находится почти на одном уровне. В породах франского яруса мышьяка меньше, а сурьмы больше.

Фоновые содержания элементов в карбонатных образованиях минимальные, за исключением доломитов чаватинского горизонта, сильно обогащенных мышьяком. Известняки обычно больше, чем доломиты, заражены висмутом. В морских отложениях нижнего палеозоя наблюдается сравнительно упорядоченное распределение элементов в фациальном ряду: песчаники — глинистые сланцы — известняки (максимум в глинистых сланцах), а в девонских континентальных более пестрое. Причем висмут концентрируется главным образом в переходных прибрежно-морских известковистых алевролитах.

В концентрации висмута, мышьяка и сурьмы в осадочном процессе формирования терригенных осадков в палеозое ведущую роль играло органическое вещество, а также гидроокислы железа и глинистый материал. В породах, обогащенных органикой, они могут присутствовать в виде металлоорганических соединений, а гидроокислы железа и глинистое вещество служат адсорбентом. Положительная корреляционная связь между содержаниями Bi, As, Sb свидетельствует о сходных особенностях их поведения в осадочном процессе.

Среднее содержание висмута в отложениях докембрия, нижнего и в меньшей степени среднего палеозоя Чаткальской подзоны значительно (до 15—30 раз) превышает его кларк для глинистых сланцев, по А. П. Виноградову (1962). По сравнению со средним содержанием висмута (0,11 *г/т*) в глинистых породах, приводимым Brooks и Ahrens (1961), концентрация его повышена (до 2—3 раз) почти во всех породах (за исключением карбонатных) нижнего палеозоя.

Количество мышьяка в глинистых сланцах ниже кларка, вычисленного K. Turekian и K. Wedepohl, и лишь в глинистых сланцах нижнего палеозоя превышает его значения по А. П. Виноградову. Содержание же сурьмы в них во много раз уступает кларковому. Количество мышьяка в песчаниках и карбонатных породах, а сурьмы — в песчаниках выше кларка. Определенную роль в их концентрации здесь могли играть и такие факторы, как слабая сортировка терригенного материала, присутствие пелитовой и углистой примесей. Углеродистые сланцы, особенно нижнего ордовика, обогащены мышьяком и сурьмой, однако в среднем накопление этих элементов относительно кларков довольно слабое, в кремнистых железо-марганцовистых сланцах оно почти не отмечается.

Таким образом, внутри триады рассматриваемых элементов висмут образует максимальные, а сурьма минимальные концентрации.

Учитывая широкое развитие в Чаткальской подзоне нижнепалеозойских отложений и большую роль в разрезе висмутоносных углеродистых, кремнисто-железо-марганцовистых сланцев, эту территорию можно рассматривать как осадочную геохимическую висмутовую провинцию, а нижнепалеозойские формации — как возможный источник висмута в эндогенном процессе рудообразования. Данные по содержанию элементов в песчано-сланцевых отложениях соседней Курминской подзоны свидетельствуют о том, что и этот район заражен висмутом. С

этой точки зрения, вероятно, металлогеническая специализация осадочных и рудных образований Чаткальской подзоны на висмут и

Таблица 25

Коэффициенты парной корреляции висмута с породообразующими элементами в осадочных породах D_3fr Чаткальской зоны

	CaO	CO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	−0,61 (7)	−0,67 (4)	−0,55 (4)	−0,42 (7)	−0,00 (7)
2	−0,44 (18)	0,42 (18)	−0,03 (15)	0,12 (28)	0,18 (27)
3	−0,64 (24)	−0,71 (24)	−0,16 (15)	−0,19 (20)	−0,06 (19)
4	−0,39 (25)	0,30 (25)	−0,14 (16)	−0,31 (19)	−0,56 (19)
5	−0,64 (7)	0,65 (7)	+0,28 (4)	+0,86 (5)	+0,87 (5)
6	−0,47 (20)	0,30 (20)	−0,18 (18)	+0,15 (21)	−0,00 (21)

	S	SO_3	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
1	−0,07 (6)	−0,50 (6)	−0,61 (7)	−0,73 (7)	−0,73 (7)
2	−0,37 (27)	−0,06 (27)	−0,51 (18)	−0,37 (18)	−0,37 (18)
3	−0,05 (19)	+0,27 (19)	−0,62 (22)	−0,31 (22)	−0,60 (22)
4	−0,63 (17)	+0,02 (18)	−0,36 (24)	+0,01 (24)	+0,20 (24)
5	+0,81 (5)	−0,02 (5)	−0,64 (7)	−0,71 (7)	−0,35 (7)
6	−0,27 (21)	−0,06 (21)	−0,33 (20)	−0,34 (20)	−0,46 (20)

Примечание: 1—сланцы и аргиллиты D_3fr; 2—песчаники и гравелиты D_3fr; 3—кварциты и кварцитовидные песчаники D_3fr; 4—алевролиты и песчанистые алевролиты D_3fr; 5—известняки алевритистые D_3fr—fm; 6—алевролиты известковистые D_3fr—fm. В скобках—число проб. Корреляционный анализ произведен по программе парной корреляции на ЭВМ старшим инженером И. В. Куракиной.

Таблица 26

Коэффициенты парной корреляции висмута с халькофильными элементами в породах D_3fr Чаткальской зоны

Порода, возраст	As	Sb	Ge	Tl	Ga	Pb	Sn	Ag	Zn	*n*
Сланцы и аргиллиты D_3fr	**0,63**	**0,54**	0,37	0,18	0,23	0,38	0,43	0,14	0,09	17
Песчаники и гравелиты D_3fr	0,01	**0,36**	**0,39**	**0,31**	0,32	0,29	0,22	0,23	0,04	38
Кварциты и кварцитовидные песчаники D_3fr	**0,69**	**0,55**	**0,52**	**0,32**	**0,36**	**0,67**	**0,62**	0,03	0,25	33
Алевролит D_3fr	0,25	**0,35**	0,08	0,03	0,01	0,09	0,10	0,03	0,17	57
Известняк алевролитистый D_3fr—fm	**0,65**	**0,66**	**0,72**	**0,67**	**0,64**	**0,70**	0,32	0,46	0,51	13
Алевролит известковистый D_3fr—fm	**0,54**	**0,55**	**0,54**	**0,44**	0,38	−0,17	0,56	0,06	−0,11	32

Примечание. Выделены значащие связи висмута. Корреляционный анализ произведен по программе парной корреляции на ЭВМ старшим инженером И. В. Куракиной.

мышьяк, а Южного Тянь-Шаня и Кассана на сурьму объясняется различной интенсивностью и характером вулканизма в этих регионах.

Источником висмута и других элементов, вероятно, в основном служили докембрийские образования в области сноса. Однако частичное поступление их в бассейн могло быть связано с вулканической деятельностью в докембрии и нижнем палеозое. Присутствие Bi, As и Sb в продуктах извержений доказывается на примере многих районов современного вулканизма (Камчатка и др.).

Поскольку осадочные породы $Д_3$ fr вмещают гидротермальные висмутовые месторождения, изучено влияние породообразующих химических элементов на распределение в них висмута в процессе осадконакопления с применением математического анализа (табл. 25). Во

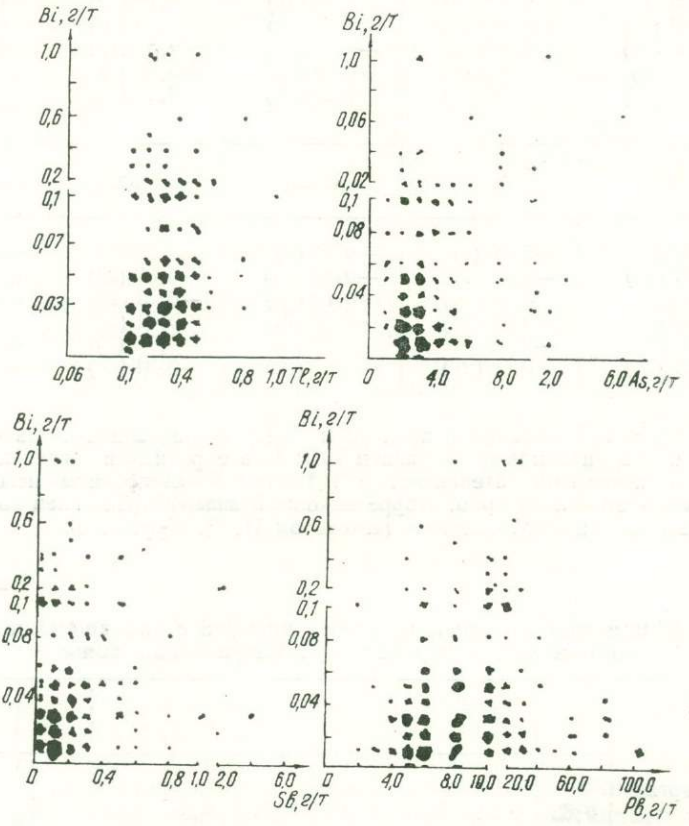


Рис. 54. График корреляции висмута с таллием, мышьяком, сурьмой, свинцом в осадочных породах D_3fr и переходного горизонта D_3fr—fm в северной части Чаткальской зоны (n=288 проб).

всех литологических разновидностях (песчаники, кварциты, алевролиты и др.) висмут имеет значимую отрицательную корреляционную связь с карбонатными составляющими (CaO, CO_2) и соответственно с карбонатными минералами (кальцит, доломит, магнезит) цемента песчаников и других пород. Низкие коэффициенты корреляции показывают, что висмут не связан с карбонатами Ca и Mg, и они не способствуют его накоплению. В известняках этого горизонта висмут также имеет значимую отрицательную связь с примесью Mg CO_3 и значимую положительную — с FeO, Fe_2O_3 и сульфидной серой в карбонатно-алевролитовых породах — слабо значимую положительную с калием и отрицательную — с натрием.

Положительные значимые связи у висмута с рядом химических элементов-примесей — As, Sb, Ge, Tl, Ga, Sn и Au отличаются в зависимости от типа пород (табл. 26, рис. 54).

ПОВЫШЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Роль воды в распределении и перераспределении элементов в породах

По В. И. Вернадскому, вода составляет более 12% веса и объема всей земной коры. Она встречается в жидкой, газообразной, твердой, волосной и ионной формах; только «масса волосной воды сравнима по меньшей мере с массой воды океана» (Вернадский, 1960). По новейшим данным Х. С. Йодера, общее количество воды в породах почти в 3 раза превышает объем воды в океанах.

Вода в свободном и связанном состоянии является важнейшей составной частью биосферы, в которой протекают процессы осадконакопления. В осадочных и особенно осадочно-метаморфических домезозойских породах до настоящего времени сохранилась лишь очень незначительная часть первоначальной сингенетичной воды. В процессе метаморфизма из осадочных пород удаляется значительное количество воды. По данным А. В. Покровского (1971), в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфических пород Южного Узбекистана находится соответственно 1,13 и 2,55% воды, т. е. при переходе одной фации пород в другую выделяется более 50% воды.

Химизм воды играет огромную роль в осаждении многих породо- и рудообразующих компонентов. При этом важное значение имеет не только количество растворенных солей, но и их соотношение в природных растворах. Вода является единственным универсальным растворителем почти всех природных соединений. Эта способность резко усиливается с повышением температуры, что особенно характерно для процессов метаморфизма пород в глубинных частях земной коры, где вода служит растворителем и переносчиком многих рудообразующих компонентов.

При определенных геологических и физико-химических условиях с участием метаморфогенной воды на контактах пород различного состава возникают новообразования — контактовые и приконтактовые роговики и метасоматиты. К подобным образованиям следует относить:

1) кремнистые роговиковые (опал, халцедон, кварц), возникшие на контакте между сульфатно-карбонатной толщей $Д_2$—$С_1$ и вулканогенными породами $С_2$—$С_3$ в Алмалыкском рудном районе. Эти породы значительно распространены (мощность от 5 до 30—40 *м*, площадь — десятки квадратных километров) и являются породами-носителями золота (0,0*n*—0,*n* *г/т*). Их образование связано с активностью воды, освободившейся в огромных количествах при дегидратации гипса в ангидрит и способствовавшей выносу из контактовой зоны кальция, магния, щелочей и частично глинозема;

2) роговиковые породы (местами представлены в виде горизонтов и пластообразных тел), нередко залегающие согласно с вмещающими их песчано-слюдистыми отложениями. Их образование протекало при участии вод, высвобождающихся в процессе метаморфизма глинистых пород и их преобразовании в различные кварцево-слюдистые сланцы. Кремнезем, необходимый для образования подобных роговиков, заимствовался из самих вмещающих пород, в которых часть его (из 60—70%

общего в породе) представлена в виде активного кремнезема, т. е. геля. В процессе метаморфизма гель переотлагался с образованием отдельных горизонтов массивных роговиков, обогащенных органикой и комплексом халькофильных элементов;

3) в отдельных случаях при метаморфизме карбонатных пород, обогащенных свободным кремнеземом, возникают: при кальцитовом составе волластонит, а при доломитовом — диопсидовые (скарноидные) и офитовые породы. Состав новообразований зависит только от количества кремнезема, участвующего в этих процессах, так как окиси кальция и магния обычно в этих породах находятся в избытке. При недостатке кремнезема возникают ортосиликаты (монтичеллит, а в случае наличия глинозема — гранаты), при средних содержаниях его (отношение $CaO : SiO_2$ или $MgO : SiO_2 = 1 : 1$) — метасиликаты (волластонит, диопсид и др.).

В пределах Тянь-Шаня известно много примеров преобразования пород при активном участии воды. Об этом свидетельствует широкое распространение стратифицированных локальных концентраций комплексов элементов или минералов, возникших в условиях перераспределения вещества в пределах отдельных горизонтов или свит. Это характерно в первую очередь для метаморфогенных, метасоматических и прожилково-жильных скоплений свободного кремнезема (опал, халцедон, кварц), пластовых концентраций некоторых минералов — волластонита, золота и др.

С момента конечной стадии метаморфизма, который протекал иногда сотни миллионов лет назад, до настоящего времени вода в породах и минералах неоднократно претерпевала изменения как по составу (по примесям и изотопии кислорода и водорода), так и по форме нахождения. Вода в породах может быть представлена главным образом в форме свободной H_2O (волосные, пленочные воды), конституционной цеолитной и гидроксильной. При метаморфизме и последующих изменениях с участием поверхностных процессов происходит обмен элементов (изотопов) породы с внешней средой, что может привести к полному обмену изотопов отдельных элементов. Подобный обмен особенно легко может проходить между кислородом и водородом минерала (как в форме OH или H_2O, так и находящихся обособленно непосредственно в узлах кристаллической решетки минералов) и водой, циркулирующей в породах. Этот процесс протекает постоянно, но с разной степенью интенсивности, так как зависит от насыщенности пород водой и возможности ее циркуляции. Последнее обстоятельство обусловлено не столько общей пористостью пород, сколько региональными и локальными зонами повышенной трещиноватости, по которым вода способна перемещаться на большие расстояния (местами она проникает на глубину до 2—3 *км* и более).

При описываемых процессах происходит перераспределение главнейших породо- и рудообразующих компонентов пород, которое зависит главным образом от формы нахождения элементов в первичных породах и роли в них резко преобладающих компонентов пород. При высокой магнезиальности пород в них характерны все элементы девятого ряда таблицы изоморфных рядов В. И. Вернадского (железо, марганец, цинк и др.).

В результате процессов перераспределения компонентов в породах создаются (в зависимости от реальных условий) парагенезисы минералов, образовавшихся в определенной зональности. Это свидетельствует о единстве системы, в которой решающим фактором являлась вода.

В процессе перераспределения вещества при метаморфизме песчано-глинистых пород (мощность толщ может достигать 10 *км* и более) возможны образования локальных концентраций золота, урана, вольфрама, сульфидных минералов (пирротин, марказит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и др.), молибдена, ванадия, никеля, меди и редких элементов (рений, селен и др.). В некоторых случаях подобные образования по комплексу элементов и минералов могут представить практический интерес.

Роль органического углерода в обогащении пород комплексом халькофильных элементов

Домезозойские осадочные и осадочно-метаморфические породы Узбекистана содержат в себе органический углерод в различных формах нахождения: от растительных остатков и фауны до графита. Количество органического углерода в породах достигает 10% и более. Это отмечается для докембрийских пород, в которых он, вероятнее всего (по К. А. Швембергеру и А. С. Уклонскому), имеет нефтяное происхождение. Об этом свидетельствуют и данные битуминологических анализов. Имеется также немало фактов наличия жидких битумов и газов нефтяного происхождения в палеозойских карбонатных породах и жильных образованиях Зирабулак-Зиаэтдинских и Каратюбинских гор. Осадочные отложения превращены в различные кристаллические сланцы и роговики. Среди сланцев по содержанию углерода (до 2,5%) резко выделяются углеродисто-кремнистые, представленные отдельными горизонтами и пластами черных ороговикованных пород (Северный Нуратау и др.). В филлитовых сланцах, значительно распространенных, $C_{орг}$ несколько выше и составляет около 3%.

В карбонатных породах докембрия содержание $C_{орг}$ более низкое (около 0,9%) и обычно уменьшается от более древних к молодым: в метаморфических $C_{орг}$ значительно больше (в среднем до 3%), чем в аналогичных породах палеозойского возраста (в среднем 0,4—0,5%). В карбонатных породах $Д_2$—C_3 Кураминских гор содержание органического углерода обычно уменьшается от доломитов девонского возраста до известняков C_2—C_3 соответственно от 0,4—0,6 до 0,1—0,2%.

Данные по нахождению и количественному распределению $C_{орг}$ в домезозойских породах приводятся в работах, посвященных проблеме нефтегазоносности этих отложений Средней Азии (Симаков, Швембергер, Вялов, 1935; Туаев, 1948, 1962; Виноградов и др., 1956; Яскович, Сикстель, 1957; Обут, 1957; Варов, 1960; Рыжков, Ветчинкин, Зуев, 1962, 1963; Хаимов, 1963; Хамрабаев и др., 1964; Бабаев, 1966; и др.). По этим данным, содержание $C_{орг}$ гуминовых кислот и битума в породах различного состава и возраста колеблется в широких пределах (табл. 27). В верхнепалеозойских отложениях Устюрта — песчаниках, известняках, мергелях и аргиллитах содержится от 0,015 до 0,58% $C_{орг}$, 0,0087—0,059% битума и до 0,04% гуминовых кислот. Еще более резкие колебания в содержаниях этих компонентов отмечаются в палеозойских породах Самаркандской, Пенджикентской и Ферганской впадин: $C_{орг}$— от 0,025 до 21%; битума — от 0,003 до 0,66% и гуминовых кислот — от 0,0004 до 1,12% (Хамрабаев и др., 1964). Как отмечают Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев и М. Ш. Шарафиев (1953), в верхнесилурийских известняках гор Бельтау и Кульджуктау содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,4 до 3%. Аналогичные данные имеются и по другим регионам Средней Азии.

Таблица 27

Содержание органических веществ в различных осадочных породах Узбекистана (по И. Х. Хамрабаеву и др., 1958, 1964)

Район	Порода	Возраст	Содержание в породе, %		
			битума	гуминовых кислот	органического вещества
Южный Аламышик	Глинистые сланцы	Силур	0,013—0,063 0,031 (9)	0,003—0,05 0,018 (9)	0,051—0,88 0,48 (9)
Зарафшанская скв. (керн)	Сланец		0,023—0,17 (2)	0,24—0,65 0,45 (2)	0,62—1,57
Йоры	Известняк		0,35—0,54 0,45 (2)	0,0046	0,45—0,55 0,5 (2)
	Аргиллит		0,043	0,011	0,50
	Сланец		0,66	0,094	1,61
Чашкат-Кштут	Песчаник		0,14—0,30 0,22 (2)	0,0098—0,019 (2)	0,41—1,40 0,9 (2)
Южный Аламышик	То же	Девон	0,05—0.34 0,2(2)	0,34	14,0—21.0 17,5 (2)
Чашкат-Кштут	Известняк		0,035	0,0004	0,11
Верхний Караунгур	То же		0,12	—	13,6
Калканата	Доломиты	Девон	0,00×(44)		0,01—0,15 0,04 (107)
Майлису III	Глинистые сланцы	Карбон	0,05—0.14 0,1 (2)	0,014—0,062 0,038 (2)	0,11—0.19 0,15 (2)
Гальча (скв. 6)	Алевролит		0,050	0,010	0,12
Сев. Риштан (скв. 41)	Известняк		0,051	Не опр'	2,72
	Глины. мергели, песчаникн		0,01—0,3 0,049 (12)	0,0077—0,099 0,033 (12)	0,22—0,71 0,40 (12)
Гальча (скв. 34)	Песчаник		0,009	Не опр.	0,057
Сев. Сох. (скв. 62)	То же		0,048	0,020	0,025
Байтерек (скв. 1)	Аргиллит		0,012—0.04 0,03 (3)	0,001—0,04 0,021 (3)	0,35—0,58 0,5 (3)
Кокбахты (скв. 1)	Известняки, мергели, алевролиты		0,011—0,059 0,028 (3)		0,015—0,09 0,064 (3)
Терек-Кудук (скв. 1)	Песчаники	Пермь-триас	0,055	0,0035	0,083—0,21 0.15 (2)
Горы Актау	Углистый сланец	Силур			7,0
	То же	Девон			17,7
	Доломиты				

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее содержание, в скобках — число анализов.

В породах, обогащенных $C_{орг}$, особенно в углистых сланцах наблюдаются повышенные содержания хрома (до 0,x%), меди и свинца (до 0,0x%), мышьяка (до 0,x%) и золота (более 7—10 *г/т*). Эта закономерность отмечается и для других регионов мира (Металлы в осадочных толщах, 1965, 1966). Указанные факты заслуживают внимания и могут свидетельствовать о первичной сингенетичной обогащенности пород этими элементами.

В карбонатных и глинистых породах устанавливается та же особенность распределения $C_{орг}$ — его содержание обычно уменьшается от более древних к молодым (от 13—21 до 0,05%).

Высокое содержание $C_{орг}$ в осадочных породах некоторых районов Узбекистана и сопредельных республик является одной из важнейших причин нахождения в них комплекса халькофильных элементов в повышенных количествах — меди, золота, ванадия, молибдена, селена, рения и других, создающих иногда значительные концентрации, которые при их комплексном использовании могут иметь практическое значение.

Распределение и формы нахождения $C_{орг}$ в осадочных породах зависят от условий осадконакопления и более поздних процессов метаморфизма. Метаморфизм приводит не только к перераспределению компонентов, и в том числе $C_{орг}$, но и к резкому изменению его форм нахождения. В связи с метаморфизмом органических веществ различного происхождения — животного и растительного — возникают породы, либо пропитанные битумами, нефтью или газом, либо насыщенные растительными остатками в различных стадиях метаморфизма вплоть до образования в них графита.

В связи с установлением природных металлоорганических соединений золота (Radtke, Scheiner, 1970) и извлечением миллимикронного золота из различных пород и руд (Нис-Керзон, 1969), в которых другими методами оно не обнаруживается, возникает проблема более детального изучения органического вещества пород для выявления возможности нахождения в них повышенных содержаний золота.

Следует также полагать, что обогащенность органическим веществом палеозойских и докембрийских пород, несомненно, отразилась и на составе мезозойских и кайнозойских отложений, основная масса которых возникла, вероятнее всего, за счет разрушения и переотложения более древних пород. По этой причине в пределах некоторых регионов Узбекистана отмечаются сходные комплексы важнейших элементов-примесей в разновозрастных породах, обогащенных органикой.

Глава II. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

Говоря о магматических формациях, мы подразумеваем под этим термином магматические образования вообще, поскольку общепризнанного определения его еще нет. Более конкретный смысл придается понятию о магматическом комплексе как о возрастной совокупности генетически связанных изверженных пород (Афанасьев, 1953; Хамрабаев, и др., 1969—1971). Такой же конкретный смысл имеют понятия о циклах и фазах магматизма и фациальных условиях становления. С этими понятиями мы частично сталкивались в VI главе первой монографии о глубинном строении земной коры Узбекистана.

В Узбекистане выделяются следующие магматические комплексы:

I. Докембрийский тектоно-магматический цикл

Дорифейский комплекс

Диорит-плагиогранитовый ряд формаций
(Бештор-Тундукский и другие массивы;
абсолютный возраст 830±18 млн. лет)

Вендский комплекс

Габбро-диабазовая (Пскем, Сандалаш, 425 млн. лет) формация

Трахи-базальтовая (Пскем, 485±15 млн. лет) формация

II. Каледонский тектоно-магматический цикл

Ордовик-силурийский комплекс

Андезито-базальтовый ряд формаций (бештерская свита)

Девонский комплекс

Гранодиорит-гранитовый ряд формаций
(Калканата, Каракия; 372±17 млн. лет)

Андезито-липаритовый ряд формаций (Ургаз и др.).

III. Герцинский тектоно-магматический цикл

Нижне-среднекарбоновый комплекс

Базальт-трахиандезитовая формация (уя-кызылсуйская свита)

Габбро-перидотитовый (офиолитовый) ряд формаций
(Тамды, Северный Нуратау, Султануиздаг и др.)

Трахи-андезитово-дацитовая формация (минбулакская свита)

Габбро-монцонитовая формация

Габбро-диорит-гранодиоритовый ряд формаций

Верхнекарбон-нижнепермский комплекс

Гранодиорит-гранитовый ряд формаций (Каратюбе, Зирабулак, Зиаэтдин, Нуратау и др.)

Липарито-андезиатовая формация (акча-надакская свита).

Пермо-триасовый комплекс

Липаритовая формация (оясайская и кызылнурийская свиты)
Гранит-аляскитовая формация (Арашан, Чаркасар)

Отдельные части этой схемы принимаются не всеми геологами и петрологами. Однако она является единственной по Узбекистану, входит в схему возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии, одобренную II Среднеазиатским петрографическим совещанием (Душанбе, декабрь 1971).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ (K, Na, Fe, Cu и Au) В ДОМЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА[1]

Восточный Узбекистан (Чаткало-Кураминские горы) характеризуется широким развитием разнообразных магматических пород от докембрийского до пермо-триасового возраста. В настоящее время общепризнано разделение региона на две структуро-формационные подзоны — Чаткальскую и Кураминскую (Попов, 1938; Абдуллаев, 1960). В Кураминской подзоне на долю интрузивных магматических пород, по данным О. М. Борисова и М. Х. Кадырова (1971), приходится около 50% объема герцинского подэтажа, а вулканогенных — около 35%. В целом в пределах Кураминской подзоны магматические образования составляют около 10% объема земной коры. При этом доминирующую роль (около 99% плутонических и 76% вулканогенных) играют герцинские магматические образования.

В Чаткальской подзоне магматические породы составляют около 66% объема герцинского подэтажа и около 6% объема коры в целом. На долю герцинских интрузий здесь приходится около 85%. Глубинное строение Чаткальской подзоны, по данным сейсмологических исследований Е. М. Бутовской и др. (1971), характеризуется спокойными границами раздела. Общая мощность земной коры достигает здесь 50—55 *км* при мощности гранито-гнейсового слоя в центральной части подзоны до 30—35 *км*. Кураминской подзоне, наоборот, свойственна сравнительно большая мощность «базальтового» слоя (20—25 *км*) относительно «гранитного» (15—20 *км*).

В Чаткало-Кураминском регионе известны месторождения разнообразных полезных ископаемых, в первую очередь меди, молибдена, свинца, цинка, золота, висмута и др. Между месторождениями и проявлениями золота, меди, железа и особенностями распределения этих металлов в магматических образованиях региона выявлены определенные связи (Хамрабаев, 1969; Хамрабаев, Урунбаев, 1971; Урунбаев, 1972). Поэтому изучение распределения и формы нахождения вышеперечисленных элементов в магматических породах и их минералах может иметь как теоретический, так и практический интерес. Исходя из этих соображений, авторами по личным материалам, а также данным других исследователей (Алиев, 1966; Бадалов и др., 1971; Гесь, 1971; Давлетов и др., 1970; Козырев и др., 1972; Лисицина и др., 1965; Юсупов и др., 1971; 1971; Мещанинов, 1970) изучались особенности распределения золота, меди, железа, калия и натрия в магматических породах и частично в их минералах. Наряду с этим выборочно обобщены имеющиеся данные 1560 силикатных анализов пород и 204 анализов минералов, опубликованных в «Петрографии УзССР» (1964, 1965), использовано

[1] Геохимия Na, K, Fe, Cu и Au в вулканогенных породах описана К. У. Урунбаевым, в интрузивных — В. И. Айзенштатом и К. У. Урунбаевым, а распределение Cu в Алмалыкском и Текелийском интрузивах — при участии И. М. Голованова.

274 определения меди и 1217 золота в вулканогенных породах (табл. 28), 953 анализа на медь и 1953 на золото—в интрузивных, а также некоторые данные по содержанию названных элементов в породообразующих минералах (460 на медь и 165 на золото). Для определений при-

Таблица 28

Содержание золота и меди в породообразующих и акцессорных минералах пород вулканогенных формаций Кураминской подзоны (по К. У. Урунбаеву)

Порода	Золото (г/т)				
	роговая обманка	биотит	полевые шпаты	магнитная фракция	пирит
Базальт-трахиандезитовая формация (C_1^n)					
Диоритовые порфириты	0,002 (2)	0,015 (5)	0,003 (3)	0,016 (9)	0,0084 (3)
Биотит-амфиболовые андезиты	0,0015 (1)	0,0184 (3)	0,001 (2)	0,01 (6)	0,014 (4)
Андезитовая формация ($C_2^{b'}$)					
Гранодиорит-порфиры	0.0108 (1)	0,029 (3)	0,004 (1)	0,12 (11)	0,01 (2)
Андезиты		0,018 (1)	0,005 (1)	0,08 (3)	
Трахиандезит-дацитовая формация (C_2—C_3)					
Гранодиорит-порфиры		0,008 (1)	Не обн.	0,04 (2)	0,016 (2)
Андезито-дацитовые порфиры		0,0015 (1)	Не обн.	0,004 (2)	0,009 (3)

Порода	Медь (г/т)			
	роговая обманка	биотит	полевые шпаты	магнитная фракция Мд+=8%
Базальт-трахиандезитовая формация (C_1^n)				
Диоритовые порфириты	60 (4)	350,0 (3)	7,0 (4)	
Биотит-амфиболовые андезиты	65,0 (2)	290,0 (2)		
Андезитовая формация ($C_2^{b'}$)				
Гранодиорит-порфиры	135,0 (1)	300,0 (2)	30,0 (12)	950,0 (28)
Андезиты	106,0 (1)	210,0 (2)	18,0 (9)	465,0 (21)
Трахиандезит-дацитовая формация (C_2—C_3)				
Гранодиорит-порфиры		107,0 (1)	11,0 (11)	174,0 (17)
Андезито-дацитовые порфиры			6,0 (7)	204,0 (41)

Примечание. В скобках приводится количество анализов.

менялись методы нейтронной активации, химического, количественно-спектрального и пробирного анализов. Все определения производились в лабораториях Института ядерной физики, ИГиГ АН УзССР, Центральной химической и других лабораториях МГ УзССР.

В Чаткальской подзоне развиты следующие интрузивные магматические формации: верхнерифейская палингенная гранодиорит-

плагиогранитовая (Бештор-Тундукский[1], Манасский, Алмалыбулакский интрузивы), нижнепалеозойская диорит-гранодиорит-плагиогранитовая (Зексайский, Саардыкский и другие интрузивы Кассансайского антиклинория), габбро-монцонитовая нижнекаменноугольная (Текешсайский массив), средне-верхнекаменноугольная диорит-гранодиорит-гранитовая[2] (Акбулакский, Ихнач-Каракорумский, Чаткальский, Чимганский, Караянгырский, Чукурсуйский, Средне- и Нижнесандалашский интрузивы и др.), пермская диорит-гранодиорит-гранитовая (порфировая), пермо-триасовая гранит-аляскитовая (Майдантальский, Арашанский, Саргардонский, Чепташский интрузивы и др.) и пермо-триасовая диабаз-гранитовая (дайковая).

В Кураминской подзоне развиты нижнедевонские (предживетские) гранодиорит-гранитовая (Каракиинский интрузив и др.), гранитовая (порфировая), монцонит-гранодиоритовая, порфировая (Калканатинские тела и др.), среднекарбоновая габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая (Западно-Карамазарский, Джаркамарский, Акчинский, Карабашский, Башкызылсайский, Калбандыкский, Шавасский интрузивы и др.)[3], условно нижнепермская габбро-монцонитовая (Актепинский, Бабайобский массивы и др.), пермская (порфировая) диорит-гранодиорит-гранитовая (малые интрузии гранитоид-порфиров)[4], пермо-триасовые, гранит-аляскитовая (Чаркасарский, Шайданский интрузивы и др.) и диабаз-гранитовая (дайки пестрого состава, регионального распространения).

В Кураминской подзоне наибольшим количеством геохимических проб и анализов охарактеризованы интрузивы среднекарбонового формационного ряда и особенно детально — гранодиориты и адамеллиты, наиболее распространенные. По гранитам, диоритам и габброидам этой формации сопоставительного материала еще мало. По геохимии пород гранит-аляскитовой формации превалируют аналитические данные по территории Чаткальской подзоны. Относительно слабо с точки зрения геохимии изучены докембрийские и каледонские интрузии обеих подзон.

В Чаткальской подзоне из-за недостатка фактического материала остались неосвещенными верхнепротерозойские (вендские) дайки основного и ультракислого состава Бештор-Тундукского массива (Тундукский комплекс, Гесь, 1971), условно верхнесилурийский (Алабукинский, Гесь, 1971) гранодиоритовый комплекс (Алабукинский, Сумсарский и другие интрузивы). Мало имеется сопоставительного материала по вещественному составу и содержанию элементов-примесей в породообразующих минералах из пермских гранитоид-порфиров и пермо-триасовых даек Чаткала, а также Сусингенского, Джурджурекского, Карааарчинского (C_2) и Баркракского (P или P—T) интрузивов. Среди герцинских интрузий Кураминской подзоны остались неохваченными геохимическим опробованием Иерташский и Гавасайский интрузивы, а также многочисленные дайки регионального распространения, неокаледонские граниты и аляскиты и пермо-триасовые дайки ультракислого и субщелочного состава.

---

[1] В скобках перечисляются типичные представители интрузивов данной формации в порядке снижения детальности их изученности.

[2] По данным В. В. Козырева и др. (1972) и М. Д. Геся (1971), включает в себя три интрузивных комплекса.

[3] Некоторые исследователи (Урунбаев, 1971) выделяют два ряда формаций: габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый и гранодиорит-гранитовый.

[4] К. У. Урунбаев не разделяет мнения о самостоятельности пермского комплекса малых порфировых интрузий.

В Чаткальской подзоне преобладают семейства фаций больших и средних глубин ($PH_2O=C$—2 *кбар*, H=3,5—6 *км*), характеризующиеся нередко анхиэвтектическим составом, отсутствием вулканических комагматов, существенной водонасыщенностью исходной магмы. Преобладают сквозные трещинные, обычно полифазные интрузии и крупные межформационные тела, приуроченные к поверхности регионального несогласия между каледонским и герцинским структурными этажами.

Первый структурный тип интрузий (Ихначский, Арашанский и другие массивы), по В. В. Козыреву и др. (1972), приурочен к зонам поперечных и внутриблоковых глубинных разломов, второй (Майдантальский, Сусингенский, Алмасайский, Чепташский и др.)— к относительно опущенным блокам. Разнообразие петрографических типов пород обязано ассимиляции, а молодых комплексов — преобладающей роли процессов дифференциации исходной внутрикоровой (кислой) магмы.

Вулканогенные формации развиты в Кураминской подзоне и представлены нижне-среднедевонской андезито-липаритовой, намюрской базальт-трахиандезитовой, среднекаменноугольной (башкирской) андезитовой, средне-верхнекарбоновой трахиандезит-дацитовой и пермотриасовыми липаритовой и базальтовой формациями, локализующимися в грабен-синклиналях и кольцевых вулкано-тектонических структурах (Арапов, 1968; 1972; Юдин, 1967). Из них широко развиты герцинские и очень ограниченно-каледонские формации.

Андезито-липаритовая формация ($Д_1$—$Д_2$) объединяет вулканиты нижнего и среднего девона в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (бассейны рек Беляуты, Карабаш, Акчасай) и в районе Алмалыка (по р. Каракия). Подразделяется на две субформации: нижняя соответствует вулканитам ($Д_1$), состоит из пород трех фаций: 1) субвулканической — андезитовые порфириты и андезито-дацитовые порфиры, 2) эффузивной (текучих лав) — андезито-дацитовые порфиры, дацит-порфиры, кварцевые порфиры и липариты, 3) эксплозивной — туфы и туффиты кислого и среднего состава. Верхняя субформация соответствует конгломерато-аркозо-эффузивной толще ($Д_2$).

Абсолютный возраст нижней субформации составляет 395—408± 10 млн. лет, верхней — 375—385 млн. лет (метод сравнительной дисперсии двупреломлении; аналитик Э. Б. Алиев). Мощность лаво-пирокластических и осадочных пород формации колеблется на различных участках от 550 до 1200 *м*.

Базальт-трахиандезитовая формация (C_1—C_2 (?) соответствует осадочно-вулканогенным образованиям аркутсайской, уинской и кызылсуйской свит (Васильковский, 1952). Возраст формации определяется как верхневизе-намюрский, общая площадь распространения в подзоне около 450 *км*^{2}.

Для пород фации покровов этой формации (по рекам Уя, Кызылсу и Паркентсай) характерно трехчленное строение. Нижняя и верхняя части ее сложены вулканогенными образованиями — биотит-амфиболовыми и плагиоклазовыми порфиритами, трахиандезитами с прослоями (2,5—6,0 *см*) пироксеновых зеленокаменных базальтоидных порфиритов, дацит-порфирами и липаритами; средняя — вулканомиктовыми породами. В формации порфириты составляют 70—72% объема фации, базальтоиды — 4,5—6,0%, дацит-порфиры — 12—15% и липариты — 5—8%.

Андезитовая формация (C_2) включает породы минбулакской свиты. Отнесение значительных полей вулканитов Кураминской подзоны к этой возрастной группе пород основывается на их прорывании среднекарбоновыми гранодиоритами (бассейны рек Акчасай, Кара-

баш, Карамазарсай) и на расположении пород покровной фации между породами уинской и акчинской свит.

В покровах этой формации по характеру продуктов извержения в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (по рекам Аксагата, Паркентсай, Башкызылсай, Дукент), Каржантау (подножье горы Минбулак, р. Акташ), по рекам Карамазарсай и Гушсай и в Кочбулакском районе Кураминского хребта отмечается преобладание лавового материала над пирокластическим. Наиболее распространены андезитовые, трахиандезитовые (65—70%) и андезито-дацитовые порфиры (12—15%) и меньше — липариты (6—8%). Мощность лавово-пирокластических толщ колеблется на разных участках от 900 до 1500—1800 *м*.

Трахиандезит-дацитовая формация (C_2—C_3) охватывает главным образом породы акчинской и надакской свит (Васильковский, 1952). Мощность 1500—1700 *м*. С глубоким размывом залегает на породах андезитовой формации и прорывающих ее среднекарбоновых гранитоидах. Нижний возрастной предел определяется «кандырсайским» комплексом флоры, датирующим возраст вмещающих пород как среднекарбоновый (Т. А. Сикстель, Б. В. Яскович), верхний — налеганием осадочных горизонтов липаритовой формации, содержащих нижнепермскую флору. Абсолютный возраст нижних горизонтов пород формации составляет 304—310±10 млн. лет (K/Ar — метод, по биотиту, аналитик Ф. Аскаров).

В составе формации широко развиты породы эксплозивной и лавовой фаций, по объему преобладают эффузивно-пирокластические образования, при этом 10—20% мощности разрезов составляют осадочные породы, 60—65% — андезито-дациты, 20—25% — трахиандезиты и 12—18% — липариты. Общая мощность формации порядка 1700—2000 *м*.

Липаритовая формация (P—T_1) объединяет породы оясайской и кызылнуринской свит. Пространственно и структурно продукты этой формации связаны с кольцевыми вулкано-тектоническими депрессиями. Абсолютный возраст 245—266±10 млн. лет.

В пределах формации отчетливо обособляются три субформации (нижняя, средняя и верхняя), отделенные одна от другой небольшими перерывами в вулканической деятельности и отличающиеся типом извержений, щелочностью продуктов и особенностями пространственного размещения в тектонических структурах[1]. Во всех субформациях выделяются породы эксплозивной фации, текучих лав, субвулканической и жерловой. В первую входит пирокластикатуфы, ксенотуфы и игнимбриты кислого состава, во вторую — липариты, трахилипариты, сферолит-порфиры, кварцевые порфиры, брекчиевые лавы, кластолавы, в третью — гранит-порфиры, кварцевые порфиры (Қызылнура) до фельзит-порфиров (Бабатагский и Самгарский массивы), граносиенит-порфиры, граносиениты и многочисленные дискордантные тела кварцевых порфиров и их туфов. Общая площадь распространения пород в подзоне составляет около 2200—2250 *км*^{2}. Мощность пирокластических и лавовых толщ в различных структурах от 1200 до 2500—2700 *м*.

Главнейшими особенностями гранитоидов Кураминской подзоны являются тесная связь с блоково-разломной тектоникой, малая глубина формирования (0,5—3 *км*), неэвтектический состав, соответствующий гранитной котектике при P_{H_2O}=0,5—1 *кбар*, тесная пространственная, а местами и временная (в P—T_1 эпоху) связь с вулканизмом (образование полифациальных вулкано-плутонических комплексов и т. д.). Ха-

[1] В субформацию объединяются вулканиты, образовавшиеся в результате одного импульса вулканической деятельности («Петрография Узбекистана», т. I, 1964).

Таблица 29

Среднее содержание K, Na, Fe, Cu, Au в породах вулканогенных формаций Восточного Узбекистана (Кураминская подзона, по К. Урунбаеву)

Тектоно-магматический цикл	Порода	Фация	K, %		Na, %		Fe, %		Au, г/т		Cu, г/т	
			$\overline{X}$/n	K	$\overline{X}$/n	K	$\overline{X}$/n	K	$\overline{X}$/n	K	$\overline{X}$/n	K
Каледонский	I. Андезито-липаритовая формация, $Д_1 — Д_2$ Дацит-порфиры, плагиоклазовые порфириты	Субвулканическая	2,86/2	0,8	3,7/2	1,25	2,9/2	1,2	0,0092/13	2,0	64,0/6	3,2
	Андезитовые порфириты, дацит-порфиры, липариты и их туфы	Эффузивная	2,0/3	0,6	2,4/3	0,9	3,2/3	1,4	0,01/30	2,1	80,0/12	4,0
Герцинский	I. Базальт-трахиандезитовая формация $С_1^п$ Диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры	Субвулканическая	2,2/7	1,0	4,0/7	1,2	6,7/7	1,3	0,011/47	2,1	59,0/7	1,8
	Амфиболовые, пироксеновые, биотитовые андезиты, трахиандезиты, базальты, реже дациты	Эффузивная	1,67/9	0,75	3,4/9	1,1	8,8/9	1,6	0,007/30	1,3	48,0/11	1,3
	II. Андезитовая формация, $С_2$ Гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты	Субвулканическая	1,8/12	0,8	3,2/12	1,1	6,71/12	1,3	0,032/228	7,0	69,0/33	2,0
	Андезитовые порфириты, дациты, липариты и их туфы	Эффузивная	2,8/28	1,2	2,2/28	0,7	6,2/28	1,2	0,014/510	3,0	38,0/47	1,1
	III. Трахиандезит-дацитовая формация, $С_3 — С_3$ Гранодиорит-порфиры	Субвулканическая	2,9/17	0,7	2,5/17	0,9	2,7/17	1,0	0,0074/135	1,4	34,0/52	1,7

Тектоно-магматический цикл	Порода	Фация	K, %		Na, %		Fe, %		Au, г/т		Cu, г/т	
			$\overline{X}$/п	К	$\overline{X}$/п	К	$\overline{X}$/п	К	$\overline{X}$/п	К	$\overline{X}$/п	К
Герцинский	Дацит-порфиры, трахиандезит-дациты, кварцевые порфиры и их туфы	Эффузивная	3,45/18	1,0	1,75/18	0,5	3,2/18	1,2	0,004/224	0,9	28,0/36	1,4
	IV. Липаритовая формация, P—T_1 Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры и т. п.	Субвулканическая	4,2/27	1,3	2,2/27	0,75	2,26/27	0,8			48,0/29	2,4
	Сферолитовые лавы, фельзиты, кварцевые порфиры, игнимбриты и т. п.	Эффузивная	4,72/44	1,5	2,0/44	0,65	2,1/44	0,7			28,0/41	1,4
	Кларки, по В. П. Виноградову (1962) а) в кислых породах		3,34		2,77		2,7		0,0045		20,0	
	б) в средних породах		2,3		3,0		5,85				35,0	

Примечание. $\overline{X}$ — среднее арифметическое содержание элемента в породе, п — число проб, К — коэффициент концентрации элемента в породе $\left(\frac{\overline{X}}{\text{кларк}}\right)$.

рактерны сложные формы тел (лакколиты, бисмалиты, этмолиты, штоки, дайки). Разнообразие петрографических типов пород при преимущественном развитии образований (адамеллит-гранодиоритового ряда и почти полном отсутствии гипербазитов обусловлено процессами ассимиляции, а в ряде случаев — глубинной дифференциации и магматического замещения.

Ниже рассматривается распределение натрия, калия, железа, меди и золота в магматических формациях Восточного Узбекистана.

Натрий и калий. Среднее содержание этих элементов в вулканогенных формациях, за исключением андезито-липаритовой ($Д_1$—$Д_2$), превышает кларки (на 20—25%) или находится на их уровне (табл. 29). На это указывает и величина коэффициента геохимической концентрации их (1—1,25). Наблюдается закономерное уменьшение количества натрия и, наоборот, увеличение калия в более молодых вулканических формациях. Эта тенденция отмечается в пределах каждой формации, т. е. конечные продукты вулканизма (субвулканические и экструзивные тела) по сравнению с покровами (фации текучих лав) содержат натрия на 20—30% меньше, а концентрация калия, наоборот, почти вдвое увеличивается. Эти особенности распределения щелочей наиболее четко проявляются в пределах липаритовой формации и обусловливают в них характер отношения Na/K (0,7—0,5 и меньше). Данное отношение в породах андезито-липаритовой формации ($Д_1$—$Д_2$) составляет 0,9—1,1, базальт-трахиандезитовой (C_1^n) — 1,8—2,2, андезитовой (C_2^b) — 1,2—1,6 и трахиандезит-дацитовой (C_2—C_3) — 0,7—0,9.

В вулканитах различных вулкано-тектонических структур эта величина не постоянна. Так, субвулканические тела базальт-трахиандезитовой (C_1^n) и андезитовой (C_2) формаций в Алмалыкской, Лашкерекской, Шавас-Дукентской структурах по сравнению с таковыми Майгашканской и Тереклинской содержат натрия на 40—55% больше, соответственно величина отношения Na/K в субвулканических телах упомянутых структур составляет 1,3—1,6. Подобная тенденция в отношении калия отмечается в трахиандезит-дацитовой (C_2—C_3) формации Карабашской, Адрасманской, Каржантауской и других структур.

Таким образом, вулканические процессы одного этапа в различных вулкано-тектонических структурах протекали по-разному и субстрат имел различную степень насыщенности щелочами. Содержание натрия в гранитоидах обеих подзон довольно постоянно, о чем свидетельствует отсутствие значимого линейного тренда ($\rho = +0{,}12$). Лишь в докембрийских и нижнепалеозойских гранитоидах Чаткала содержание натрия несколько повышено (в среднем 2,8%) по сравнению со среднепалеозойскими (2,58%) преимущественно за счет увеличения доли натрия в плагиоклазах и калишпатах: соответственно 70 и 27,0% против 59 и 20,7% (средние цифры). Подтверждением этого является сильный отрицательный тренд $\rho_{N_{акпш}}$ (—0,84 в Кураме, —0,76—в Чаткале), при $\rho_{K_{кпш}} = +0{,}62$. Избыток натрия в калишпатах древних гранитоидов проявляется в виде обильных пертитовых вростков.

Средневзвешенное содержание натрия в магматических породах Чаткальской подзоны составляет 2,68% (по данным 669 анализов), а Кураминской — 2,48% (891 анализа) при средневзвешенных содержаниях в породах основного состава соответственно 2,17 и 1,76%, в диоритах, кварцевых диоритах — 2,63 и 2,22%, в монцонитах — 2,03 и 2,57%, гранодиоритах из обоих регионов — 2,56%, гранитах — 2,77 и 2,34%. Приведенные величины близки к кларковым по Союзу (Беус, 1964; Соловьев, 1970) и миру (Виноградов, 1962). Лишь в гранитах (C_3 и P—T_1) и габброидах (C_1—C_2) Чаткала они несколько повышены. В целом

интрузии Чаткальской подзоны более обогащены натрием, чем Кураминской (табл. 30, 31).

Поведение натрия в гранитоидах обусловлено в первую очередь фациальными условиями их становления. Отмечается направленное уменьшение содержания натрия в гранитоидах от глубинных интрузий к приповерхностным: абиссальная фация — 2,71—3,44%, чаще 2,88%, мезо-абиссальная — 2,38—3,17%, чаще 2,63%, гипабиссальная — 2,27—2,76%, чаще 2,56%, субвулканическая — 1,79—2,96%, чаще 2,42%. Средняя величина положительного градиента составляет 0,09% на 1 *км*.

Корреляционным анализом выявлены положительные связи натрия с калием ($r=+0,64$) и медью ($r=+0,73$) в полевых шпатах.

Основным концентратором и носителем натрия является плагиоклаз. Содержание натрия в нем (по оптическим данным) следующее: в плагиоклазах из габбро — 2,36—3,5%, из диоритов и монцонитов — 4,11—5,69%, из гранодиоритов и адамеллитов — 4,78—6,12%, из гранитов — 6,39—8,55%. Роль плагиоклаза как минерала-носителя натрия выше в породах основного и среднего состава (64—95% Na), чем в породах кислого (чаще 30—76% Na) за счет концентрации элемента в калишпатах более кислых гранитоидов.

Изучение распределения натрия показало, что концентрация его в калишпатах из диоритов достигает 1,3—3,01%, из субщелочных пород (монцониты, сиенито-диориты и др.) — 1,48—1,54%, гранодиоритов и адамеллитов — 1,87—2,41%, гранитов — 1,47—3,45%, в среднем 2,28%. Количество натрия в калишпатах зависит от общего содержания его в соответствующих по составу породах. Калишпаты концентрируют 11,5—30% валового количества натрия гранитов, гранодиоритов и 0,5—18% — диоритов и кварцевых диоритов.

На долю биотитов в гранитоидах приходится 0,2—6,3% валового количества натрия. При этом в слюдах гранодиоритов его больше (0,26—2,67%), чем в гранитах (0,12—0,61%).

В слюдах из интрузий Чаткало-Курамы находится 0,94% натрия. Концентрация его в биотитах отчетливо возрастает в породах более молодых комплексов ($\rho=+0,74$). В роговых обманках из диоритов и гранодиоритов Чаткало-Кураминского региона связано 1,5—8% валового количества натрия, а в габбро Курамы — до 8—15%. Содержание натрия в роговых обманках варьирует в пределах 0,78—1,03%, при среднем 0,87%.

Пироксен в диоритах и монцонитах характеризуется низким содержанием (до 0,1—0,4%, по оптическим данным) и долей в балансе (0,1—8%) натрия. В отличие от других рассмотренных элементов, натрий характеризует незначительное число связей обеспеченной надежности.

Калий. Преимущественно накапливается в молодых интрузивных формациях. Средневзвешенный региональных кларк его для Чаткальской подзоны — 2,89%, для Кураминской — 3,47%. Среднее содержание элемента в габбро и диабазовых порфиритах Курамы составляет соответственно 1,29 и 2,15%, в монцонитах и сиенито-диоритах Чаткальской и Кураминской подзон — 2,18 и 3,90%, в диоритах, кварцевых диоритах — 2,03 и 2%, в гранодиоритах — 2,68 и 3,28%, в адамеллитах — 3,30 и 3,51%, в гранитах — 3,72 и 4,05%. Среднее содержание калия в интрузивных породах Чаткала близко к соответствующим кларковым величинам (Беус, 1964; Соловьев, 1970; Виноградов, 1964), а в гранитоидах Курамы в среднем в 1,2—1,5 раза превышает их. Отмечается зависимость содержания калия в породах от их фациальной принадлежности: от семейства фаций больших и средних глубин к припо-

Таблица 30

Распределение ∑Fe, Na, K, Cu и Au в интрузивных формациях Чаткальской подзоны

Формация, возраст	Порода	Содержание в породах			Содержание в породах		Плагиоклаз			Калишпат			
		∑Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Na, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
Гранодиорит-плагиогранитовая — Rf_3	Гранодиориты	3,43 (2)	2,71 (2)	2,28 (2)	—	—	6,8*	6—7 (2)	—	2,97*	9,95*	—	—
	Плагиограниты, граниты	1,35 (39)	3,21 (39)	3,08 (39)	9—15 (18)	6,5—320 / 59 (9)	7,16*	10 (1)	11,5 (1)	3,25*	9,15*	5 (3)	10,8 (1)
		s^2 = 0,1—1,78	s^2=0,84—0,29	s^2=0,15—0,192	s^2=8,29—39,8	s^2=97,7							
	Монцониты, диориты	9,03 (9)	2,36 (9)	1,87 (9)	10,3 (6)	20—40 / 30 (4)	4,71—5,32*	—	20—280 / 105 (4)	—	—	—	—
Диорит-гранодиорит-плагиогранитовая — Pz_1	Гранодиориты, гранодиорито-гнейсы	1,73 (19) s^2 = 0,096—0,26	3,21 (19) s^2=0,291—0,87	2,71 (19) s^2=0,04—0,92	17 (14) s^2=23,1	20—71 / 36 (4)	4,81—5,33*	—	8—22 (7)	2,36*	10,41*	—	5 (7)
	Мелкозернистые лейкограниты	1,35 (12)	2,48 (12)	2,48 (12)	19 (4)	11—47 / 23 (5)	4,78—6,12*	—	7—20 (5)	—	—	—	5—16 (5)
Габбро-монцонитовая — C_1	Габбро-сиениты, монцониты, сиениты и др.	9,27 (10)	1,57 (10)	2,18 (10)	118 (16) s^2=2246,76	36—45 (2)	4,97*	4,1 (1)	29,4 (1)	—	—	1,8 (1)	32,4 (1)
	Диориты	5,5 (30) s^2=0,608—1,22	2,68 (30) s^2=0,13	2,11 (30) s^2=0,423	32—59 (6) s^2=1900,96	108 (1)	4,43*	4—6,4 (2)	223 (1)	—	—	—	—
Диорит-гранодиорит-гранитовая — C_{2-3}	Гранодиориты, адамеллиты	3,60 (172) s^2=0,032—5,46	2,76 (172) s^2=0,026—1,08	2,86 (172) s^2=0,23—5,98	6—19 (109) s^2=66,5—660,5	6,6 (1)	5,24—6,12*	3—6,4 (6)	13,7 (1)	2,03—2,1 (2)	10,5 (2)	3—7 (3)	7 (1)
	Граниты	1,76 (119) s^2=0,03—0,378	2,66 (119) s^2=0,102—0,184	3,72 (119) s^2=0,116—2.96	9—16 (32) s^2=11,21—75,8	28—33 (2)	6,39*	До 5 (1)	12 (2)	1,75—2,38 (2)	10,24—10,94 (2)	До 5 (1)	25—36 (2)
Диорит-гранодиорит-гранитовая (порфировая) — P_{1-2}	Диоритовые порфириты, гранодиорит-адамеллит-гранит-порфиры и др.	3,22 (124) s^2=0,026—0,264	2,74 (124) s^2=0,017—0,49	2,98 (124) s^2=0,023—0,81	15,5—40 / 31 (18) s^2=1789,29—4243,6	—	5,07—5,68*	—	—	1,87*	10,63—11,62*	—	—
Гранит-аляскитовая — P_2—T_1 (?)	Граниты щелочные, лейкократовые, аляскитоидные граниты, аляскиты	1,41 (121) s^2=0,02—0,41	2,78 (121) s^2=0,03—1,21	5,77 (121) s^2=0,09—0,69	7—14 (127 s^2=10,32—192,3	12—18 (4)	6,64*	5—12,7 / 7 (9)	До 5,8 (1)	1,66 (2)	11,32 (2)	3—6,1	8,8—18,5 (2)
Диабаз-гранитовая (дайковая) — P_2—T_1	Гранит-порфиры, фельзит-порфиры и др.	1,43 (12)	2,96 (12)	3,30 (12)	8—24,8 (64) s^2=678—330	—	5,49*	—	—	2,44*	10,52*	—	—

Продолжение табл. 30

Формация, возраст	Порода	Кварц		Биотит					Роговая обманка					Пироксен				Магнетит	
		Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	N, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
Гранодиорит-плагиогранитовая—Rf_3	Гранодиориты	—	—	13,10*	—	—	8 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Плагиограниты, граниты	4 (1)	9,1 (1)	14,30*	—	—	2,5 (1)	19,4 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20—50 (2)	47,1 (1)
	Монцониты, диориты	—	7—26 / 13 (4)	—	—	—	—	73—310 / 160 (4)	11,28*	—	0,41*	8—10 (2)	10—40 / 36,9 (4)	—	—	—	—	—	15,4 (1)
Диорит-гранодиорит-плагиогранитовая—Pz_1	Гранодиориты, гранодиорито-гнейсы	—	7,6—32 / 18,1 (7)	13,16 15,9*	—	—	18—40 / 25 (3)	33—470 / 130 (7)	12,44*	—	0,59*	—	16—55 / 36,5 (7)	—	—	—	—	10—60 (5)	11—42 / 33,5 (7)
	Мелкозернистые лейкограниты	—	9—24 / 16 (5)	—	—	—	—	18—63 / 34,6 (5)	—	—	—	—	8,3—32 / 17,5 (5)	—	—	—	—	—	12—27 / 20 (5)
Габбро-монцонитовая—C_1	Габбро-сиениты, монциниты, сиениты и др.	—	—	—	—	—	23—48 (4)	11,1 (1)	—	—	—	—	—	5,01*	0,44*	48 (1)	35,4 (1)	36 (1)	36 (1)
	Диориты	—	15,9 (1)	—	—	—	71 (1)	—	13,50 (1)	0,78 (1)	0,72 (1)	35 (1)	147 (1)	3,9*	0,10*	—	120 (1)	150 (1)	150 (1)
Диорит-гранодиорит-гранитовая — C_{2-3}	Гранодиориты, адамеллиты	3—6,2 (3)	41 (1)	15,96 (3)	1,67 (3)	5,94 (3)	1,1—60 / 29,7 (8) s^2=1,59	11,1	12,86 (2)	1,0 (2)	0,67 (2)	4,9—60 / 16,7 (9)	20,5 (1)	7,34*	—	—	—	10—75 / 40 (7) s^2=2,42	57 (1)
	Граниты	—	3,8—33 (3)	17,0 (3)	0,12 (3)	5,54 (3)	5 (1)	95—290 (2)	13,79*	—	0,66*	—	—	—	—	—	—	32 (1)	20 (2)
Диорит-гранодиорит-гранитовая (порфировая)—P_{1-2}	Диоритовые порфириты, гранодиорит-адамеллит-граниит-порфиры и др.	—	—	10,8—11,9*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранит-аляскитовая—P_2—T_1 (?)	Граниты щелочные, лейкократовые, аляскитоидные граниты, аляскиты	2—8,2 / 4,8 (2)	12—20,7 (2)	15,51 (2)	0,13 (2)	6,50 (2)	1,5—10, чаще 4,4—7,8 (16) s^2=0,562	8,1—13,6 (2)	12,05*	—	0,54*	6,8 (1)	9,7 (1)	—	—	—	—	10—170 / 63 (11) s^2=3,31	41,7—47 (2)
Диабаз-гранитовая (дайковая)—P_2—T_1	Гранит-порфиры, фельзит-порфиры и др.	—	—	14,5*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 31

Распределение Fe, Na, K, Cu, Au в интрузивных формациях Кураминской подзоны

Формация, возраст	Порода	Содержание в породах				
		Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴ г/т
Гранодиорит-гранитовая ($Д_1$?)	Биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты, аляскиты	1,33 (18)	1,74—2,77 (18)	2,07—3,08 (18)	24—44 (12)	28—44 (21)
Гранитовая (порфировая) — $Д_1$	Гранит-порфиры, кварцсвые порфиры	1,94 (26)	1,79 (26)	4,41 (26)	60—90 (9)	120 (12)
Монцонит-гранодиоритовая (порфировая) — $Д_1$	Кварцевые монцониты, монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры	3,91 (30)	2,27 (30)	3.32 (30)	25 (9)	280,12 $S^2$0,3
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая C_{2-3}	Габбро	6,94—8,2 (51)	1,68 (51)	1.29 (51)	30—152,0 чаще 70—187 (44)	86—110(27)
	Диориты	5,16 (40) S^2 = 0,71—1,79	2,22 (40) S^2=0,33	2,0 (40) S^2=0,56	72 (27)	54,81(335)
	Адамеллиты	3,22 (19)	2,5 (19)	3,50 (19)	30—46 (72)	36 (61) S^2=56,2
	Гранодиориты	3,2 (168) S^2 = 0,19—5,15	2,38(168) S^2=0,67—1,32	2,84 (188) S^2=0,47—2,52	47—60 (81) S^2=0,023	52—56(815)
	Граниты	1,4—1,68 (141) S^2 = 0,63—0,85	2,84 (141) S^2=0,34	3,6 (141) S^2=0,85	—	21 (165)
Габбро-монцонитовая — P_1(?)	Монцониты, сиенито-диориты, сиениты и др.	4,82 (128) S^2 = 0,41—0,86	2,58 (128) S^2=1,43	3,9 (128) S^2=1,44	17—150, чаще 53—85 (161) S^2=1405	5,290; чаще 81(70) S^2=86,9
Диорит-гранодиорит-гранитовая (порфировая) P_{1-2}	Гранодиорит-граносиенит-гранит-порфиры и диоритовые порфириты	3,36 (113) S^2 = 0,78—0,94	2,73 (112) S^2=0,85	3,70 (112) S^2=1,15	20—78, чаще 33 (82)	86 (91) $S^2$41
Гранит-аляскитовая — P_2	Граниты, лейкократовые граниты, аляскиты и др.	1,61 (60) S^2 = 0,74—0,96	2,47 (60) S^2=0,92—1,53	4,15 (60) S^2=0,6—2,1	5,5—28 (18)	12—31(179)

Плагиоклаз				Калишпат					Кварц	
Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴ г/т,	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴ г/т,	Cu, г/т	Au·10⁻⁴ г/т,
5,67—8,55*	—	—	73 (1)	—	3,45*	8,55—8,65*	4 (1)	90 (1)	4—14 (3)	10—36 (2)
5,3*	—	—	—	—	2,62*	10,1*	—	—	До 12 (3)	—
5,05*	—	—	—	—	1,54*	11,5*	—	—	—	—
3,50*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,41*	—	3,01	—	—	3,01 (1)	9,55 (1)	3 (1)	—	—	—
5,30 (1)	0,31 (1)	3—29 (6)	—	0,43 (3)	2,38 (3)	9,35 (3)	3—5 до 20 (8)	—	2—6, до 15 (7)	—
5,26 (2)	0,45 (2)	3—10, до 22 (12)	64—92	0,15 (15)	2,41 (12)	9,77 (12)	2—6 до 27 (17)	90 (1)	3—6, до 15 (15)	63—170 (3)
6,88*	—	7 (10)	—	0,23 (1)	1,73 (1)	10,87 (1)	2—7 (9)	—	—	—
5,35*	—	31—60 (11)	25 (1)	0,45 (16)	1,48 (10)	10,57 (10)	28—35 (27)	100 (1)	4—25 (6)	—
5,07*	—	6—18 (6)	21—39 (2)	0,71 (23)	2,13 (20)	9,55 (20)	10—22 (12)	25 (1)	3—12 (7)	34—82 (2)
6,76*	—	4,2—12, чаще 5—7 (23)	4,7 (1)	0,86 (7)	1,47—2,24 (4)	11,45 (4)	2—7, чаще 5 (23)	14,2 (1)	1—8, чаще 4 (9)	1—46 (3)

Формация, возраст	Порода	Содержание в породах				
		Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
Диабаз-гранитовая P_2—T_1	Диабазовые порфириты, диабазы и др.	7,11 (27)	2,51 (27)	2,15 (27)	55—85 (8)	—
	Диоритовые порфириты, лампрофиры	4,13 (12)	1,81 (12)	3,29 (12)	125 (2)	79 (41)
	Граносиенит-сиенит-монцонит-порфиры и др.	2,92 (19)	2,37 (19)	4,47 (19)	37—52 (28)	14—24 (34) S^2=0,47
	Гранит-порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, сферолит-порфиры и др.	1,47 (41)	2,42 (41)	4,29 (41)	22 (50)	20—24 (55) S^2=2—5

Формация, возраст	Порода	Биотит					Роговая обманка				Пироксен				Магнетит	
		Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
Гранодиорит-гранитовая ($Д_1$?)	Биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты, аляскиты	—	—	—	6,44 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранитовая (порфировая) —$Д_1$	Гранит-порфиры, кварцевые порфиры	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Монцонит-гранодиоритовая (порфировая) —$Д_1$	Кварцевые монциониты, монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая C_{2-3}	Габбро	20,0*	—	—	70—300 (6)	—	11,47—12,35 (7)	0,8 (7)	0,515 (7)	70	—	11,57*	0,24*	—	70 (1)	10—30 / 145 (35)	—
	Диориты	14,55 (3)	0,93 (3)	5,57 (3)	160 (1)	—	13,25 (4)	0,83 (4)	0,43 (4)	210 (12)	—	—	—	—	—	—	—
	Адамеллиты	15,17 (3)	0,26 (3)	3,12 (3)	30—150 (5)	—	12,09 (2)	1,03 (5)	0,55 (5)	20—55 (5)	—	—	—	—	—	30 (1), до 50—330 (3)	—
	Гранодиориты	15,69 (34)	0,27 (34)	4,42 (34)	50—180 (20)	9—200 / 70 (5)	12,94 (11)	0,81 (8)	0,72 (8)	20—75 / 56 (18)	28—35 (2)	—	—	—	—	34—76 (12), до 110—210 (4)	—

Плагиоклаз				Калишпат					Кварц	
Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
2,36—3,23*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,11*	—	—	—	0,38 (1)	1,3 (1)	12,2 (1)	—	—	—	—
4,11—5,06*	—	—	—	—	1,49 (2)	12,5 (2)	—	—	—	—
7,25*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Формация, возраст	Порода	Биотит					Роговая обманка				Пироксен				Магнетит	
		Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т	Σ Fe, %	Na, %	K, %	Cu, г/т	Cu, г/т	Au·10⁻⁴, г/т
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая C_{2-3}	Граниты	16,48 (17)	0,56 (17)	5,43 (17)	20—90 / 45 (3)	—	—	—	—	35 (1)	—	—	—	—	—	—	—
Габбро-монцонитовая — P_1 (?)	Монцониты, сиенито-диориты, сиениты и др.	13,35 (14)	1,18 (8)	7,11 (8)	50—86 (22)	13—28 (12)	13,38 (8)	—	0,72 (2)	59—63 (23)	28 (12)	11,58 (1)	0,26 (1)	0,51 (1)	150 (3)	50—450 (20) чаще 130	14—30 (12)
Диорит-гранодиорит-гранитовая (порфировая) P_{1-2}	Гранодиорит-граносиенит-гранит-порфиры и диоритовые порфириты	10,39 (5)	2,67 (2)	7,0 (2)	50—214 (9)	38—200 / 113 (3)	17,45*	—	0,48*	50—155, чаще 50—61 (8)	21—26 (2)	—	—	—	—	30—60 (5)	—
Гранит-аляскитовая — P_2	Граниты, лейкократовые граниты, аляскиты и др.	18,51 (8)	0,61 (5)	5,57 (5)	1,4—40 / 13 (13)	9,2 (1)	14,58*	—	0,7*	42 (1)	—	—	—	—	—	10—65, чаще 23—42 (9)	46,4 (1)
Диабаз-гранитовая P_2—T_1	Диабазовые порфириты, диабазы и др.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,5—16*	—	—	—	—	—
	Диоритовые порфириты, лампрофиры	14,84*	—	—	—	—	10,46*	—	0,53*	—	—	—	—	—	125 (1)	—	—
	Граносиенит-сиенит-монцонит-порфиры и др.	15,11*	—	—	—	—	15,67*	—	0,5*	—	—	10,79*	2*	—	—	—	—
	Гранит-порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, сферолит-порфиры и др.	—	—	—	10 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* — здесь и в табл. 30 содержания приведены по данным оптических определений авторов.

Примечание. Цифры в скобках — число определений, S^2 — дисперсия

Данные по распределению Au заимствованы из работ И. А. Айзенштата и др, 1972 (УГФ), К. Урунбаева (1971, 1972).

верхностным оно закономерно возрастает (в среднем 0,12 на 1 *км* по вертикали)[1].

Обнаруживается обратная корреляционная зависимость количества калия от содержания железа в породах ($r=-0,64$), золота в плагиоклазах и амфиболах ($r=-0,64$ в Чаткале и $r=-0,71$ в Кураме), меди в биотитах ($r=-0,725$) и натрия в калишпатах ($r=-0,79$). Наблюдаются прямые значимые связи распределения калия с содержанием меди в полевых шпатах ($r=+0,53\div0,59$ для плагиоклазов, $+0,66$ — для калишпатов) и натрия в плагиоклазах ($r=+0,58\div0,65$). В калишпатах

[1] В гранитоидах Западного Узбекистана поведение калия с глубиной противоположно (Хамрабаев, 1969).

из молодых гранитоидов существенно повышается содержание калия ($\rho=+0,62$ в Кураме, $+0,8$ в Чаткале) и меди ($\rho=+0,66$ в Кураме).

В рассматриваемых типах пород основными носителями и концентраторами калия являются калинатровые полевые шпаты, на долю которых приходится 58—98% валового количества элемента при содержании 9,85—13,31%, в среднем 10,27%. Несколько меньше его в мусковитах из среднекаменноугольных гранитов и адамеллитов Курамы — 8,15—8,53%. Наиболее высокие концентрации калия отмечаются в интрузивах повышенной щелочности (сиенито-диоритах, монцонитах, сиенитах и др.): 10,57—13,31%. В диоритах носителем калия является биотит (22,5—5,50% K), в породах основного состава Чаткало-Курамы — высокотемпературные плагиоклазы, на долю амфиболов приходится

лишь 12—20% валового содержания элемента. Биотиты гранитоидов содержат 3,12—7,11% калия, в среднем 5,61%, причем доля элемента, концентрируемого в слюдах, снижается от гранодиоритов (6,5—21%) к гранитам (2,8—8,4%). Еще более низки содержания калия в роговых обманках: 0,41—0,72%, в среднем 0,59%. Доля калия, фиксированного в роговых обманках, последовательно снижается (как и в биотитах) от 6,5% — в диоритах до 1% в гранодиоритах и 0,2—0,3% — в гранитах.

Железо. Одной из геохимических особенностей магматических пород Восточного Узбекистана, особенно нижне-среднекарбонового возраста, является повышенное содержание в них железа. Прямое отражение этого — повсеместно высокое количество (0,6—3%) в этих породах акцессорного магнетита. С этой особенностью геохимии магматических формаций нижне-среднекарбонового комплекса связывается развитие в районе скарново-магнетитовых или скарново-гематитовых рудных проявлений.

Весьма интересно распределение железа в породах различных вулканогенных формаций (табл. 30). Из приведенных данных прежде всего следует, что все вулканогенные породы Кураминской подзоны, за исключением липаритовой формации ($P—T_1$), содержат железа примерно в 1,5—2,0 раза больше, чем соответствующие породы (Виноградов, 1962). Особенно высокое содержание железа (8,5—9,0%) отмечается в амфибол-биотитовых андезитах и трахиандезитах Шавас-Дукентской, Алмалыкской и Лашкерекской структур.

Указанные особенности геохимии магматических пород отражаются на их минералогическом составе — в вулканитах всех формаций из различных структур устанавливается отчетливая зависимость между общим количеством железа в породе и железосодержащих минералах. В них порфировые выделения амфибола и акцессорный магнетит являются носителями основной массы железа (60—80%). При этом в субвулканических телах андезитовой формации Алмалыкской и Лашкерекской структур минералами-носителями и концентраторами железа являются магнетиты (от 65 до 78%), в Шавас-Дукентской, Тереклинской и других структурах значительная часть железа (55—65%) концентрируется в амфиболах и меньшая (12—15%) — в биотитах. Железистость биотитов из пород различных фаций резко варьирует: 65—75% — в эффузивной фации и 40—45% — в субвулканической.

В распределении железа внутри формации нет каких-либо закономерностей, но отмечена тенденция к увеличению его в породах эффузивной фации. В то же время значительно колеблются концентрации Fe_2O_3. Высокие содержания его характерны для пород эффузивной фации. Примечательно, что коэффициент окисленности ($F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$) для пород субвулканической фации всех вулканогенных формаций составляет 0,45—0,53 и 0,70—0,78 и более — для покровов.

Существенных различий в содержании железа в петрографически однотипных, но различных по возрасту интрузивных формациях (Rf_3, Pz_{1-2}, Pz_3) не наблюдается (табл. 29). Линейный тренд содержаний Fe в возрастной серии пород фанерозоя незначителен (0—0,18), хотя в гомодромной серии пород каждой формации фиксируется отчетливое уменьшение количества элемента между породами последовательных фаз в среднем на 1,5—2%. Среднее содержание железа в Чаткальской подзоне составляет 2,88% (3,36%)*, в Кураминской — 3,29% (4,18%), средневзвешенное в различных петрографических типах пород соответ-

* Первая цифра — средневзвешенное содержание с учетом распространенности пород, вторая — среднеарифметическое по породам каждого петрографического типа.

ственно: в габброидах — 9,2—7,0%, в сиенито-диоритах монцонитах и др.— 5,18—4,82%, в диоритах — 5,62—5,16%, в гранодиоритах обеих подзон — 3,27%, в адамеллитах — 2,42—3,22%, в гранитах — 1,45—1,62%. Приводимые цифры средних содержаний железа во всех типах интрузивных пород Курамы и отчасти — Чаткала весьма близки к соответствующим кларкам СССР (Беус, 1964; Соловьев, 1970), а в гранитах Чаткала несколько понижены.

К числу положительных связей обеспеченной надежности в интрузиях обеих подзон относятся: $r_{Fe-Cu} = +0{,}5 \div 0{,}52$, $r_{Fe-Cu_{Би}} = +0{,}54 \div 0{,}77$, $r_{Fe-Cu_{амф}} = +0{,}66$, а отрицательных: $r_{Fe-Na_{пл}} = -0{,}51 \div -0{,}78$, $r_{Fe-Fe^{3+}_{Би}} = -0{,}65$. В Чаткальской подзоне значимые связи фиксируются для $r_{Fe-Na} = -0{,}81$, $r_{Fe-Cu_{пл}} = -0{,}73$, $r_{Fe-Au_{пл}} = +0{,}73$, $r_{Fe-Au_{кпш}} = +0{,}57$, для Кураминской подзоны $r_{Fe-K} = -0{,}64$, $r_{Fe-Au} = +0{,}644$. Эти данные еще раз подтверждают существующие представления о положительных геохимических связях между железом и медью, железом и золотом и отрицательных — между железом и щелочами в магматических породах (Хамрабаев, Урунбаев, 1971).

Минералом-концентратором для железа всех пород является магнетит, с которым связано в гранитах обычно 0,5—8% всего количества железа, в гранодиоритах и адамеллитах — 7—36%, и лишь в породах среднего, субщелочного (сиенито-диориты, монциниты) и основного состава, где количество магнетита 3—6%, он становится одним из существенных носителей железа (20—62%). В биотитах из гранитоидов содержание железа варьирует в Кураме в пределах 10,39—18,51%, среднее — 14,51%, в Чаткале — 13,1—17,01%, среднее 14,99%, а в роговых обманках соответственно 10,46—17,45%, в среднем 13,23% и 11,28—13,79%, среднее 12,65%.

В гранитоидах Чаткала наблюдается значительный рост содержания железа в биотитах от древних пород к молодым ($\rho = +0{,}73$), что индуцировано прямой связью $r_{K-Fe_{Би}} = +0{,}51$. Одновременно в ряду диорит-гранодиорит-гранит валовое количество железа возрастает в биотитах: соответственно 14,17—14,4—15,29%. Пироксены из пород габбро-монцонитового ряда Кураминской подзоны содержат в среднем 11,77% железа, причем железистость их прямо зависит от содержания железа в породах ($r = +0{,}65$). Предполагается обедненность (5,5%, по оптическим данным) пироксенов из монцонитов и диоритов Чаткала.

В целом можно констатировать возрастание содержания железа от ранних темноцветных породообразующих минералов к поздним, что совпадает с повышением химического потенциала калия и падением температуры в ходе кристаллизации. Коэффициент окисленности железа в темноцветных минералах из гранитоидов выдержан и возрастает в ряду биотит ($\frac{Fe_2O_3}{FeO} = 0{,}18—0{,}23$) — роговая обманка (0,27—0,4) — пироксен (0,4—0,5) — магнетит (2,2), а также в соответствующих минералах пород повышенной щелочности (соответственно 0,27—0,44—0,6—2,38). Таким образом, количественное соотношение в гранитоидах крайних членов указанного ряда — биотита и магнетита — является показателем химического потенциала кислорода в системе и непосредственно связано с коэффициентом окисленности железа в породах. Подтверждается установленная ранее (Хамрабаев, 1969) для гранитоидов Узбекистана прямая зависимость железистости биотитов и амфиболов от содержания в них калия (роговая обманка: $r = +0{,}648$ — Курама, $r = +0{,}68$ — Чаткал, слюда: $r = +0{,}57$ — Курама), щелочей в породе

($r=+0{,}65$ для биотитов) и обратная зависимость от валового содержания железа в гранитоидах ($r=-0{,}65$ в слюдах).

Общая железистость ($f=\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}\cdot 100\%$) сосуществующих биотитов и роговых обманок Чаткало-Курамы близка и колеблется в пределах 30—68%, чаще 38—55%. При этом в ассоциации с магнетитом амфиболы, как правило, имеют железистость на 7—10% ниже, чем соответствующие биотиты независимо от состава пород. Максимальная железистость слюд и роговых обманок фиксируется в породах, содержащих наименьшее количество магнетита. Эти и вышеотмеченные особенности состава магматических пород и минералов ранее были подмечены И. Х. Хамрабаевым (1969, 1971). Он связывал их со специфичными условиями (относительно малые глубины, повышенная железистость субстрата) становления и происхождения магматических формации Кураминской подзоны.

В гранитоидах Чаткало-Курамы на долю биотитов приходится 10—49% валового железа, а амфиболов — 11—48%. В средних и основных породах роговые обманки наряду с магнетитом являются основными носителями железа (35—70%), а пироксены содержат лишь 10—45% валового количества железа. В калинатровых полевых шпатах — 0,15—0,81% Fe (в среднем 0,38%). Роль калишпатов как минералов-носителей железа незначительна: 0,8—8,2%. Лишь в породах гранит-аляскитовой формации они концентрируют 17—26,2% железа пород. В целом показателен рост содержания железа в калишпатах более молодых интрузий ($\rho=+0{,}5$).

Существенным показателем глубины становления интрузий является коэффициент окисленности железа пород. Величина этого коэффициента от глубинных интрузий к приповерхностным закономерно увеличивается в среднем на 0,26 на 1 *км* по вертикали. Более молодые пермские и пермо-триасовые формации (сиенито-диориты, монцониты, граносиениты, а также граниты и аляскиты) характеризуются значительно бóльшей величиной коэффициента окисленности железа, чем среднекаменноугольные и более древние (Хамрабаев, 1969; Айзенштат, Далимов, 1972). Это объясняется тем, что во времени более молодые интрузивные комплексы формируются в менее глубинных условиях.

Медь. Присутствует во всех магматических породах (табл. 29). Причем все вулканогенные формации содержат ее в количестве выше или в пределах кларковых величин. Среди них особенно выделяются вулканогенные породы более древних андезито-липаритовой ($Д_1$) и андезитовой (C_2^{ϕ}) формаций: среднее содержание меди в упомянутых формациях соответственно составляет 72,0 и 60,0 *г/т*, что превышает нормативы кислых (20,0 *г/т*) и средних (35,0 *г/т*) пород (Виноградов, 1962) в 3,8 и 2,0 раза соответственно. В этих породах увеличивается и коэффициент дисперсии: $CS^2=250$ против 80—100 в молодых формациях ($P—T_1$). Породы субвулканической фации по сравнению с эффузивной содержат медь на 50—60% больше. Так, субвулканические тела базальт-трахиандезитовой и андезитовой формаций в Лашкерекской, Алмалыкской и Тереклинской структурах по сравнению с породами эффузивной фации содержат меди вдвое больше (56,6—72,5 *г/т* против 28,0—38,0 *г/т*). Подобная закономерность отмечается и в остальных породах вулканотектонических структур.

На геохимическую связь меди с железом и натрием в интрузивных породах указывали многие исследователи (Гольдшмидт, 1945; Голованов, 1968; Рехарский, 1965; Хамрабаев, 1969; и многие другие). Это положение в известной мере подтверждается и материалами вулканоген-

ных формаций. Так, величина корреляционной связи Cu и Fe^{2+} в 75 выборках андезитовых порфиритов и гранодиорит-порфиров составляет +0,65, а с щелочами — +0,15. Таким образом, в вулканогенных породах между медью и железом также намечается прямая корреляционная связь, но менее отчетливая, чем в интрузивах. Эта связь еще нагляднее проявляется при сопоставлении величин коэффициента концентрации меди в темноцветных порфировых выделениях вулканитов. Она в 100—120 раз больше в амфиболах и биотитах, чем в полевых шпатах (6—8 против 0,08—0,7). Из этого следует, что во всех вулканогенных формациях основная масса меди сконцентрирована в фенокристаллах биотита, амфибола, которые одновременно являются и минералами-носителями меди. Так, в биотит-амфиболовых андезитах на долю упомянутых минералов приходится 80—85% общего содержания меди в породе, в андезито-дацитах — 45—60% и в дацитах 65—70%. Значимы величины содержания меди в магнетитах (до 950 *г/т*).

Средневзвешенное (с учетом распространенности различных петрографических типов пород) содержание меди в интрузивах Чаткальской подзоны составляет 17 *г/т*, а в Кураминской резко повышено — 40 *г/т*, а в габброидах соответственно 131 и 170 *г/т*, в диоритах, кварцевых диоритах — 54 и 72 *г/т*, в монцонитах, габбро-сиенитах и др. — 41 и 69 *г/т*, в гранодиоритах — 15 и 38 *г/т*, в гранитах — 8 и 28 *г/т*. В целом содержание меди в интрузивных породах Курамы в 1,3—3,4 раза выше, чем в соответствующих петрографических разностях пород Чаткальской подзоны и превышает средние величины по отдельным регионам Союза (Борисенко, 1962; Рехарский, 1965; Соловьев, 1970) в 1,7—2,8 раза.

В Чаткальских интрузиях основного и среднего состава содержание меди (аналогично железу) повышено в 1,34—1,6 раза относительно кларковых значений, а в кислых соответственно в 1,34—2,4 раза понижено.

В породах более молодых магматических формаций медь накапливается несущественно (тренд слабый: в Кураме — —0,15, в Чаткале-— +0,31). Максимальными содержаниями меди (60—130 *г/т*) в Чаткальской и Кураминской подзонах, по данным К. Урунбаева (1970) и С. Т. Бадалова и др. (1971), отличаются C_2 интрузивы. Они формируются в нижних структурных ярусах (0—S, $Д_{1-2}$, $Д_{2-3}$), сложенных метаморфическими, вулканогенными и осадочными породами, характеризующимися высокими кларками меди по сравнению с молодыми (C_3—T_1) отложениями. Таким образом, возможно, что такие интрузивы могли унаследовать повышенные содержания меди в процессе ассимиляции толщ, обогащенных этим элементом. Наибольшее количество меди несут породы габбро-монцонитовой формации (габбро, диориты, монцониты, сиенито-диориты). Содержание меди в них возрастает с увеличением количества железа, магния и кальция. В апикальных и краевых частях некоторых интрузивов (Алмалыкский сиенито-диоритовый интрузив), представленных диоритами, а иногда полевошпат-кварцевыми метасоматитами, содержание меди и золота увеличивается в 1,5—2,5 раза.

В гомодромной серии интрузивных пород содержание элемента по мере покисления пород снижается на 10—39 *г/т* (в среднем на 22 *г/т*) между последовательными фазами гранитоидов. Это подтверждает выводы И. Х. Хамрабаева (1969), В. И. Рехарского (1965), И. М. Голованова (1966), К. Урунбаева (1969) и др. о связи меди в Чаткало-Кураме с феррофильными породами (r_{Fe-Cu} =+0,52 для Кураминской подзоны и +0,61 — для Чаткальской). В некоторых герцинских интрузиях медь имеет значимые положительные связи (при 5%-ном уровне значимости)

с рядом петрогенных элементов группы железа и кальцием ($r_{Cu-FeO} = +0{,}47 \div 0{,}65$, $r_{Cu-CaO} = +0{,}51 \div 0{,}6$, $r_{Cu-Fe_2O_3} = +0{,}58$, $r_{Cu-MgO} = +0{,}55$).

По И. М. Голованову и А. Я. Гадаеву, наиболее сильные и устойчивые связи медь имеет с CaO, Fe_2O_3 и FeO. Другие компоненты на распределение меди почти не влияют. Под влиянием FeO и CaO все остальные связи меди доходят до незначимых и даже отрицательных. Связь меди с кальцием и магнием в Алмалыкском массиве, в котором медь реализована в виде промышленных месторождений, подчеркивается И. М. Голованом (1970).

Существенной связи меди с щелочами в интрузивном процессе не обнаруживается (r_{K-Cu} соответственно $-0{,}11$ и $-0{,}14$, $r_{Na-Cu} = -0{,}43$ и $-0{,}44$).

В породах основного, среднего и субщелочного состава главным концентратором меди являются магнетит и темноцветные минералы. Минералы содержат до 32—60 *г/т*, чаще 13—30 *г/т* меди — в Чаткале и 6—300 *г/т*, чаще 50—97 *г/т* — в Кураминской подзоне. Концентрация меди в магнетитах соответственно варьирует в пределах 15—160 *г/т* (чаще 20—73 *г/т*) и 30—450 *г/т* (чаще 100—180 *г/т*)*. В биотитах и роговых обманках интрузивов Чаткала количество элемента обычно не превышает 6,8 *г/т*. В темноцветных минералах Кураминского региона содержания меди сопоставимы: в биотитах — 4,5—90 *г/т*, чаще 32—35 *г/т*, в роговых обманках — 35—42 *г/т*.

Высокие концентрации меди в темноцветных минералах позволяют предполагать изовалентное замещение $Cu^{2+} \longrightarrow Fe^{2+}$. На изоморфную форму вхождения меди в железо-магнезиальные силикаты косвенно указывает сильная зависимость содержания меди в темноцветных минералах от валовой концентрации элемента в породе (для Курамы: $r_{Cu-Cu_{Би}} = +0{,}65$, $r_{Cu-Cu_{Амф}} = +0{,}86$, для Чаткала: $r_{Cu-Cu_{Би}} = +0{,}37$, $r_{Cu-Cu_{Мгт}} = +0{,}36$).

Содержание меди в биотите, роговой обманке и магнетите прямо связано с распределением валового железа ($r = +0{,}57 \div 0{,}76$), т. е. увеличивается в более основных породах, тогда как связь $Fe_{Би}$ — $Cu_{Би}$ отрицательна ($r = -0{,}58$) за счет более сильной связи меди в темноцветных силикатах с магнием. Определенный интерес для изучения распределения меди представляют прочие выявленные связи: $r_{K-Cu_{Би}} = -0{,}71$, $r_{K-Cu_{Мгт}} = 0{,}59$, $r_{Na-Cu_{Мгт}} = -0{,}53$, с одной стороны и $r_{Na-Cu_{кпш}} = +0{,}73$, $r_{Na-Cu_{Пл}} = +0{,}43$, $r_{K-Cu_{Пл}} = +0{,}47$ — с другой.

В полевых шпатах и кварцах интрузивов Чаткало-Курамы содержание меди на порядок ниже — 3—12 *г/т*.

Сугубо ориентировочное среднее содержание меди в породообразующих минералах и магнетитах герцинских интрузивов (*г/т*) приводится ниже:

Минерал	*Чаткальская подзона*	*Кураминская подзона*
Плагиоклаз	6,35	8,7
Калишпат	4,7	8,7
Кварц	4,4	9,2
Биотит	13,2	43
Роговая обманка	17,5	73
Пироксен	48	115
Магнетит	43,8	125

* По данным Р. Г. Юсупова, в 20 мономинеральных пробах магнетитов из гранитоидов Курамы содержание меди более высокое и колеблется от 40 до 3000 *г/т*, чаще в пределах 60—250 *г/т*.—*Прим. ред.*

На долю плагиоклазов в гранитах и гранодиоритах приходится обычно 3—31,5% меди, калишпата — 6—21%, кварца — 2—28%, биотита — 1—18%, 3—23%, роговой обманки — 2,23%. Магнетит концентрирует чаще всего 0,3—3% валового количества элемента.

В породах основного и среднего состава главным минералом-носителем меди является роговая обманка: 11—64%, чаще 33—52%, а на долю биотита и пироксена приходится 8—48%, чаще 8—23%. Полевые шпаты и магнетиты концентрируют всего 2—14% валового количества меди. Для Курамы характерна малая доля калишпата как носителя меди в среднекаменноугольных гранитоидах (0,1—8%) она резко повышается в пермских и пермо-триасовых интрузиях (9,2—25%). Величина линейного тренда содержаний меди для плагиоклаза и калишпата соответственно равна +0,71 и 0,66.

Сопоставление данных баланса распределения меди в интрузивных породах Чаткало-Кураминского региона показывает, что в габбро и диоритах с породообразующими минералами и магнетитом связано 75—95% валовой меди, а в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах — от 37 до 92%, чаще 50—75%.

Золото. Практически неизмененные породы магматических формаций характеризуются в целом заметно повышенным содержанием золота. Повсеместно высокий фон золота (в 2—5 раз превышающий его кларк в земной коре) отмечается в вулканогенных образованиях базальт-трахиандезитовой (C_1) и андезитовой (C_2) формаций (Урунбаев, 1971). В этих формациях содержание золота соответственно в 2,5 и 6,5 раза больше кларка его в кислых и основных породах. Заметно повышено (от 1,5—2,2 раза) количество золота в породах андезито-липаритовой ($Д_1$—$Д_2$) и трахиандезито-дацитовой (C_2—C_3) формаций.

Наблюдается определенная зависимость распределения золота внутри формаций от их фациальности (условий формирования). Так, в андезитовой формации максимальное содержание золота (0,03 *г/т*) установлено в субвулканических образованиях (гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты), несколько меньше его в покровах (0,014 *г/т*). Подобная закономерность существует и в других вулканогенных формациях.

Определенная зависимость отмечается в распределении золота в одновозрастных формациях различных вулкано-тектонических структур. Так, вулканогенные породы базальт-трахиандезитовой и андезитовой формаций Алмалыкской, Шавас-Дукентской и Тереклинской грабен-синклиналей по сравнению с вулканитами упомянутых формаций кольцевых структур (Карабашская, Каржантауская, Кызылнуринская и др.) содержат золота в 5—8 раз больше (табл. 31). На столько же больше в них и величина коэффициента геохимической концентрации золота (K); максимума достигает в них и величина дисперсии (S^2=75,0 против 42). Из этого следует, что среди вулканитов базальт-трахиандезитовой (C_1) и андезитовой (C_2) формаций в Кураминской подзоне в отношении золота наиболее специализированы субвулканические тела грабен-синклинальных структур.

Золото в магматическом процессе имеет положительную корреляцию с медью, железом и отчасти с натрием (Щербаков и др., 1964; Хамрабаев, 1969; Хамрабаев, Урунбаев, 1971; Урунбаев, 1972; и др.). Наиболее отчетливо эта корреляция проявляется с медью. Так, величина ее (r_{Au-Cu}) между содержаниями золота и меди по 142 пробам пород андезитовой формации (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты и т. п.) равна 0,75; она значительно меньше по отношению к железу (+0,39) и натрию (+0,11).

Изучение распределения золота в порфировых выделениях и акцессорных минералах вулканогенных пород устанавливает зависимость минеральных концентраций этого элемента от уровня его содержания в породе при более или менее равномерном распространении во всех минеральных составляющих. Устойчивая концентрация золота, в 10—15 раз превышающая содержание его в породе, наблюдается в магнетитах (0,12 *г/т* против 0,009 *г/т*). Это обстоятельство выделяет магнетит как минерал-концентратор, что нельзя сказать о биотите и амфиболе (табл. 30). Наличие золота в магнетите и фемических минералах объясняется его сидерофильностью (так же, как и меди) в магматическом процессе. Однако золоту в отличие от меди, видимо, не присущи изоморфные связи ни с одним из петрогенных элементов и собственные химические соединения (окислы, сульфиды). Этот элемент встречается главным образом в самородной форме (до 450 знаков в отдельных пробах-протолочках пород). Все это имеет большое металлогеническое значение, так как способствует активной миграции и переотложению золота в процессах постмагматического метаморфизма.

Средневзвешенное количество золота в интрузивных породах Чаткальской подзоны, рассчитанное по данным 30 нейтронно-активационных определений, составляет $35 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, что существенно отличается от среднеарифметического (по материалам В. В. Козырева и др., 1972, $-12 \cdot 10^{-4}$ *г/т*), в интрузивных породах Кураминской подзоны — $50{,}7 \cdot 10^{-4}$ *г/т*. Среднее содержание золота в диоритах и кварцевых диоритах Чаткала — $45 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, Курамы —$77 \cdot 10^{-4}$ *г/т* — по данным нейтронно-активационного анализа и $54 \cdot 10^{-4}$ *г/т* — количественного золото-спектрального. Соответственно, в гранодиоритах и адамеллитах — $40 \cdot 10^{-4}$ и $62{,}8 \cdot 10^{-4}$—$52 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, в гранитах — $23 \cdot 10^{-4}$ (по В. В. Козыреву и др., 1972, $-12 \cdot 10^{-4}$ *г/т*) и 22—$27 \cdot 10^{-4}$ *г/т*. Среднее содержание элемента в габброидах Курамы составляет, по И. Х. Хамрабаеву, К. Урунбаеву (1971) и И. А. Айзенштату и др. (1972, УГФ) — $86 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, а в монцонитах, габбро-сиенитах Чаткала, по данным В. В. Козырева и др. (1972), — 38—$45 \cdot 10^{-4}$ *г/т*. Вычисленные средние содержания золота в диоритах и гранодиоритах Чаткала близки к соответствующим кларковым величинам А. П. Виноградова (1962), а в гранитах — к соответствующим цифрам Ю. Г. Щербакова и др. (1964). Содержание золота в Кураминской подзоне в породах среднего состава и кислых гранитоидах в 1,3—2 раза выше соответствующих кларковых величин. В среднем в главных петрографических типах пород Курамы содержится в 1,2—1,6 раза больше золота, чем в соответствующих Чаткала.

Для обеих подзон так же, как и для осадочно-метаморфических толщ (терригенных), характерна обогащенность древних гранитоидных формаций золотом: 44—$280 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, чаще 59—$63 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, что подтверждается и существенной величиной тренда этого элемента (от —0,49 до —0,61).

На примере средне-верхнекаменноугольной диорит-гранодиорит-гранитовой формации Чаткала и Курамы отчетливо устанавливается рост содержаний золота в породах более ранних фаз обычно повышенной основности ($r_{Fe-Au} = +0{,}614$ — для Курамы) в среднем на $15 \div 30 \cdot 10^{-4}$ *г/т* между последовательными членами гомодромной серии. В более основных породах Чаткала содержание золота также повышено ($\rho = +0{,}65$).

В плагиоклазах и темноцветных минералах чаткальских гранитоидов содержание золота варьирует от 3,8 до $470 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, чаще 5—$95 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, а в калишпатах, кварцах, магнетитах от 3,8 до

$47{,}0 \cdot 10^{-4}$ *г/т*. В Кураминской подзоне в породообразующих минералах вариации содержаний элемента также весьма велики — $1—470 \cdot 10^{-4}$ *г/т*, чаще $14—100 \cdot 10^{-4}$ *г/т*. Наибольший разброс содержаний элемента обнаруживается в биотите, отчасти кварце, наименьший — в магнетите. Вследствие этого приводимые ниже цифры средних содержаний золота в породообразующих минералах гранитоидов Чаткало-Курамы ($г/т \cdot 10^{-4}$) по аналогии с медью следует рассматривать как весьма приближенные:

Минерал	*Чаткальская подзона*	*Кураминская подзона*
Плагиоклаз	41,6	33,6
Калишпат	16,5	63,8
Кварц	18,3	51,5
Биотит	96,8	61,8
Амфибол	48,9	27,5
Пироксен	77,7	—
Магнетит	46,9	46,4

Из приводимых цифр можно заключить, что четко выраженного минерала-концентратора золота в гранитоидах Курамы нет. В Чаткальской подзоне относительно повышенные содержания золота фиксируются в темноцветных минералах — биотите и пироксене. Существует мнение (Козырев и др., 1972; Давлетов, 1971) об отсутствии закономерных связей золота с породообразующими силикатами. По-видимому, золото как благородный элемент химически не связывается ни в каркасных, ни в цепочных силикатах, присутствует в них в рассеянной (самородной) форме, будучи механически захваченным в процессе кристаллизации. Можно предполагать первичную обогащенность золотом (как и медью) более основных расплавов, формирующихся на более глубоких уровнях земной коры, а также инертность элемента в ходе кристаллизации.

Параллельно с общим снижением валового содержания золота по мере покисления пород концентрация элемента в полевых шпатах, амфиболах и магнетитах уменьшается в этом направлении в среднем в 2—4 раза. В Чаткале наблюдается тенденция к возрастанию содержания золота в кварцах из более молодых гранитоидных комплексов ($r=+0{,}71$), а в Кураме — снижение в этом направлении содержания золота в калишпатах.

Для сравнения приводим средние содержания золота ($г/т \cdot 10^{-4}$) в породообразующих минералах Алтае-Саянской области, по данным Ю. Г. Щербакова и Г. А. Пережогина (1964; в скобках число анализов): полевые шпаты — 33 (33), кварц — 17 (10), биотит — 40 (8), амфибол — 59 (14), пироксен — 160 (8), магнетит — 480 (7).

Основным минералом-носителем золота в диоритах и гранодиоритах Чаткало-Курамы являются плакиоглазы (в среднем 40—50%, при $r_{Au-Пл}=+0{,}58$), а в гранитах — калинатровые полевые шпаты (обычно около 36—65%). В целом в изученных гранитоидах на долю каркасных силикатов приходится около трех четвертей валового содержания элемента. Усредненные доли остальных минералов в общем балансе золота таковы: в кварце гранодиориты 27—38%, граниты — 17—27,5%, в биотите диориты — 30,3%, кислые гранитоиды — 5—21%, в пироксене диориты — 11,2—17,5%. Роговые обманки и магнетиты концентрируют соответственно 2,1—12,5% и 0,2—6,3% валового количества золота (средние цифры).

Для Чаткальских гранитоидов характерны значимые связи: $r_{Au-Au_{Амф}}=+0{,}79$, $r_{Cu-Au_{Пл}}=+0{,}6\div0{,}8$, $r_{Na_{Пл}-Au_{Пл}}=+0{,}85$ (содержа-

ние золота растет в более основных плагиоклазах), $r_{K-Au_{Пл}} = -0{,}64$, $r_{K-Au_{Кв}} = +0{,}68$, $r_{Na-Au_{Мгт}} = -0{,}63$. Как отмечалось выше, в интрузивных породах также выявляется геохимическая общность золота с медью ($r_{Cu-Au} = +0{,}51$), отражающая сидерофильные свойства обоих элементов в магматическом процессе. Существенной связи золота с щелочами в интрузивных породах Чаткальской ($r_{K-Au} = +0{,}08$, $r_{Na-Au} = +0{,}05$), и Кураминской ($r_{K-Au} = -0{,}34$, $r_{Na-Au} = -0{,}29$) подзон не обнаруживается. Это положение справедливо для раннемагматической стадии, в позднемагматической, постмагматической стадиях и в вулканогенных породах (Урунбаев, 1971) часто отчетливо проявляется связь золота с натрием. В Кураме, по И. А. Айзенштату и др. (1972), наибольшее количество рудопроявлений золота контролируется среднедевонскими и среднекарбоновыми формациями эффузивных и интрузивных пород, характеризующимися резко повышенными кларками этого элемента.

В Чаткальском хребте, по И. Х. Хамрабаеву (1969), повышенный геохимический фон золота в мелких штоках диоритов и монцонитов C_2—P_1 сопровождается наличием рудной минерализации. Следует также отметить высокие фоновые содержания золота в древних рифейских гранитоидах Чаткала (Na>K).

Отмечая влияние фациальности на геохимическую специализацию интрузивов на золото, следует подчеркнуть, что в Кураминской подзоне при переходе от мезоабиссальных гранитоидов к интрузиям фаций малых глубин наблюдается рост содержания золота: в 1,5—7 раз — для нижнедевонских и в 1,5—2 раза — для пермо-карбоновых интрузивных формаций. В Чаткальской подзоне (Хамрабаев, 1969; Давлетов, 1970) золоторудная специализация устанавливается в породах повышенной основности от более глубинных участков массивов к краевым и апикальным, а также в небольших телах малоглубинных гранитоидов.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПОРОДО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ (K, Na, Fe, Th, U, Cu, Au) В ГЕРЦИНСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

По данным И. Х. Хамрабаева и др. (1971), основная масса магматических образований Западного Узбекистана возникла в палеозойскую эпоху и приурочена к герцинскому тектоно-магматическому циклу ($Д_3$—P_1). При этом 5—6% площади выхода всех магматических тел составляют продукты основной и ультраосновной магмы, а остальную — гранитоиды.

В каледонском тектоно-магматическом цикле (C_m—$Д_2$) главным образом проявились продукты базальтовой магмы, выходы которых составляют 6—8% всей площади магматических образований региона. Более ранние проявления магматизма (докембрийский тектоно-магматический цикл) на территории Западного Узбекистана изучены недостаточно.

На территории Западного Узбекистана выделено четыре магматических комплекса (Хамрабаев, 1965): 1) вулканогенных пород ордовик-силурийского возраста; 2) вулканогенных пород силур-девонского 3) базитов и ультрабазитов нижне-среднекарбонового, 4) гранитоидов верхнекарбон-нижнепермского возраста.

Вулканогенный комплекс ордовик-силурийского возраста развит в районе Чакыл-Калянских, Каратюбинских, Зирабулак-Зиаэтдинских

гор и Султануиздага и представлен пластами фельзитовых порфиров, туфов и кварцевых порфиров.

Вулканогенные породы силур-девонского комплекса отмечены на востоке Северного Нуратау, включая горы Пистали и Ханбанды, Тамдытау и Султануиздаге и сложены спилитами и порфиритами (диабазовыми, андезитовыми).

Нижне-среднекарбоновый комплекс включает формации гипербазитов и габброидов. Гипербазитовая формация развита в Северном Нуратау, Тамдытау, Зирабулаке и Султануиздаге. Она представлена серпентинитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинизированными дунитами, которые образуют линзовидные межпластовые небольшие обособленные тела.

Формация габброидов в виде мелких изолированных тел распространена почти во всех горных массивах Западного Узбекистана. Это — габбро, габбро-диориты, габбро-порфириты и другие разности габброидов.

Верхнекарбон-нижнепермский гранитоидный комплекс распространен почти во всех частях Западного Узбекистана. Значительное число массивов, относящихся к этому комплексу, находится под мезо-кайнозойскими отложениями. Гранитоиды этого комплекса сформировались в четыре фазы, в результате образовались диоритовая, гранодиоритовая, гранитная и аляскитовая формации.

Формация диоритов (диориты, кварцевые диориты, реже габбро-диориты) развита в районе Нуратинских гор (Актауский, Темиркабукский массивы). Породы этой формации слагают периферические части крупных интрузивов, а также образуют небольшие самостоятельные тела (штоки и дайки в Букантау и Тамдытау). В Кульджуктау (Тозбулакский массив) формация диоритов характеризуется сиенито-диоритовым и монцонитовым составом (Хамрабаев, 1964; Каюмов, 1969).

Формация гранодиоритов значительно больше распространена по сравнению с предыдущей и представлена порфировидными гранодиоритами и кварцевыми диоритами. С этими формациями связаны жильные образования — гранодиорит-порфиры, лампрофиры, микрограниты, аплиты, пегматиты.

Формация гранитов представлена главным образом биотитовыми гранитами, нередко их мусковитизированными, турмалинизированными и гнейсированными разностями. Они слагают центральные части интрузивов многофазных плутонов, но иногда образуют самостоятельные штоковые и дайковые тела. Жильная фация гранитов представлена аплитами, пегматитами, реже лампрофирами. Породы описываемой формации присутствуют во всех частях Западного Узбекистана.

К формации аляскитов относятся лейкократовые граниты и аляскиты, встречающиеся во всех горных массивах Западного Узбекистана. Они образуют небольшие штоко- и дайкообразные, реже пластовые тела.

Среди магматических формаций Западного Узбекистана в геохимическом отношении наиболее изучены гранитоидные образования верхнекарбон-нижнепермского комплекса. В свою очередь, из гранитоидных интрузивов этого комплекса детальному минералого-геохимическому исследованию подвергнуты массивы Нуратинских (Актауский, Устукский, Акчопский), Тамдынских (Тамдынский), Кульджуктауских (Тозбулакский, Таушанский) гор, а также некоторые массивы Зиаэтдинских (Акмазарский, Карнабский, Кошкудукский).

В данном разделе рассматривается распределение калия, натрия, железа, тория, урана, меди и золота в магматических формациях. Основные фактические материалы заимствованы у других авторов (Петрография Узбекистана, том 1, 2, 1966; Хамрабаев, 1958; 1969; Азимов и др., 1970; Далимов и др., 1972; Хамрабаев, Урунбаев, 1972; Узаков, 1972; Хамрабаев, Магдиев, 1973). Характеристика рассматриваемых элементов приводится по усредненным результатам анализов по формациям.

Содержание золота определено лишь для некоторых гранитоидных массивов Нуратинских (Темиркабукский, Устукский и др.), Зиаэтдинских (Акмазарский), Тамдынских (Тамдынский) гор и Центральных Кызылкумов (Букантауский, Алтынтауский, Ауминзатауский, Шайдаразский, Актастинский, Тозбулакский, Аристантауский). Учтены также некоторые данные распределения золота в гранитоидных формациях закрытых территорий Центральных Кызылкумов (Северный Букантау, Северо-Западный Тамдытау, Южный Ауминзатау) и эффузивных и гранитоидных образованиях фундамента Бухаро-Газлинской нефтегазоносной области.

Среднее содержание меди установлено для большинства главных интрузивных массивов.

Для выявления особенностей распределения калия, натрия и железа в породах среднекарбон-нижнепермского комплекса нами использовано около 750 химических определений: гипербазиты — 17 анализов (Нуратау, Тамдытау и Султануиздаг), габброиды — 33 (Ауминзатауский, Шайдаразский интрузивы, Бельтауские, Тамдынские горы), диориты — 91 (Нуратинский, Тамдынский, Букантауский интрузивы, районы Кокпатаса, Кульджуктау, Султануиздага, Каратюбе и Чакылкаляна), гранодиориты — 164 (Тамдынский, Джаманский, Кынгырский, Букантауский, Алтынтауский, Кокпатасский, Ауминзатауский, Тозбулакский, Актастинский, Бельтауский, Таушанский, Восточно-Кынгырский, Шайдаразский массивы), граниты — 238 (почти из всех массивов Западного Узбекистана), аляскиты — 143 (из всех массивов Западного Узбекистана), жильные образования (пегматиты, аплиты, лампрофиры, порфиры и порфириты) — 72, вулканогенные породы (преимущественно среднего состава) — 10 анализов (районы Букантау и Джетымтау).

Железо. Среднее содержание элемента уменьшается от пород формации гипербазитов и габброидов к гранитоидным, т. е. от более древних (C_1—C_2) к более молодым (C_3—P_1). При этом среднее содержание его в породах каждой формации имеет пониженное значение по сравнению с кларковыми величинами в соответствующих породах по А. П. Виноградову (1962). Это особенно резко выражено в породах кислого состава (в биотитовых гранитах и аляскитах).

Таким образом, магматические породы Западного Узбекистана характеризуются пониженным содержанием железа. Эти геохимические особенности магматических пород рассматриваемого района неоднократно ранее подчеркивались И. Х. Хамрабаевым.

При сопоставлении распределений железа в одноименных породах различных гранитоидных массивов Узбекистана обнаруживается резкое различие также и в их минеральном составе, в частности, в содержаниях магнетита и степени железистости цветных минералов (Хамрабаев и др., 1972). В гранитоидах Западного Узбекистана содержание магнетита колеблется в пределах 0,1—0,2%, а железистость биотитов — 60—80%. В гранитоидах Чаткало-Кураминских массивов маг-

нетита значительно больше (до 1—3%), а биотиты имеют общую железистость в пределах 45—50%.

Отмеченные факты пониженного содержания железа в магматических породах Западного Узбекистана связываются с наблюдаемыми низкими содержаниями магнетита (меньше 0,1—0,2%), высокой железистостью биотитов и отсутствием месторождений железа. Напротив, магматические породы Чаткало-Кураминских гор, имеющие, как мы видели выше, повышенные содержания железа (в 1,3—1,7 раза выше кларков), сопровождаются большим количеством акцессорного магнетита (больше 0,4%) и низкожелезистыми биотитами, амфиболами и пироксенами (30—50%).

Результаты изучения минералогического состава магматических пород Западного Узбекистана показывают, что основная масса железа находится в форме силикатных соединений и составляет фемическую часть пород (биотит, амфибол, пироксен).

В биотитах из гранитоидов содержание железа колеблется в пределах 14—24%, что составляет 60—85% всего железа породы, в амфиболе соответственно 19—21% и 20—40%. Таким образом, основная часть железа (60—80%) находится в цветных минералах гранитов и гранодиоритов — биотите и реже амфиболе. Небольшая доля образует акцессорный магнетит.

В отличие от магматических пород Восточного Узбекистана в породах Западного Узбекистана количество акцессорного магнетита не превышает 0,1—0,2%, а в гранитоидах Зирабулак-Зиаэтдинских гор магнетит почти отсутствует. Следовательно, в гранитоидах Зиаэтдинских и Зирабулакских гор почти вся масса железа находится в цветном минерале — биотите, а в гранитоидах Нуратинских и Тамдынских массивов — в биотите, амфиболе и небольшая часть в виде магнетита. Все это обусловливает слабую намагниченность интрузивных массивов Западного Узбекистана, неоднократно отмечаемую геофизическими исследованиями (Котляровский, 1967, Чемборисов, 1969).

Таким образом, наблюдается зависимость между содержанием железа в породе и акцессорного магнетита — с одной стороны и величинами железистости биотитов — с другой. Эта зависимость была выявлена и описана ранее в работах И. Х. Хамрабаева (1969, 1972).

Уран и торий. На территории Средней Азии, и в частности Узбекистана, радиогеохимические исследования проводились впервые в 1933—1938 гг. Л. В. Комлевым. В последующие годы работы, связанные с изучением радиоактивных элементов, ставятся в тех или иных геологических организациях под руководством Д. И. Щербакова, А. А. Саукова, А. А. Петренко, Х. М. Абдуллаева, В. И. Попова, Е. Д. Карповой, И. Х. Хамрабаева и др.

В Институте геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева изучение распределения радиоактивных элементов велось как по трассе геолого-геофизических профилей обн. 1а, II—II (Ташкент—Коканд, Фараб—Кульджуктау—Тамдытау), так и по площади некоторых гранитоидных массивов Западного Узбекистана (Хамрабаев, Магдиев, 1972). Более детальному радиогеохимическому изучению подвергнуты 23 интрузива, 14 массивов опробовались по редкой сети и лишь по главной преобладающей фазе (гранодиориты или биотитовые граниты) с целью установления среднего содержания радиоактивных элементов по формациям.

Неравномерность пройденных профилей и отбора проб связана с различной обнаженностью и строением массивов. Наиболее изучен Тамдынский (Центральные Кызылкумы) и Актауский (Нуратинские

горы). По этим массивам выполнен наиболее полный комплекс радиогеохимических исследований (Хамрабаев, Магдиев, 1970).

Интрузив	*Кол-во пройденных профилей*	*Кол-во отобранных проб*
Алтынтауский	3	25
Тамдынский	8	150
Ауминзинский	5	52
Тозбулакский	3	20
Актастинский	2	15
Таушанский	2	15
Кынгырский	2	10
Актауский	12	130
Каратауский	5	75

Проведенный баланс распределения урана и тория в Тамдынском гранитоидном массиве показывает, что преобладающая масса урана (в среднем 55,0%) и тория (59,2%) сосредоточена в породообразую-

Таблица 32

Распределение K, Na, Fe, U, Th, Cu, Au в герцинских интрузивных формациях Западного Узбекистана

Возраст	Формация	K	Na	K/Na	Fe^{2+}	Fe^{3+}	U, $n\cdot10^{-4}$	Th, $n\cdot10^{-3}$	Th/U	Cu, $n\cdot10^{-3}$	Au, $n\cdot10^{-4}$
$C_2 - C_1$	Гипербазитов	0,02	0,02	1,0	3,91	4,33	0,4	—	—	—	—
	Габброидов	0,86	1,07	0,8	4,38	3,71	2,3	—	—	35,0	0,022
	Диоритов	1,75	2,30	0,76	3,49	1,15	2,2	1,3	5,9	10,0	0,0276
	Гранодиоритов	2,68	2,65	1,01	1,89	0,73	3,3	1,5	4,5	12,5	0,0138
$C_3 - P_1$	Гранитов	3,50	2,55	1,41	1,26	0,53	4,1	1,9	4,6	16,5	0,0076
	Аляскитов	3,60	2,38	1,46	0,54	0,66	7,6	1,8	2,4	15,0	0,0033
$O_2 - Д$	Вулканогенных пород (преимущественно среднего состава)	4,86	1,82	2,67	4,48	3,49	—	—	—	—	0,005
Жильные образования (гл. обр. $C_3 - P_1$ комплекса)	Гранит-аплитов	2,75	2,65	1,04	0,82	0,23	7,7	2,2	2,9	—	—
	Пегматитов	2,16	3,16	0,63	0,26	0,73	4,3	1,3	3,0	—	—
	Лампрофиров	1,92	2,18	0,88	3,84	1,14	3,3	1,3	3,9	12,0	0,032
Кларк по А. П. Виноградову (1962)	Гранит- и гранодиорит-порфиров	2,99	2,62	1,14	0,88	0,86	6,8	2,0	2,9	18,0	0,00841
	Ультраосновных пород	0,03	0,57		9,85		0.003	0,0005		2,0	0,005
	Основных	0,83	1,07		8,56		0,5	0,3		10,0	0,004
	Средних	2,3	3,0		5,85		1,8	0,7		3,5	—
	Кислых	3,34	2,77		2,70		3,5	1,8		2,0	0,0045

щих минералах. На долю акцессорных в среднем приходится 42,5% урана и 38,8% тория. Легкоподвижный уран составляет 40,5%.

Обобщив данные по 23 гранитоидным интрузивам (табл. 32), видим, что содержание урана возрастает от древних формаций (диоритов и кварцевых диоритов) к молодым (аляскитов), включая их жильные дериваты. Этим подтверждаются общеизвестные закономерности поведения этого элемента в гранитоидных формациях вообще. В то

же время содержание тория в этом ряду формаций остается в пределах кларковых значений.

Специфика геохимии радиоактивных элементов в рассматриваемых формациях Западного Узбекистана заключается в следующем. Поведение тория в них в целом несколько инертно по сравнению с характером распределения урана, и лишь в наиболее кислых породах отмечается некоторое превышение над кларковыми значениями.

В исследованных интрузивах наблюдается некоторая зависимость между содержаниями урана, калия и железа. Ранее подмеченная (Хамрабаев, Магдиев, 1970) корреляционная связь между ураном и калием в Тамдынском массиве в целом присуща всем исследованным нами гранитоидным массивам. С увеличением содержания урана в формациях уменьшается суммарное количество закисного железа.

По характеру распределения радиоактивных элементов в гранитоидных породах Западного Узбекистана выделяются радиогеохимические подзоны в единой металлогенической зоне (западное окончание Южного Тянь-Шаня), выделенной И. Х. Хамрабаевым и др. (1969). Так, гранитоидные интрузивы (Хамрабаев, Магдиев, 1972) Центральных Кызылкумов и Северного Нуратау, расположенные в северной части этой зоны, характеризуются нижекларковым содержанием как урана — $(1{,}1—1{,}3) \cdot 10^{-4}\%$, так и тория — $(1{,}4—1{,}7) \cdot 10^{-3}\%$. В центральной подзоне (Ауминзатау, Каратау, Актау и др.) наблюдаются повышенные кларки урана — $(5{,}8—9{,}0) \cdot 10^{-4}\%$ и тория — $(1{,}9—2{,}7) \cdot 10^{-3}\%$. Южная подзона (Султануиздаг, Таушан, Кынгыр, Актасты, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Каратюбе, Акбайджуман) характеризуются кларковым содержанием урана — $(3{,}5—4{,}5) \cdot 10^{-4}\%$ и тория — $(1{,}4—1{,}5) \cdot 10^{-3}\%$. Эти подзоны распределения урана и тория в гранитоидных интрузиях совпадают с контурами рудных поясов по И. Х. Хамрабаеву (1958).

В целом для гранитоидов Западного Узбекистана среднее содержание урана $(3{,}3 \cdot 10^{-4}\%)$ и тория $(1{,}5 \cdot 10^{-3}\%)$ находится на уровне кларков для кислых пород. В отдельно взятом массиве отмечается относительное накопление урана и тория в более молодых породах единого гранитоидного комплекса. Если же брать в целом структурно-фациальную зону, то в ней наблюдается уменьшение содержания радиоактивных элементов от гранитоидных массивов Центральных Кызылкумов к интрузиям северной ветви Нуратинских гор.

Калий. Среди пород герцинских магматических формаций наиболее обогащены калием вулканогенные преимущественно среднего состава (4,86%). В них калия в 2 раза больше по сравнению с кларком этого элемента в породах среднего состава. В породах остальных формаций Западного Узбекистана, за исключением диоритов и жильных образований, содержание калия имеет близкларковую величину (табл. 32).

Калий в магматических породах Западного Узбекистана находится в алюмосиликатах (микроклин, ортоклаз, биотит, амфибол, мусковит). Содержание окиси калия в этих минералах колеблется в следующих пределах: в микроклине — 10—12%, биотите — 6,8%, мусковите — 8,9%, амфиболе — 1—2%. При этом на долю биотита приходится 20—30% калия породы (в биотитовых гранитах), мусковита — 20—30% (в двуслюдяных гранитах), микроклина — 70—80% (в аляскитах и биотитовых гранитах), амфибола — 1—3% (в биотит-амфиболовых гранодиоритах).

Натрий. Во всех формациях гранитоидов содержания натрия близки между собой и колеблются в пределах 2,30—2,65% (табл. 32). При

этом наибольшим содержанием его характеризуются породы формации гранодиоритов и биотитовых гранитов. В формациях гипербазитов (0,2%), габброидов (1,07%) и вулканогенных пород (1,82%) натрий содержится на уровне кларковых величин или меньше их.

Среди жильных образований наибольшее количество натрия в пегматитах (3,16%), наименьшее (2,18%) — в лампрофирах. В гранит-аплитах, гранит- и гранодиорит-порфирах содержание натрия одинаковое (2,65%).

Из приведенных данных видно, что большим содержанием натрия характеризуются породы формации гранодиоритов и биотитовых гранитов и их жильных образований — гранит- и гранодиорит-порфиров и гранит-аплитов. Среднее содержание натрия в породах всех формаций нижекларковое (в формациях гипербазитов — в 28 раз, габброидов — 1,8, диоритов — 1,3, аляскитов — в 1,16 раза) или на уровне кларков (формации гранодиоритов и гранитов).

В герцинских магматических породах Западного Узбекистана натрий находится в форме алюмосиликатов и входит в плагиоклаз, ортоклаз, биотит, амфибол. Содержание этого элемента в биотитах из однотипных гранитоидов различных массивов Западного Узбекистана неодинаково. Так, в биотитах из биотитовых гранитов Тозбулакского и Тамдынского интрузивов оно составляет 0,1—0,3%, а в биотитах из Нуратинских (Актауский, Устукский, Темиркабукский массивы) и Зиаэтдинских (Кошкудукский, Чайдорозский) массивов — 0,3—0,6%.

Отношение калия к натрию в формациях гипербазитов, гранодиоритов, биотитовых гранитов, аляскитов и вулканогенных пород, а также в отдельных жильных образованиях (гранит- и гранодиорит-порфирах и гранит-аплитах) больше единицы. Наибольшим значением этого отношения характеризуются формации вулканогенных пород (2,6). Значением отношения ниже единицы обладают габброиды, диориты, а из жильных образований — лампрофиры и пегматиты. Отношение K : Na в гранитоидах Нуратинских гор колеблется в пределах 0,9—1,2, Зиаэтдинских — от 1,1 в биотитовых гранитах до 1,5 в аляскитах, Тамдынских — более устойчивое и повышенное (1,4), а в гранитоидах Зиаэтдинских гор колеблется в широких пределах (1,0—1,5) и имеет максимум (1,5) в большинстве проб.

Сопоставление концентраций натрия и калия в отдельных гранитоидных формациях Каратюбинских, Зирабулак-Зиаэтдинских и Нуратинских гор показывает, что формации биотитовых гранитов и аляскитов Зиаэтдинских гор обладают заниженным содержанием натрия по сравнению с аналогичными формациями Нуратинских гор. Это объяснялось И. Х. Хамрабаевым бо́льшей размытостью верхней части гранитоидов южных гор по сравнению с северными, т. е. различными фациальными условиями образования этих гранитоидов.

Таким образом, все герцинские магматические породы Западного Узбекистана, за исключением гипербазитов и базитов, имеют кларковое содержание щелочей. Щелочность $\left(\frac{Na + K}{Al}\right)$ в этих породах колеблется в пределах 0,48—0,84.

Гранитоиды северных районов (Нуратинские горы) Западного Узбекистана характеризуются близкими содержаниями натрия и калия, в то время как в гранитоидах южных массивов (Каратюбинские и Зирабулак-Зиаэтдинские горы) отношение K : Na = 1,4, т. е. калий заметно преобладает над натрием.

В биотитах из гранитоидов Западного Узбекистана коэффициент щелочности в 2—3 раза выше, чем в биотитах из Кураминской подзоны.

И. Х. Хамрабаевым (1969) установлена обратная зависимость между повышенной концентрацией щелочей в породах и малой щелочностью их биотитов.

Различная степень щелочности пород и их биотитов может являться признаком условий формирования, глубинности и специализации на определенные виды полезных компонентов. Например, с гранитоидными интрузивами средних глубин (Каратюбинских, Зирабулак-Зиаэтдинских гор), характеризующимися повышенным содержанием калия (отношение K : Na=1,5), связана редкометальная (Sn) минерализация, а с гранитоидами малых глубин, имеющими натриевый характер (Нуратинские гранитоидные массивы),— связана золотая и меднозолотая минерализация.

Медь. Распределение этого элемента изучено в гранитоидных формациях интрузивных массивов Кызылкумского (нейтронно-активационным методом, анализы заимствованы из работ Палея и др.), Нуратинского и Зиаэтдинского (полярографическими) районов. Данные полярографических определений в гранитоидах Нуратинских и Каратюбинских гор показали величины, близкие к кларкам, а нейтронно-активационных — повышенные содержания. Это обстоятельство требует проведения дополнительных контрольных анализов.

Усредненные содержания меди по интрузивным формациям Западного Узбекистана показывают, что медь в магматических породах рассматриваемых формаций рассеивается в породообразующих минералах, в частности в полевых шпатах, биотитах и амфиболах. В биотитах медь содержится в пределах 40—60 *г/т*, реже 140 *г/т*.

Минерал	*Содержание. г/т*	*Место взятия проб (интрузив)*
Биотит из биотитового гранита	60	Акчопский
Биотит из биотитового гранита	60	Устукский
Биотит из кварцевого диорита	40	Актауский
Биотит из биотитового гранита	60	
Мусковит из лейкократового гранита	30	
Амфибол из кварцевого диорита	60	

Наблюдается увеличение количества меди от гранитоидов более основного состава (диориты — 10,0 *г/т*, гранодиориты — 12,0 *г/т*) к кислым (граниты — 16,5 *г/т*, аляскиты — 15,0 *г/т*). Эти величины больше кларка кислых пород по А. П. Виноградову (1962) в 5—8 раз. В габброидах меди (35 *г/т*) больше в 3,5 раза по сравнению с кларком основных пород, в лампрофирах (12,0 *г/т*) и гранит- и гранодиорит-порфирах (18,0 *г/т*) в 3—5 раз больше кларка средних пород.

Часть меди находится в виде акцессорного халькопирита и примеси других рудных акцессорных минералов — пирите, магнетите, ильмените.

Содержание меди в биотитах, по T. W. Parry и M. P. Nackwsky (1963), является прямым указателем на степень возможности наличия или отсутствия месторождений меди в связи с конкретными интрузиями. При этом крупные эндогенные месторождения связаны с гранитоидами, специализированными на медь, в которых биотит содержит ее более 100 *г/т*. На основании этого И. Х. Хамрабаев (1969) объясняет отсутствие в Западном Узбекистане значительных месторождений

меди. Здесь имеются только небольшие скопления медных руд в скарнах Актау и в окварцованных роговиках и кварцитах в полосе Ухум—Фариш.

Золото. Общие геохимические особенности распределения золота в магматических породах Узбекистана обобщены в работе И. Х. Хамрабаева (1969). В последующие годы (1969—1972 гг.) в республике и, в частности, в Западном Узбекистане проводились новые исследования по золоту. Они охватили магматические породы Центральных Кызылкумов (А. И. Айзенштат, Е. Ф. Смирнова), Зиаэтдинских гор (В. Отрощенко, Э. Усманов) и отдельных участков закрытых территорий Западного Узбекистана. Для характеристики особенностей распределения золота магматических пород Западного Узбекистана нами использованы результаты около 40 определений этого элемента в магматических породах Центральных Кызылкумов (Букантауский, Алтынтауский, Тамдынский, Ауминзатауский, Шайдаразский, Актастинский, Тозбулакский, Аристантауский массивы), Зиаэтдинских и Нуратинских гор (Темиркабукский, Устукский, Акчопский массивы и Акмазарский и Карьерный штоки). Учтены также некоторые данные по гранитоидным формациям закрытых территорий Центральных Кызылкумов (Северный Букантау, Северо-Западный Тамдытау, Южный Ауминзатау) и эффузивным (18 определений), гранитоидным (43 определения) образованиям фундамента Бухаро-Газлинской области (Хамрабаев, 1969; Кушмурадов, 1970; Хамрабаев, Магдиев, Рахматуллаев, 1972; Айзенштат, Смирнова и др., 1972; Палей и др., 1972).

Определение золота произведено спектрально-химическим (в ЦХЛ МГ УзССР) и нейтронно-активационным (Институт ядерной физики АН УзССР) методами.

Проба	*Минерал*	*Au, г/т*
6—Д—8	Плагиоклаз, неизмененный	0,0005
7—Д—а	Плагиоклаз, интенсивно серицитизированный	0,0048
7—Д—б	Ортоклаз, слабо серицитизированный и альбитизированный	0,0032
6—Д—а	Биотит, неизмененный	0,0017
10—Д—а	Биотит, интенсивно хлоритизированный	0,0032
7—Д—в	Роговая обманка, сильно хлоритизированная	0,0026

Таким образом, содержание золота закономерно уменьшается от пород формаций габброидов (0,022 *г/т*) через диориты (0,0276 *г/т*), гранодиориты (0,0138 *г/т*) и граниты (0,0076 *г/т*) к аляскитам (0,0033 *г/т*). В этих породах золота в 2,0—6,6 раз больше кларка, за исключением пород формации аляскитов, в которых его в 1,2 раза меньше. В вулканогенных породах среднего состава количество золота находится в пределах кларковых величин. Из жильных образований золото установлено в лампрофирах (0,032 *г/т*) и в гранит- и гранодиорит-порфирах (0,084 *г/т*). В гранодиорит-порфирах его в 2 раза больше кларка.

Нейтронно-активационным методом проведено определение содержания золота в гранитах и гранодиоритах (0,0027—0,0158 *г/т* — 2 опр.), аляскитах (0,0019—0,0071 *г/т* — 4 опр.) Акзамарского интрузива, диорит-порфиритах (0,001—0,002 *г/т* — 5 опр.) и гранодиорит-порфирах (0,0012—0,007 *г/т* —2 опр.) золоторудного поля Каракутана, гранитах (0,002—0,078 *г/т* — 5 опр.) и лампрофирах (керсантит, 0,002—0,057 *г/т* — 3 опр.) Карьерного гранитоидного штока. Эти данные по-

казывают, что золото в рассматриваемых породах находится в нижекларковых количествах. Исключение составляют гранодиориты (0,0071—0,0158 *г/т*) из центральной части Акмазарского массива и отдельные пробы гранодиоритов (0,078 *г/т*) и лампрофиров (0,0058 *г/т*) из Зиаэтдинского штока.

Биотитовые граниты Таушанского и плагиограниты Тамдынского массивов имеют кларковое или нижекларковое содержание золота. В то же время гранит-порфиры Тамдынского интрузива, диоритовые порфириты Мурунтауского района характеризуются вышекларковым (0,01—0,04 *г/т*) содержанием золота.

Среди магматических пород Нуратау так же, как и Мурунтау, входящих в единый золоторудный пояс, наибольшим количеством золота обладают диориты и габбро-диориты (0,0055 *г/т*) Темиркабукского массива.

В гранитах и лейкократовых гранитах Акчопского, Устукского массивов содержание золота находится в пределах кларковых значений. В гранитоидах, погребенных под чехлом мезо-кайнозойских отложений Центральных Кызылкумов, содержание золота повышенное (больше кларка от 2 до 10 раз). Так, в гранодиоритах из северной части Букантау количество золота составляет 0,014—0,040 *г/т* (3 опр.), биотитовых гранитах северной части Тамдытау—0,013—0,019 *г/т*, порфировидных гранитах южной части Ауминзатау — 0,068—0,013 *г/т* (2 опр.).

В эффузивных пирокластических образованиях (порфириты, дацитовые, кварцевые порфиры, туфы кварцевого порфира — 18 опр.) и гранодиоритах (диориты, гранодиориты, биотитовые граниты — 26 опр.) фундамента Бухаро-Газлинской нефтегазоносной области содержание золота находится в кларковых величинах (0,005 *г/т*, по данным золотоспектрального анализа).

Наиболее детально изучено распределение золота в магматических породах C_3—P_1 центральной части Кызылкумов (Айзенштат, Смирнова, 1972). Согласно данным этих авторов, в габброидах (0,022 *г/т*), диоритах (0,0153 *г/т*) и дайках гранит-порфиров (0,0135 *г/т*) этого района содержание золота повышено в 3—5 раз по сравнению с кларком.

Детальное изучение распределения золота в гранитоидах Северного Нуратау и Букантау нейтронно-активационным методом (табл. 33) проведено З. А. Юдолевичем и др. (1973). По данным этих авторов, наибольшее (в 5—6 раз больше кларка кислых пород) содержание золота установлено в тоналит-трондимитах Бокалинского массива, наименьшее (в 2 раза больше кларка) — в гранитоидах остальных массивов.

Таким образом, вышекларковое (в 2—5 раз) содержание золота устанавливается в формациях габброидов, диоритов и биотитовых гранитов Центральных Кызылкумов, Тамдынских и Нуратинских гор, а также в отдельных дайковых образованиях из этих районов.

Золото установлено в плагиоклазе, ортоклазе, биотите, роговой обманке и кварце (табл. 32). При этом закономерных тенденций в концентрации золота в связи с определенными минералами не наблюдается. Содержание этого элемента повышено в измененных минералах (в сильно серицитизированном плагиоклазе в 9—10 раз, в хлоритизированном биотите — в 2 раза) по сравнению с неизмененными.

Вышеприведенные данные показывают, что золотом обогащены более меланократовые разности пород (габбро-диориты, гранодиориты, лампрофиры). В них содержание золота до 5—6 раз превышает кларки кислых пород, а в более кислых разностях — гранитах и аляскитах

оно колеблется от нижеклярковых величин до клярковых, изредка превышая последние (в кислых жильных дифференциатах—гранит-порфирах и др.).

Таблица 33

Усредненное содержание золота в породах и породообразующих минералах гранитоидных массивов Северного Нуратау и Букантау (по данным З. А. Юдалевича и др., 1973)

Порода	В породах	В плагиоклазах	В щелочном полевом шпате
Габбро-сиенит-граносиениты (Кошрабадский массив)	0,0041 (32)	0,0042 (13)	0,0033 (13)
Тоналит-трондимиты (Бокалинский массив)	0,0117 (18)	0,0028 (4)	
Габбро-диорит-гранодиориты (Темиркабукский, Мадаватский и Ухумские массивы)	0,0021 (25)	0,0035 (14)	0,0027 (8)
Биотитовые граниты и гранодиориты (Темиркабукский, Устукский, Акчопский, Сентабский, Алтынтауский, Қойташский массивы)	0,0038 (47)	0,0091 (11)	0,0168 (11)
Лейкократовые граниты (Темиркабукский, Устукский, Сентабский, Алтынтауский, Акчопский массивы)	0,0029 (27)	0,0279 (4)	0,0148 (7)

Продолжение табл. 33

Порода	В кварце	В биотите	В мусковите	В амфиболе
Габбро-сиенит-граносиениты (Кошрабадский массив)	0,0037 (10)	0,0051 (16)		0,0041 (7)
Тоналит-трондимиты (Бокалинский массив)	0,0016 (9)	0,0148 (9)		0,033 (9)
Габбро-диорит-гранодиориты (Темиркабукский, Мадаватский и Ухумские массивы)	0,0042 (15)	0,0026 (18)		0,0063 (23)
Биотитовые граниты и гранодиориты (Темиркабукский, Устукский, Акчопский, Сентабский, Алтынтауский, Қойташский массивы)	0,0122 (15)	0,0111 (19)	0,0021 (1)	
Лейкократовые граниты (Темиркабукский, Устукский, Сентабский, Алтынтауский, Акчопский массивы)	0,0110 (9)	0,0057 (5)	0,0141 (8)	

Содержание Au, $n \cdot 10^{-4}$% (в скобках число анализов)

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО СОДЕРЖАНИЮ ВОДЫ И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ УЗБЕКИСТАНА

В ряду химических веществ, участвующих в составе магматических пород, вода и водород, органическое вещество и углерод занимают особое положение. Они входят в состав породообразующих минералов и, кроме того, на различных стадиях магматических и постмагматических процессов выполняют роль катализаторов, конденсаторов и переносчиков энергий.

Учитывая то обстоятельство, что распределение этих веществ в магматических формациях Узбекистана очень слабо изучено, а пред-

полагаемая выше роль вовсе не изучена, мы сочли целесообразным собрать и обобщить в этом разделе имеющиеся на сегодняшний день пока немногочисленные материалы по содержанию упомянутых веществ в отдельных магматических формациях Узбекистана. Данные по содержанию воды взяты из книги «Петрография УзССР» (кн. 2, 1965) и из публикаций некоторых авторов (Хамрабаев, Искандаров, 1964; Далимов, Искандаров, Мусаев, 1966), по распределению углерода в магматических породах открытых районов — из работ К. М. Кромской, А. Мусаева, а по закрытым территориям — Х. Узакова (1971, 1972).

Вода является главным летучим компонентом магматических горных пород. Она сопровождает дифференциацию магм, вынос и транспортировку элементов из магматических систем и обусловливает активное автометасоматическое преобразование самих магматических тел. Обязательное присутствие воды в магматических расплавах в настоящее время признается многими исследователями. Однако генезис и количество ее остаются невыясненными. Существует предположение, что вся вода земной коры образовалась за счет водорода, содержащегося в глубоких частях мантии Земли и ее ядре (Твердохлебов, 1970; Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971; Беус, 1972). Предполагается также, что вынос водорода из указанных зон к поверхности Земли происходит посредством зонной плавки вещества мантии как результата его дегазации (Виноградов, 1967, 1969).

При оценке условий образования магматических пород следует учесть перераспределение воды в отдельных горизонтах земной коры и мантии, обусловленное пределом устойчивости водосодержащих минералов. Как показано экспериментами (Куширо, 1969), при больших давлениях водосодержащие минералы разлагаются на безводные минеральные ассоциации $+H_2O$. В этом случае на глубинах, по давлению превышающих предел устойчивости водосодержащих минералов, вода находится в виде надкритического флюида. Такой флюид, мигрируя вверх, вызывает реакции гидратации, что может привести к образованию слоев, обогащенных водой по сравнению с нижележащими горизонтами. В грубом приближении нижележащие горизонты соответствуют областям проявления ультраметаморфизма в недрах гранитогнейсового подслоя (архей-протерозой), а слои, обогащенные водой, — областям зеленокаменного метаморфизма в пределах палеозойского осадочно-метаморфического подслоя.

Большое значение для геохимии имеет определение первоначальной концентрации воды в магматических породах. Это дает возможность судить о термодинамических условиях их формирования. Однако такое определение можно произвести лишь косвенно, исходя из общегеологических представлений о вещественном составе оболочек Земли. Так, по подсчетам (Ронов, Ярошевский, 1967), суммарная масса связанной воды земной коры и океанической воды составляет — $2{,}2 \cdot 10^{24}$ *г*, а масса земной коры — $28{,}56 \cdot 10^{24}$ *г*, при этом весовая доля воды составляет примерно 7,5 вес. % общей массы пород коры.

Для основных магм, образовавшихся на больших глубинах, концентрация воды 5—7 вес. % представляется возможной. По экспериментальным данным (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971), такая концентрация соответствует насыщению водой базальтовых магм при давлении 2000—4000 *атм*, т. е. на глубине 7—12 *км*.

Можно допустить, что кислые магмы, формирующиеся за счет переплавления отдельных участков земной коры, в силу высокой способности к растворению летучих компонентов при высоких давлениях (Хитаров, 1961; Hamilton, Anderson, 1967) возможно, поглощают воду

Таблица 34

Содержание связанной воды в магматических формациях Узбекистана

Фация	Формация	Возраст	Район развития	Пределы колебаний сод. св. воды	Среднее содерж. связанной воды	К-во опр.	Автор	Формация	Возраст	Район развития
	Восточный Узбекистан							Западный Узбекистан		
Эффузивная	Липариты, фельзиты, обсидианы, туфолавы и др.	P — T	Чаткальский хребет	0,2—0,5	0,3	30	Т. Н. Далимов, А. Мусаев	Кварцевые базальты, андезитовые базальты	$S_2 - D_1$	Тамдытау
Субвулканическая	Сиенито-диоритовые порфириты, гранодиориты, порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры и др.	P — T	Чаткальский и Кураминский хребты	0,2—1,5	0,5	22	А. И. Тишкин, Э. К. Рыбалова, Т. Н. Далимов, А. Мусаев, О. П. Елисеева	Кварцевые порфиры	S	Каратюбе
Дайки	Диабазы, субщелочные диабазовые порфириты—тешениты, пироксено-плагиоклазовые порфириты и др.	P — T	Кураминский хребет	1,20—5,16	2,8	6	Г. А. Лисицина, Н. И. Соустов, Э. К. Рыбалова	Диабазовые порфиры	P	Кульжуктау
Интрузивная	1. Лейкократовые граниты, аляскиты 2. Кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты и др. 3. Граносиениты, кварцевые сиениты (порфировидные) и др.	C — P	Чаткальский и Кураминский хребты	0,3—1,53 0,6—3,96 0,8—1,97	1,2 1,7 1,3	27 39 17	Г. Н. Далимов, И. П. Заревич, З. А. Юдалевич, А. С. Аделунг, К. Урунбаев, К. Н. Вендланд, Е. И. Мезенцева, И. М. Исамухамедов, К. Н. Вендланд	1. Лейкократовые граниты, аляскиты и др. 2. Биотитовые граниты, адамеллиты и др. 3. Кварцевые диориты, порфировидные гранодиориты, адамеллиты и др. 4. Граносиениты и сиенито-диориты	$C_3 - P_1$	Нуратинские, Каратюбинские и Кульжуктауские горы Лолабулакский интрузив в Каратюбе

Продолжение табл. 34

Фация	Пределы колебаний сод. св. воды	Среднее содерж. связанной воды	Кол-во опр.	Автор	Формация	Возраст	Район развития	Пределы колебаний сод. св. воды	Среднее содерж. связанной воды	Кол-во опр.	Автор
	Западный Узбекистан				Южный Узбекистан						
Эффузивная	2,67 2,89	2,78	2	А. А. Кустарникова	1. Кварцевые порфиры и их туфы 2. Андезитовые порфириты (спилиты) и др.	C_1	Гиссарский хр., Чакчарские горы, левобережье р. Хандиза	0,1—0,5 2,3—7,7	0,2 5,1	10 7	Е. И. Мезенцева, А. Мусаев
Субвулканическая	0,04—0,43	0,2	25	Г. К. Ляшенко, В. С. Корсаков, Г. Д. Шмулевич, А. Мусаев	Гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.	P	Гора Харкуш басс. р. Кызылдарьи	0,5—1,2	0,7	12	М. М. Маденов и др. В. Н. Пимшина, А Мусаев
Дайки	0,9—3,1	2,7	8	О. П. Шумара и др.	1. Диабазовые порфиры 1. Сиенит-порфиры	P P — T	Яккобагские горы, басс. р. Кызылдарьи, Сурхантау	2,9—3,7 1,2—1,9	3,6 1,5	6 4	О. П. Шумара и др. М. М. Маденов и др., М. С. Султанов
Интрузивная	0,9—2,5 1,7—3,2 1,1—1,7 3,4	1,9 2,6 1,3 3,4	18 32 12 1	И. Х. Хамрабаев, Э. Искандаров, А. Мусаев А. Мусаев	1. Лейкократовые граниты, аляскиты 2. Биотитовые граниты 3. Гранодиориты 4. Диориты и кварцевые диориты	C_3 — P_1	Юго-западные отроги Гиссарского хребта	1,2—1,7 1,6—2,4 2,1—3,05 2,2—3,5	1,4 1,9 2,5 2,9	9 14 7 4	Т. Н. Далимов, П. Д. Купченко, И. М. Исамухамедов

и из окружающих пород. Таким образом, первоначальное количество воды в магматических породах включает, кроме воды расплавленных исходных веществ, также и привнесенную из окружающих пород.

Содержание органического углерода в

Регион	Формация	Возраст	Район развития
Восточный Узбекистан	Андезиты и их туфы	C_2	Левобережье р. Ангрен, Алмалыкский рудный р-н
	Диабазовый порфирит	C_2	Южн. Аламышик (закрытая под мезо-кайнозойскими отложениями территория)
	Базальтовый порфирит		
	Сиенито-диориты (гидротермально измененные)	C_2	Алмалыкский рудный район
	Сиенито-диориты (мало измененные)		
Западный Узбекистан	Габбро роговообманковое	C_2	Бельтау
	Габбро титан-авгитовое		
	Габбро-норит		
	Ультраосновные разности габбро		
	Габбро графитизированное		
	Лейкократовые граниты	$C_3 - P_1$	Кульджуктау
	Биотитовые граниты		
	Биотитовые граниты (почерневшие)		
	Графитизированные биотитовые граниты		
Юго-Западный Узбекистан (закрытая мезо-кайнозойскими отложениями территория)	Кварцевые порфиры и их туфы	P	Мамажургаты, Шуртепе, Андабазар, Карабаир, Карактай, Байбурак, Ташлы, Шурасай
	Порфириты, плагиоклазовые, диабазовые и сиенитовые		Джаркак, Куимазар, Учкыр, Шурчи, Акджар, Юлдузкак и др.
	Граниты	$C_3 - P_1$	Газли, Атбакар, Рометан, Акжар, Шурчи, Кызылрават, Майдаджой, Сарытош, Сарыча, Актепе, Азляртепе и др.
	Гранодиориты		Момдкара, Байбурак, Сев. Мубарек
	Диориты и кварцевые диориты		Янгикудук, Аладагыр, Газли, Карагиз, Майдаджой, Увада
	Габбро-диориты		Ташкудук

Примечание. Среднее содержание углерода в главных типах пород по ные (базальты и др.) — $1 \cdot 10^{-2}$, средние (диориты и андезиты) — $2 \cdot 10^{-2}$, кислые (гра состав литосферы (две части кислых пород плюс одна часть основных) —$2{,}3 \cdot 10^{-3}$.

Установлено, что с повышением ступени метаморфизма происходит выделение избыточной воды (Беус, 1972; Покровский, 1971), кото-

рая может быть поглощена при процессе гранитизации и магмообразования (расплавления).

По подсчетам А. А. Беуса (1972), в литосфере для интрузивных

Таблица 35

магматических формациях Узбекистана

Пределы колебания сод. $C_{орг}$	Среднее сод. $C_{орг}$	Кол-во анализов	Автор
0,001—0,13	0,056	22	И. Н. Семашева
0,0056—0,0267	0,0323	13	Х. У. Узаков, Н. Х. Рахимбердиев
0,0012—0,0028	0,0040	2	
0,021—0,053	0,034	29	И. Н. Семашева
0,03 –0,11	0,054	27	
0,13—0,97	0,45	52	
0,11—0,59	0,33	19	К. М. Кромская
0,15—0,51	0,31	10	
0,17—0,66	0,37	15	
0,98—47,18	12,4	180	
0,75	0,75	1	А. Мусаев
0,02—0,06	0,03	3	
0,06—1,25	0,67	4	
1,49	1,49	1	
0,0011—0,06	0,0213	34	Х. У. Узаков, И. Х. Рахимбердыев
0,0003—0,0323	0,0174	34	
0,0006—0,0164	0,0065	83	
0,0017—0,0212	0,0093	13	
0,0006—0,0150	0,0059	9	
0,0011	0,0011	1	

А. П. Виноградову (1962): ультраосновные породы—дуниты и др. —$1 \cdot 10^{-2}$, основниты, гранодиориты и др.) — $3 \cdot 10^{-2}$, осадочные (глины и сланцы) — 1. Средний

пород характерно более высокое содержание связанной воды в основных и средних разностях по сравнению с кислыми. А в их эффузивных

аналогах оно примерно равное. Это объясняется условиями становления магматических образований: эффузивные породы формируются при пониженных давлениях, поэтому могут потерять значительную часть первоначального содержания в магме воды. Интрузивные породы в зависимости от глубины залегания кристаллизуются под различными давлениями. Поэтому остаточное количество связанной воды в полнокристаллических породах перераспределяется по условиям залегания в зависимости от давления.

Ранее было установлено (Хамрабаев, Искандаров, 1964; Далимов, Искандаров, Мусаев, 1966), что в магматических образованиях Узбекистана количество связанной воды находится в зависимости от фациальных условий формирования этих пород (табл. 34). Как видно из таблицы, положение о том, что с увеличением глубины формирования магматических образований растет и количество связанной воды, сохраняет свою силу. Магматические породы каждого региона отличаются по содержанию связанной воды, что указывает на различные условия их формирования.

Повышенное содержание связанной воды в основных породах по сравнению с кислыми соответствует описанной А. А. Беусом (1972) закономерности, однако для объяснения причин такого явления требуются специальные исследования.

Углерод ($C_{орг}$) в горных породах по происхождению делится на биогенный и абиогенный. Абиогенный был синтезирован в добиогеновой стадии развития Земли или на метеоритных телах.

По определениям Дж. Ханта, в среднем в глинистых осадках земной коры содержится 2,1% органического вещества, в карбонатах — 0,29% и в песчаниках — 0,05%. Большая часть органического вещества встречается в мелкорассеянном состоянии. Все бывшие биохимические вещества независимо от химической природы, происхождения и фациальных условий отложения с течением времени диа- и эпигенетически восстанавливаются и конечные продукты распада приобретают структурные особенности элементарного углерода (графита). Распределение мелкодисперсного органического углерода в магматических породах описано многими исследователями (Петерсилье, 1960, 1964; Флоровская и др., 1962, 1968; Кромская, 1971).

А. Н. Гусева и М. П. Красильникова (1960) на основании повышенного содержания O—S—N в органическом веществе Хибинского массива, а также присутствия в нем карбонильных и гидроксильных групп полагают, что это вещество — реликт отмерших организмов, попадающий в породы с подземными водами, дренирующими массив.

И. А. Петерсилье (1960) на основании приуроченности битуминозных веществ к зернам нефелина связывает образование углеводородных газов и битумов с процессами кристаллизации магматического расплава, придавая большое значение при этом каталитическому воздействию Al_2O_3.

В. Н. Флоровская и В. Г. Мелков считают, что «образование свободных нефтяных битумов и генетически связанных с ними углеводородных газов произошло во время развития в теле уже сформированного массива сравнительно поздних стадий постмагматического процесса» (1967 г.).

Как видно из приведенного, единого мнения о происхождении органических веществ в магматических образованиях нет.

Нам кажется, что решению вопроса о генезисе органического углерода способствуют дальнейшее накопление данных о характере распределения углерода в магматических породах и установление количе-

ственных соотношений между различными формами его нахождения. Так как органическое вещество является концентратором таких металлов, как германий, ванадий, молибден, медь, марганец, золото, серебро и др., изучение условий накопления их в магматических образованиях имеет огромное практическое значение. Содержание органического углерода не контролируется составом магматических формаций. Однотипные породы, развитые в различных регионах, имеют различные содержания $C_{орг}$ (табл. 35). Каждый регион отличается от других присущим ему характером распределения органического углерода в магматических формациях. Наибольшее количество его имеют магматические породы Западного Узбекистана, промежуточное положение занимают породы Восточного, наименьшим содержанием характеризуются магматические породы закрытых мезо-кайнозойскими отложениями территорий Юго-Западного Узбекистана.

Количество органического углерода в магматических формациях Узбекистана не коррелируется также и средним содержанием его в осадочно-терригенных отложениях мезо-кайнозоя, развитых в соответствующих регионах. Как известно, некоторые толщи (верхняя юра, мел и палеоген) являются газо-нефтеносными (Фергана, Бухаро-Газлинская область).

По подсчетам Э. Т. Абдуллаева, произведенным по данным А. К. Каримова, Х. Б Авазматова, М. И. Кушнира и М. Юлдашева, среднее содержание рассеянного органического углерода в мезо-кайнозойских отложениях Узбекистана по регионам следующее: Устюрт — 0,79%, Западный Узбекистан — 0,62%, Южный Узбекистан — 0,83%, Ферганская впадина — 0,58%, среднее по Узбекистану 0,71%. Как видно из этих данных, распределение органического углерода в мезокайнозойских отложениях не повторяет характера распределения его в магматических формациях. Это приводит к мысли, что пути развития органического вещества в магматических и осадочно-терригенных (Mz, K) комплексах Узбекистана различны.

Выше было сказано, что древние осадочно-метаморфические породы Западного Узбекистана имеют наибольшее содержание органического углерода, тогда как осадочно-метаморфические Восточного Узбекистана — наименьшее. Повторение этой закономерности (табл.) мы видим и в характере распределения органического углерода в породах магматических формаций названных регионов. Это свидетельствует о том, что в первоначальной концентрации органического углерода в магматических породах конкретных регионов важную роль играют и составы осадочно-метаморфических вмещающих толщ.

ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

Говоря о геохимических особенностях магматических формаций Узбекистана, мы имеем в виду магматические образования Восточного и Западного Узбекистана. Южная Фергана и Южный Узбекистан в геохимическом отношении изучены еще слабо, а имеющиеся материалы более детальных геохимических работ (базиты, гипербазиты Южной Ферганы, кислые субвулканические тела и частично гранитоиды Юго-Западного Гиссара) еще не обобщены. В пределах же Западного и Восточного Узбекистана наиболее полно и соответственно геохимически более достоверно охарактеризованы палеозойские средние и герцинские основные вулканогенные и гранитоидные интрузивные формации. Эти формации наиболее широко распространены.

Геохимии допалеозойских, отчасти каледонских интрузивных (гранитоидных) и герцинских базит-гипербазитовых формаций мы даем лишь общую характеристику.

Главнейшими особенностями геохимии магматических (в частности, гранитоидных) образований докембрия и нижнего палеозоя Чаткальской подзоны и отчасти Юго-Западного Гиссара являются высокая кремнекислотность, повышенные количества железа и умеренная щелочность. При этом древние гранитоиды Чаткала имеют преобладающий натровый характер. Докембрийские гранитоиды Юго-Западного Гиссара, согласно данным П. Д. Купченко, В. Е. Головина и др., носят четко выраженный калиевый и глиноземистый характер.

Древние гранитоиды Чаткала обладают также геохимической специализацией в отношении золота и отчасти меди. Выше было сказано, что допалеозойские осадочно-метаморфические формации этого района и Западного Узбекистана отличаются повышенными концентрациями золота, органических веществ, меди, молибдена, ванадия, железа, марганца. При этом создается представление об общей относительной обогащенности нижней части гранитного, гранито-гнейсового подслоя золотом. Магматические породы более позднего герцинского возраста, обнаженные в Западном Узбекистане, также характеризуются повышенными концентрациями органического углерода и золота. Промежуточные концентрации $C_{орг}$ свойственны магматическим формациям Чаткало-Кураминского региона, минимальные — таковым закрытых территорий Юго-Западного Узбекистана.

Говоря о положительной корреляции между повышенными концентрациями органического углерода и золота в осадочно-метаморфических и магматических породах, следует упомянуть о концепции, связывающей с этими фактами проявление эндогенной золоторудной минерализации (С. Т. Бадалов и др). Подобные взгляды высказывались также в отношении некоторых районов Дальнего Востока (Эйриш, 1972). В связи с этим необходимо отметить, что такая связь эндогенной золоторудной минерализации с повышенными концентрациями органического углерода закономерна для древних (PrCm и Pz_1), осадочно-метаморфических и гранитоидных формаций. Если между концентрациями $C_{орг}$ в магматических и домезозойских осадочно-метаморфических формациях устанавливаются определенные положительные связи, то между концентрациями его в магматических формациях и покровных отложениях мезо-кайнозоя никакой корреляции не фиксируется. Максимальные концентрации (0,82—0,87%) $C_{орг}$ отмечаются в мезозойских отложениях Устюрта и Южного Узбекистана, умеренные (0,62%) — в Западном Узбекистане, и минимальные (0,54%) — в Ферганской депрессии. Среднее содержание $C_{орг}$ в мезо-кайнозойских отложениях 0,78%.

Вода так же, как и органический углерод, играет важную каталитическую роль при магматизме и метаморфизме (включая постмагматические процессы). В условиях земной коры в пределах базальтового и гранитного слоев водород в форме гидроксила и связанной воды входит в состав многих минералов. В осадочных породах вода находится в пленочной форме, а в метаморфических, кроме того, в виде гидроксила и связанной воды. При этом по мере увеличения степени метаморфизма пород содержание воды закономерно убывает. По данным А. В. Покровского, величина убывания на каждую ступень регионального метаморфизма составляет 1,48%. А. А. Беус (1972) показал, что в рыхлых осадках в среднем содержится 14% воды, в метаморфических породах зеленокаменной ступени — 3,0%, амфиболитовой ступени — 1,7%.

Таким образом, в осадочных и метаморфических толщах земной коры с глубиной содержание воды (водорода) закономерно убывает.

В магматических породах, наоборот, с поверхности на глубину до 6—8 *км* количество воды возрастает от 0,4% до 5—6%*. Эта закономерность, подмеченная ранее Горансоном, Н. И. Хитаровым, а позже — нами (Хамрабаев, Искандаров, 1964 и др.), подтверждается данными, приведенными в этой работе, и не зависит от местонахождения той или иной магматической формации. Она является лишь отражением фациальных условий становления магматических тел и их состава. При прочих равных условиях в породах основного состава воды в 1,5—2 раза больше, чем в кислых породах. Это обстоятельство говорит в пользу взглядов о происхождении формаций базит-гипербазитов и гранитоидов из различных слоев земной коры.

Рассмотрим распределение щелочных элементов и железа в герцинских магматических формациях. В целом во всех магматических породах герцинского цикла неуклонно возрастает содержание щелочей от нижне-среднекарбонового комплекса базитов и гипербазитов к пермским и пермо-триасовым гранитоидам и базальтоидам. При этом в более древних магматических комплексах (габброидах, вулканогенных породах C_1—C_2) натрий преобладает над калием, а в более поздних — верхнепермских и пермо-триасовых — наоборот.

В верхнекарбон-нижнепермских гранитоидных формациях соотношение этих элементов меняется внутри комплекса в пользу калия от пород ранних фаз интрузий (диоритов, кварцевых диоритов) к породам поздних фаз (гранитам и аляскитам). В целом по комплексам концентрация калия или натрия меняется в зависимости от регионов и степени размыва массивов. Так, в Западном Узбекистане гранитоидные формации (C_3—P_1) гор Нуратау и Центральных Кызылкумов характеризуются преобладанием натрия, а гранитоиды Зирабулак-Зиаэтдинских и Каратюбинских гор (более глубинные и более глубоко размытые) — калия[1]. В гранитоидных формациях Чаткало-Кураминского региона, по данным К. У. Урунбаева и В. И. Айзенштата, получаются обратные соотношения: в более глубинных интрузивах возрастают концентрации натрия. Этот факт пока не находит удовлетворительного объяснения.

Вышеотмеченное возрастание концентраций щелочей в продуктах поздних (P и P—T) проявлений магматизма выражается в появлении субщелочных и щелочных разновидностей пород. Однако, степень проявления этого фактора («ощелачивания») в пространстве в различных регионах неодинакова. В пределах Кураминской подзоны — в Каржантау, Юго-Западном Чаткале, Карамазаре отмечается появление в верхней перми грано-сиенитов, монцонитов, сиенито-диоритов, делленитов и др. К. А. Рахмановым описаны щелочные базальтоиды триасового возраста в Каржантау (Рахманов, 1971, 1973).

На соседней площади Южного Тянь-Шаня (в Туркестано-Алае, КиргССР) в пермское время проявились известные формации щелоч-

---

* Тот факт, что в глубинах земной коры (например, в нижних частях «гранитного» слоя) на одном уровне находятся гранитные тела, насыщенные водой и вмещающие метаморфические толщи с минимальными содержаниями воды, подтверждает известные взгляды о поглощении метаморфизируемыми вмещающими гранитными расплавами воды, выделяемой породами (Радионов, 1948; Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971).

[1] Некоторое исключение составляет Кошрабатский интрузив в Северном Нуратау, в породах которого (граносиенитах) $K/Nq \geqslant 1$. Это обусловлено, по А. И. Даутову, явлением более позднего калишпатового порфиробластеза. — *Прим. ред.*

ных пород — нефелиновых и щелочных сиенитов. На территории Западного Узбекистана, где системы Южного Тянь-Шаня обнажаются из-под покрова мезо-кайнозойских отложений среди гранитоидных массивов C_3—P_1, кое-где фиксируются субщелочные и даже щелочные разности (щелочные граниты и нефелиновые сиениты Тозбулакского массива в Кульджуктау).

Достаточно отчетливо поведение железа. В целом магматические формации Западного Узбекистана характеризуются относительной бедностью железом. В базит-гипербазитах C_1—C_2 в 1,2—1,5 раза железа меньше его кларка в основных породах, а в гранитоидах в 1,5—2 раза меньше кларка в кислых породах.

В Чаткало-Кураминских горах, наоборот, в отдельных магматических комплексах (C_2—C_3, P_2, T_1) концентрация железа в 1,5—2 раза превышает его кларки в соответствующих породах. Эти особенности распределения железа в магматических формациях Западного Узбекистана и Чаткало-Курамы отмечены давно и рассматривались как одна из главных черт геохимии магматических комплексов этих двух регионов (Хамрабаев, 1958, 1969). С этой особенностью химизма магматических формаций Чаткало-Кураминского региона большинство авторов связывает широко развитую здесь скарново-магнетитовую и кварц-гематитовую минерализацию (Хамрабаев, 1969; Бабаходжаев, 1972). Такая отличительная особенность геохимии магматических комплексов и металлогении Чаткало-Кураминского региона и отдельных его блоков, например, Кураминского, предположительно связывалась ранее (Бутовская, Пак, Хамрабаев, 1968) с различными глубинами залегания и мощностями базальтового и гранитного слоев в этом регионе. Более детальные исследования последующих лет подтверждают правильность этого предположения (см. характеристику глубинного строения Алмалыкского района в I части настоящей книги).

В магматических формациях данного региона железо сконцентрировано в основном в темноцветных минералах — пироксенах, амфиболах, слюдах, и в меньшей степени в акцессориях — магнетите, титаномагнетите, реже пирите. Отмечается повсеместная зараженность полевых шпатов этого района железом, природа которой еще не изучена. Фиксируется наличие обратных соотношений между содержанием железа в цветных минералах и появлением его акцессорных минералов. В Кураминских гранитоидах значительные концентрации (до 1—3%) акцессорного магнетита сосуществуют с низкой железистостью (f меньше 40—45%) в темноцветных минералах.

В Западном Узбекистане, наоборот, в гранитоидах цветные минералы (биотиты и амфиболы), обладающие высокой железистостью (более 50—60%), ассоциируют с ничтожными количествами (менее 0,1—0,2%) магнетита. Поэтому большинство гранитоидных массивов этого региона практически не магнитно. Соотношения окисного и закисного железа в магматических породах меняются в зависимости от фациальных условий. Коэффициент окисленности железа $\left(\frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ в целом возрастает от более глубинных интрузивов к менее глубинным — субвулканическим телам и эффузивным породам.

В распределении меди в целом наблюдается та же тенденция, что и в распределении железа. Может быть, это обусловлено отчасти тем, что между содержаниями ее и закисного железа в магматических породах существует положительная корреляция.

В целом интрузивные формации Чаткальского района характеризуются пониженными против кларков содержаниями меди (17 *г/т*),

Кураминской подзоны — резко повышенными (40 *г/т*, т. е. в 1,7—3 раза против кларков), что подчеркивает их геохимическую («меднорудную») специализацию.

Носителями главных масс меди так же, как и закисного железа, в магматических породах являются цветные минералы—амфиболы и биотиты. Все это обусловливает убывание количества кларковой меди в гомодромных рядах формаций внутри магматических комплексов по мере покисления состава пород. Меньшее количество меди сосредоточено в акцессорном магнетите, кварце и полевых шпатах. Форма нахождения меди в полевых шпатах не изучена.

О поведении золота в древних магматических и осадочно-метаморфических формациях уже говорилось (глава I).

Герцинские магматические формации, в частности, в Западном Узбекистане и в Чаткало-Кураминском регионе также характеризуются повышенными кларками этого элемента. С этим фактом находится в соответствии интенсивное проявление эндогенной минерализации. Считается, что золоторудные формации Западного Узбекистана тяготеют к массивам или апофизам гранитоидных интрузивов (C_3—P_1), а в Кураминской подзоне — к неккам и субвулканическим телам среднекарбонового и пермского возраста («Рудные формации золота»..., 1968).

Обнаруживаются отчетливые различия в валовых содержаниях золота, так же как и меди, по массивам и в отдельных типах пород аналогичных магматических комплексов Чаткальской и Кураминской подзон. В отдельных типах пород Курамы золота в 1,2—1,6 раза больше, чем в соответствующих породах Чаткала.

Главная масса золота в магматических породах связана с темноцветными минералами и магнетитом, что указывает на сидерофильные тенденции данного элемента в магматическом процессе (Хамрабаев, Урунбаев, 1971). Однако обращает на себя внимание выдержанные концентрации его в породообразующих кварцах и отчасти в полевых шпатах. Детальное изучение таких форм нахождения рудообразующих элементов в будущем позволит решить некоторые проблемы региональной геохимии и рудообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выяснено строение переходной зоны от Чаткало-Ферганского блока земной коры к Алаю. Она характеризуется резким и глубоким погружением всех поверхностей раздела земной коры. Здесь, как и на территории Восточного Узбекистана, выявлен волновод на глубине порядка 30 *км,* характеризующийся скоростью 6,3 *км/сек,* что присуще породам диоритового состава. Таким образом, выделение для ряда регионов Узбекистана «диоритового» подслоя в низах «гранитного» слоя становится реальной возможностью.

Сейсмологическими исследованиями со станциями «Земля» в первом приближении охарактеризовано строение земной коры по региональным профилям Сох — Ангрен — Ташкент — Чардара ($1^а$), Алмалык — Бекабад — Уратюбе — Душанбе — Термез (1), Джаркурган — Шерабад — Дехканабад ($1^б$). Наиболее достоверные сведения получены о поверхности домезозойского фундамента, менее — «базальтового» слоя. Сведения, касающиеся других поверхностей земной коры (включая границу М), по данным станций «Земля», условны.

Для повышения надежности построений необходимы исследования по комплексированию метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) со взрывами и использованию наряду с обменными других классов волн (проходящих, отраженных).

В результате дифференцированного анализа и переинтерпретации волнового поля, регистрируемого при исследованиях ГСЗ и КМПВ, а также материалов гравиметрии, магнитометрии с привлечением данных геологической съемки, бурения, геотермии составлен уточненный разрез коры и верхней мантии по профилю II — Фараб—Тамдыбулак, пересекающему Амударьинскую впадину и Центральные Кызылкумы.

По наличию смещения границ М и К подтверждены Северо-Ферганский, Южно-Ферганский, Кумбельский, Амударьинский, Алатский, Арало-Гиссарский, Газлинский, Южно-Тяньшаньский, Северо-Кульджуктауский, Бесапанский и Северо-Кызылкумский глубинные разломы, большинство из которых было выделено в домезозойском фундаменте (Хамрабаев, 1958, и др.; Кунин, 1968; Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970; и др.). Высказаны соображения о наличии черт рифтового характера у впервые выделенных профилем ГСЗ Фараб—Тамдыбулак аномально построенных участков земной коры — Каракульской и Северо-Кызылкумской структур.

Составлена геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана, основанная на материалах ГСЗ и сейсмологии.

Для различных регионов Узбекистана выявляются четыре вариации этой модели с различными соотношениями «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев. Выделяющиеся типы земной коры подчеркивают глубинный характер основных тектонических элементов Тянь-Шаня.

Переход от Южного Тянь-Шаня к Срединному и Юго-Западному в их центральных частях сопровождается: уменьшением общей мощности земной коры, главным образом за счет убывания мощности «гранитного» слоя; снижением относительной напряженности складчатости; нарастанием вулканических излияний средней и несколько меньше кислой и основной магм; снижением степени метафорфизма палеозойских пород; сменой недокомпенсированного и уравновешенного изостатически варианта состояния земной коры перекомпенсированным в различной степени.

Как было ранее показано (1971), в результате изучения теплового поля в зоне Северо-Ферганского разлома установлен аномально высокий уровень теплоотдачи недр ($1{,}9\ \mu \cdot кал/см^2 \cdot сек$). В мезо-кайнозойском осадочном чехле Ферганской впадины наблюдается повышение радиогенного тепла ($0{,}065 \cdot 10^{-6}\ кал/см^2 \cdot сек$), в то время как в «гранитном» и «базальтовом» слоях земной коры его количество составляет соответственно $0{,}018 \cdot 10^{-6}$ и $0{,}004 \cdot 10^{-6}\ кал/см^2 \cdot сек$.

Изучение докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня позволило отнести их к архею, нижнему — среднему протерозою, рифею и венду. Наиболее обоснованно определяется возраст верхнерифейских образований Западного Узбекистана, охарактеризованных проблематичными органическими остатками и данными абсолютного возраста.

На основании предложенной схемы расчленения воссоздана история геологического развития в докембрии. Архей-среднепротерозойский этап характеризуется геосинклинальным развитием, завершившимся формированием основания земной коры. В рифей-вендский этап образовался чехол эпикарельской платформы.

Материалы, приведенные в монографии, освещают строение земной коры и верхней мантии Узбекистана и имеют определенное научное и практическое значение. Они позволяют выявить глубинные структуры, отраженные в геофизических полях, и связи их со структурами, устанавливаемыми по геологическим данным. Геохимические исследования в комплексе с минералогическими и петрологическими представляют возможность определить закономерности распределения элементов с типами структур, устанавливаемых по геологическим и геофизическим данным. Эти же материалы с учетом обобщенных данных по магматизму и металлогении, а также сравнение со смежными регионами (Южный Урал, Казахстан) позволили И. Х. Хамрабаеву выделить следующие четыре типа земной коры.

Уральский (магнитогорский) тип. Он характерен для Султануиздага и прилегающих площадей Южного и Юго-Восточного Приаралья, отличается резким преобладанием мощности «базальтового» слоя над «гранитным» $\left(\frac{H_б}{H_г} \gg 1\right)$ и близким к современной поверхности залеганием первого, широким развитием продуктов основного и ультраосновного магматизма как в интрузивных, так и эффузивных фациях. С ними связаны титано-магнетитовая, тальково-магнезитовая, менее интенсивно — асбестовая, медно-колчеданная и золоторудная минерализации.

Кураминский тип $\left(\frac{H_б}{H_г} > 1\right)$. Характеризуется повышенной мощ-

ностью «базальтового» слоя при умеренной суммарной мощности земной коры (35—40 *км*.). Таким типом коры обладают наряду с Кураминской подзоной прилегающие к ней закрытые площади Приташкентского района (включая Тузкан-Келесский блок) и некоторые области Северных Кызылкумов, Восточного Приаралья и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунский блок). Отличительными чертами геологического строения являются развитие продуктов магматизма среднего состава и связанная с ними железорудная, медно-золоторудная, полиметаллическая, флюоритовая, алунитовая и поздняя редкометальная минерализации. Верхним этажам земной коры этого типа свойственны блоково-сводовая структура и обусловленный этим фактором вулканоплутонический магматизм среднего и верхнего палеозоя. Таким образом, в характере магматизма и металлогении областей с подобным типом коры мы фиксируем как сиалические, так и фемические свойства, по А. И. Семенову, Е. Т. Шаталову и др. (1965), Г. И. Менакеру (1972).

Южно-Тяньшаньский (западноузбекистанский) тип $\left(\frac{H_б}{H_г} \ll 1\right)^*$. Характеризуется, кроме относительного развития «гранитного» слоя, умеренным палеозойских осадочно-метаморфических и мезо-кайнозойских формаций. Докембрийские и нижнепалеозойские толщи, составляющие значительную часть «гранитного» слоя, выделяются преобладающим терригенным (песчано-сланцевым) составом. Они вместе с широко развитым гранитоидным магматизмом, преобладающей редкометальной и золоторудной металлогенией указывают на сиалический профиль коры. Такой разрез коры, кроме значительной части Западного Узбекистана, свойствен, по-видимому, Южно-Чаткальскому блоку и отдельным районам Гиссарского хребта (Южно-Гиссарская подзона и западная часть полосы Гиссарского плутона).

Ферганский (депрессионный) тип. Характеризуется повышенной мощностью коры, приблизительно равными соотношениями мощностей «базальтового» и «гранитного» слоев $\left(\frac{H_б}{H_г} \approx 1\right)$ и максимальной (до 11 *км*) осадочного чехла. Для этого типа примечательны также площади с переходными слоями «коро-мантийной смеси» и аномальные поля гепловых потоков по окраинам впадин. Такой тип коры свойствен Ферганской, Сурхандарьинской впадинам и прилегающим блокам Южного и Срединного Тянь-Шаня.

Выделение перечисленных типов земной коры является дальнейшим развитием идей Х. М. Абдуллаева о рудно-петрографических (правильнее было бы «рудно-магматических», по Г. И. Менакеру) провинциях, А. И. Семенова, Е. А. Шаталова и др. — о различных типах земной коры СССР и их металлогеническом значении.

Говоря о мощностных характеристиках различных слоев в строении земной коры отдельных регионов и блоков, мы оперируем данными по их современному состоянию. При этом закономерен вопрос: насколько современное состояние земной коры и соотношения мощностей отдельных слоев отражают последнюю эпоху магматизма и рудообразования? Ведь ее от нас отделяют 170—200 млн. лет. За это время могли произойти изменения в мощностях и глубинах залегания «гранитного» и «базальтового» слоев, хотя и в небольших масштабах. За 170—200 млн. лет во многих регионах происходит возобновление тектоничес-

---

[1] Эти соотношения «базальтового» и «гранитного» слоев некоторыми исследователями (Ф. Х. Зуннунов и др.) оспариваются.

ких и магматических процессов (Белоусов, Любимова, 1969). За этот промежуток количественно изменились плотности пород, накопления тепловой энергии и др., что должно сказываться на сокращении мощностей более глубоких слоев земной коры и, возможно, перехода части ее в мантию. Такие соображения высказывались ранее И. А. Резановым и др. В связи с этим установление промежуточного прослоя в основании земной коры, так называемой «коро-мантийной смеси» (с V_n=7,4—7,7 *км/сек*), в Западном Узбекистане, северной и южной частях Ферганской впадины приобретает закономерный характер. Таким же закономерным становится факт обнаружения в разрезах южной части Западного Узбекистана структур, напоминающих рифтовые.

Возникает еще вопрос: если отмечается проявление цикличности магматизма, то где его признаки в современную эпоху? Мы уже писали (Хамрабаев, 1971), что проявления современного магматизма на территории Средней Азии отсутствуют. Но его признаки в виде туфов среди четвертичных отложений и указания на извержения отмечены в южных и восточных ее окраинах (Синцзянь). Наиболее молодые проявления магматизма в Средней Азии имеют третичный возраст и отмечены в Киргизии (Ташкумыр, Сулутерек), Туркмении (Бадхыз) и на Памире. В Узбекистане есть лишь косвенные данные (аномальные тепловые потоки в Северной Фергане, проявления горячих источников, сейсмическая активность), позволяющие предполагать начавшийся процесс магматизма на глубине в недрах Южной и Северной Ферганы.

Анализируя строение других регионов Союза и учитывая относительно незначительную (3—7 *км*) мощность выше упомянутой «коро-мантийной смеси», приходим к выводу, что за отрезок времени, прошедший после верхнепалеозойской (пермо-триасовой) эпохи магматизма, заметных изменений мощностей слоев земной коры, за исключением возрастания осадочного и, может быть, некоторого (4—5 *км*) сокращения «базальтового», не произошло. Поэтому современные соотношения «базальтового» и «гранитного» слоев можно с известной осторожностью считать характерными для позднепалеозойской эпохи.

Обоснование наличия перечисленных типов коры в совокупности с типами тектонических структур и их металлогенической специализацией, по мнению авторов настоящей работы, послужит исходной позицией для разработки геологической теории строения и развития тектоносферы.

Авторы полагают, что новые данные, полученные о мощностях отложений мезо-кайнозоя, могут способствовать переоценке перспектив нефтегазоносности Сурхандарьинской впадины. Выявление неоднородности строения верхней части земной коры Алмалыка детальной сейсмологической съемкой со станциями «Земля» и установление закономерной приуроченности золоторудных и медных проявлений к краевым частям экстремумов гравитационного поля и относительных максимумов регионального магнитного поля будут способствовать более целеустремленным разведочным работам в этих районах, включая закрытые площади.

Несомненно, существующие еще неясности в образовании и размещении крупных концентраций различных полезных ископаемых требуют сосредоточения большого внимания на корреляции эндогенных процессов (тектоники, магматизма, метаморфизма, рудообразования и их энергетических аспектов), проявленных в земной коре и мантии, объяснения сути этой корреляции. Эти и другие проблемы намечается осветить в последующих обобщениях и в частности в монографии «Земная кора Средней Азии», запланированной к изданию в 1976 г.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.

Абдуллаев Х. М., Хамрабаев И. Х., Шарафиев М. Ш. К вопросу о графитизации в горах Кульджуктау (Юго-Западные Кызылкумы). Зап. Узб. отд. ВМО, вып IV, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953.

Абдуллаев Х. М. [и др.] Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.

Абдуллаев Р. Н. [и др.]. Схема стратиграфии докембрия Узбекистана. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов)», Алма-Ата, 1971.

Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Проблематика рифейских отложений Западного Узбекистана. В сб. «Новые данные по фауне Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.

Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Кызылкумов. Вестник ЛГУ, № 18, серия геол., геогр., вып. 3, 1972.

Абдуллаев Х. А., Ибрагимов Р. Н., Шманенко Ю. С. Некоторые особенности глубинного строения Приташкентского района по данным гравиметрии. В сб. «Современные движения земной коры на геодинамических полигонах», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.

Абрамович Е. Л. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты и методика их изучения. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.

Абуталиев Ф. Б. [и др.]. Определение координат эпицентров близких землетрясений на ЭВМ М-20 с последующей оценкой их точности. В сб. «Применение ЭВМ к решению задач математической физики», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.

Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Шебалин В. В. Углисто-кремнисто-сланцевая формация нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня и связанное с ней молибдено-ванадиевое оруденение. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», «Фрунзе», Изд-во «Илим», 1970.

Азимов П. Т. [и др.]. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1970.

Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры. В сб. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., Изд-во «Наука», 1971.

Акимов А. П., Семенов Г. С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.

Алексеев А. С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых моделей земной коры. В сб «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры», Л., Гостоптехиздат, 1962.

Алексеев А. С. Обратные динамические задачи сейсмики. В сб. «Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных». М.—Л., Изд-во «Наука», 1967.

Алексеев А. С., Цепелев Н. В. Интенсивность отраженных волн в слоисто-неоднородной упругой среде. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1956, № 9.

Алиев Э. Б. Характер изменения содержания Fe_2O_3 и FeO в роговых обманках в зависимости от последовательности формирования магматических пород (на

примере некоторых интрузивных пород правобережья р. Ангрена). В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Альтгаузен М. Н. Уран и радий. В сб. «Материалы в осадочных толщах», М., Изд-во «Наука», 1966.
Альтгаузен М. Н. [и др.]. Многостадийность процесса формирования экзогенных концентраций урана в осадках палеоруселл. Радиоактивные элементы в горных породах (тезисы), Новосибирск, 1972.
Амурский Г. И. Региональная тектоника запада Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М., 1972.
Ананьева Е М., Дорофеев Б. В. Геофизические методы при установлении связи тектоники и магматизма с особенностями строения коры и верхней мантии на Урале. В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», № 7, М., 1970.
Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн *PS*, регистрируемых при землетрясениях. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1957, № 1.
Андреев А. П. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 4.
Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Строение земной коры и верхней мантии в северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. В сб. «Земная кора Казахстана», Алма-Ата, 1967.
Аптикаев Ф. Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М., Изд-во «Наука», 1969.
Арапов В. А., Хайруллин Б. Г. Бельтау-Кураминская флексурно-формационная зона. Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла, магматизм. «Геология СССР», том XXIII, Узбекская ССР, Геологическое описание, кн. 2, М., Изд-во «Недра», 1972.
Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова М. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Л., ВСЕГЕИ, 1970.
Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О вендских отложениях в Средней Азии. «Узб. геол. ж.», 1969, № 1.
Арустамов А. А., Бадалов С. Т. Некоторые результаты исследований роскоэлита. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, Ташкент, 1951.
Артемьев М. Е. Планетарные и зональные неоднородности в верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Архипов В. И., Ахмадиев Ю. Х., Овдина Г. К., Огаринов И. С. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала. В сб. «Глубинное строение Урала», М., Изд-во «Наука», 1968.
Асангариев А., Сагындыков К. С. Типы разрезов верхнего протерозоя Срединного Тянь-Шаня и Б. Каратау и закономерность их распространения. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 148, петр. сер. (№ 44), 1953.
Афанасьев Г. Д. О границе земной коры и верхней мантии. МГК, XXIII сессия, М., Изд-во «Наука», 1968.
Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1969.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента (том. I — Западный Узбекистан). Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Ахмеджанов М. А. [и др.]. Основные черты строения и развития Южного и Срединного Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР», 1971.
Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скопления нефти и газа. Л., Изд-во «Недра», 1966.
Бабаходжаев С. М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1972.
Бадалова Р. П., Паздзерская Л. И. О золоте из рудопроявления Караката. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Бадалов С. Т. О ванадиевых разновидностях турмалина и граната. Зап. ВМО, ч. 80, вып. 3, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.

Бадалов С. Т. Материалы к геохимии ванадия. Тр. ИГ АН УзССР, вып. XII, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956.
Бадалов С. Т. Об одном из критериев выделения геохимических провинций редких элементов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.
Бадалов С. Т. Об одном из геохимических критериев осадочно-метаморфогенных месторождений. В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии». Тр. ТашГУ, вып. 326, 1967.
Бадалов С. Т. [и др.]. К геохимии рения и молибдена в эндогенных сульфидных месторождениях Средней Азии». «Геохимия», 1966, № 1.
Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А., Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Базарбаев Э. Тектоника домезозойских образований Букантау. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.
Байкальский рифт. М., Изд-во «Наука», 1968.
Баранов Ю. Е. Рений. В сб. «Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы. Радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы», М., Изд-во «Наука», 1966.
Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1970.
Баратов Р. Б., Мушкин И. В. Гипербазитовые включения в трубках взрыва и некоторые вопросы глубинного строения Южного Гиссара. ДАН СССР, т. 201, 1971, № 6.
Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд ЛГУ, 1971.
Баситова С. М. Распространение рения в молибденитах. В сб. «Рений», М., Изд-во АН СССР, 1961.
Белоусов В. В. Кора и верхняя мантия материков. «Советская геология», 1965, № 1.
Белоусов В. В. Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материков. В сб. «Глубинное строение Урала», М., Изд-во «Наука», 1968.
Белоусов В. В. Некоторые вопросы строения и развития тектоносферы и задачи ее изучения. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование». Алма-Ата «Изд-во «Наука», 1973.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Особенности регионального метаморфизма докембрия Средней Азии. «Вестник ЛГУ», 1968, № 24.
Белькова Л. Н. Докембрий Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1971.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. К стратиграфии докембрия Кызылкумов. «Вестник ЛГУ», 1972, № 8.
Беляевский Н. А. Геологические результаты глубинных сейсмических исследований земной коры. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата Изд-во «Наука», 1973.
Беляевский Н. А., Вольвовский И. С. Соотношения геологических структур и глубинных структур земной коры континентального типа. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. В сб. «Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии», М., Изд-во «Наука», 1972.
Бендик А. Т. Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
Беус А. А. Геохимия литосферы. М., Изд-во «Недра», 1972.
Беус А. А., Ситник А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В сб. «Химия земной коры», т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Бондарчук В. Г. О тектонических движениях и структуре тектоносферы. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1963, № 2.
Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. МГК, XXII, М., Изд-во «Наука», 1964.
Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Изд-во «Недра», 1967.
Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент 1970.
Брегер У. А., Дьюа М. Органическая геохимия урана. В сб. «Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии в Женеве», т. 6, 1966.

Бреховский Л. М. Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Булин Н. К. Строение земной коры в Туркмении по сейсмологическим данным. «Советская геология», 1969, № 2.
Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). «Геотектоника», 1971, № 1.
Бутовская Е. М. Методика и результаты построения скоростных разрезов последовательными приближениями на примере некоторых районов Узбекистана. «Изв. АН СССР», Физика Земли, 1968, № 8.
Бутовская Е. М., Фленов Ю. П., Фленова М. Г. Второе приближение годографа и осредненного скоростного разреза земной коры для Восточной Ферганы. В сб. «Сейсмичность Восточной Ферганы», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Валиев Т. С., Эргешев Т. Э. Сейсмологическая характеристика мезо-кайнозойских и палеозойских образований Приташкентского района. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Заров Б. А. О перспективах нефтеносности палеозойского фундамента Юго-Восточного борта Ферганской впадины. «Новости нефтяной техники», 1960, № 3.
Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Тр. Сибирского научно-исследовательского ин-та геологии, геофизики и минерального сырья, вып. 13, 1960.
Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Тр. ВГРО, вып. 194, 1934.
Беликий А. С. Распределение висмута в породах Южной Ферганы. В сб. «Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Беликославинский Д. А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. В сб. «Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР», Л., Изд-во «Наука», 1966.
Вернадский В. И. Избранные сочинения. т. IV, кн. вторая, М., Изд-во АН СССР. 1960.
Виленский А. М. Геология и структура центральной части хр. Султануиздаг. Л., Изд. ЛГУ, 1958.
Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», 1961, № 1.
Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 11.
Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
Виноградов А. П. Образование океанов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 4.
Виноградов П. Д. Туркестано-Зеравшанская зона. В кн. «Геология СССР». т. XXIV, ТаджССР, ч. I, М., Изд-во «Наука», 1959.
Виноградов П. Д. Зеравшано-Гиссарская зона. В кн. «Геология СССР», т. XXIV, ТаджССР, ч. I, М., Изд-во «Наука», 1959.
Виноградов П. Д. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46, 1961.
Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан), В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Материалы II Всесоюзн. тектон. совещания в Душанбе, М., Изд-во «Наука», 1964.
Виноградов П. Д. [и др.]). О нефтепроявлениях в силурийских отложениях Центрального Таджикистана. Мат. по геол. и полезн. ископ. Средней Азии, Л., ВСЕГЕИ, вып. 10, 1956.
Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тянь-Шаньская складчатая область. В сб. «Геологическое строение СССР», т. 3, Тектоника, М., Госгеолтехиздат, 1958.
Виноградов С. Д., Шамина О. Г. Гармская сейсмологическая сессия. «Земля и Вселенная», 1968, № 4.
Власов Б. П. [и др.] Геология месторождений урано-молибденовой рудной формации. М., Атомиздат, 1966.
Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Составление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Л., ВСЕГЕИ, 1970.
Волин А. П., Лапидус В. Я., Уральцева И. Б. Сейсморазведка при глубинном геологическом картировании Алмалыкского рудного района. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.

Володарский Р. Ф., Аронов В. И., Дьяков Е. Г., Шириков В. П. Применение электронно-счетных машин для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М., Гостоптехиздат, 1962.
Вольвовский И. С. Сейсмические параметры и структура земной коры СССР. М., Автореф. докт. дисс., 1971.
Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Некоторые данные о сейсмических волнах, соответствующих подкоровому слою (по материалам сейсмических исследований земной коры в Узбекистане). В сб. «Прикладная геофизика», вып. 31, М., Изд-во «Наука» 1961.
Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г. Новые представления о структуре и условиях размещения эндогенной минерализации в Западном Узбекистане в свете геофизических исследований. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Воронин Ю. А. [и др.]. Программы Голотип для решения задач распознавания образцов. Со АН СССР, МГ КазССР, Алма-Ата, 1968.
Воронич В. В., Дунин-Барковская Э., Хорват В. А. Геологические факторы размещения висмутовой минерализации на Устарасае. В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Гамалеев И. Е. Основные черты металлогении юго-западной части Тянь-Шаня. Тезисы докладов к V Всесоюзн. металл. совещ., Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
Гамалеев И. Е., Хамрабаев И. Х. Ванадий и молибден в силурийских отложениях гор Мальгузар, Нуратау и Тамды. «Узб. геол. ж.», 1968, № 2.
Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Давыдова Н. И., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1957, № 3.
Гайский В. Н., Каток А. П. Некоторые вопросы, связанные с изучением сейсмического режима на примере землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны. Тр. Тадж. Ин-та сейсмол. и сейсмостойкого стр-ва АН ТаджССР, № 7, 1960.
Гарелс Р. М. Некоторые термодинамические соотношения между окислами урана и их связь с окислительными состояниями урановых руд плато Колорадо. В сб. «Термодинамика геохимических процессов», М., ИЛ, 1960.
Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. «Советская геология», 1969, № 12.
Гафаров Р. А. Типы магнитных полей крупных структур земной коры. В сб. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., Изд-во «Наука», 1971.
Гесь М. Д. Интрузивные комплексы Чаткальской зоны Срединного Тянь-Шаня. Мат. II. Среднеаз. регионального петрографического совещания. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
Гесь М. Д. О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта (Срединный Тянь-Шань). ДАН СССР, 152, 1971, № 4.
Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Тр. Ин-та сейсмол. и сейсмостойкого стр-ва АН ТаджССР, Душанбе, Изд-во «Дониш», 1968.
Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Глуховский М. З., Павловский И. Е. К проблеме ранних стадий развития Земли. «Геотектоника», 1973, № 2.
Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. ДАН СССР, т. 134, 1960, № 5.
Голованов И. М. Фации интрузивов повышенной основности при магматическом замещении карбонатных пород и их роль в локализации прожилково-вкрапленных медных руд Алмалыка. Мат. ко II конференции по околорудному метасоматозу, Л., Изд-во «Недра», 1966.
Голованов И. М. О геохимической связи меди с железом. В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Голованов И. М. О геохимической связи медной минерализации и гибридными породами повышенной основности и щелочности. В сб. «Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Голованов И. М., Корчевская Ю. Г. О вкрапленной медной минерализации в габброидах правобережья р. Ангрен. В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Голованов И. М., Овчинников Б. Л., Гадаев А. Я. Петрографо-геохимическая характеристика и медно-порфировое оруденение Текелийского сиенито-диоритового интрузива в Чаткальском хребте (УзССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.

Гольдшмидт В. И., Андреев А. П., Кузьмин Ю. И., Эйдлин Р. А. Земная кора Казахстана. В кн. «Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным», М., Изд-во «Недра», 1969.
Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», М., ИЛ, 1945.
Горбунова И. В. Детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня. Тр. ИФЗ АН СССР, № 25, 1962.
Горбунова И. В. Построение карт активности с постоянной точностью. Тр. ИФЗ АН СССР, № 32 (199), 1964.
Горбунова И. В. Изучение сейсмического режима Джунгарской и Северно-Тяньшаньской зоны. Тр. ИФЗ АН СССР, № 32 (199), 1964.
Горбунова И. В., Ризниченко Ю. В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1965, № 7.
Горохова В. Н. Рений. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. т. I, М., Изд-во «Наука», 1964.
Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Тр. ГИН АН СССР, вып. 98, 1963.
Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии. В сб. «Изостазия», М., Изд-во «Наука», 1964.
Гусева А. Н., Красильникова М. П. О составе органического вещества в породах Хиблисного щелочного массива. ВМУ, № 2, 1960.
Давлетов И. К. О связи золота с петрогенными и акцессорными элементами в интрузивных породах. В сб. «Статистические методы геологических исследований», ИМГРЭ, вып. 4, М., 1971.
Давлетов И. К., Дакшибаев Ш. Минеральный баланс и особенности поведения золота в процессе становления интрузивного тела. «Геохимия», 1970, № 12.
Далимов Т. Н., Искандеров Э., Мусаев А. Количественная характеристика связанной воды — критерий глубинности магматических тел (на примере некоторых интрузивов Средней Азии). Первое Среднеазиатского региональное петрографическое совещание. Тезисы докладов, Ташкент, Изд-во «Наука», 1966.
Далимов Т. Н. [и др.]. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1972.
Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., Изд-во «Наука», 1969.
Джанузаков К. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1964.
Дегеис Э. Диагенез и патагенез органического вещества Б сб. «Органическая геохимия», вып. 3, М., Изд-во «Недра», 1971.
Деменицкая Р. М. Основные черты строения земной коры Земли по геофизическим данным. М., Гостехиздат, 1961.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли, М., Изд-во «Недра», 1967.
Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П. Об одном принципе классификации и прогнозе геологичеких объектов и явлений. «Геология и геофизика», 1968, № 5.
Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б., Шараськин А. Я., Сорохтин О. Г. К вопросу о природе основных слоев земной коры океанического типа. В сб. «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана», т. II, М., Изд-во «Наука», 1972.
Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. В сб. «Геологическое строение СССР», т. II, Тектоника, М., Изд-во «Недра», 1968.
Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур. «Геотектоника», 1973, № 2.
Дударев А. Н., Тычинская А. А. Теплофизический анализ лиственитов и процессов лиственитизации. В сб. «Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем». Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 14, М., Изд-во «Наука», 1972.
Дучков А. Д., Моисеенко У. И. О возможности измерения геотермических градиентов в неглубоких скважинах. «Геология и геофизика», 1970, № 9.
Дучков А. Д., Бобров В. А. Генерация радиогенного тепла в осадочных породах некоторых районов Западной Сибири и Красноярского края. Новосибирск, Изд-во «Наука», 1970.
Егоркин А. В. Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1966, № 11.

Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований. «Советская геология», 1965, № 6.
Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. «Изв. АН СССР», сер. геолог., 1969, №5.
Ежов Ю. А. Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий., В сб. «Глубинное строение Урала», М., Изд-во «Наука», 1968.
Екшибаров С. В. Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
Епинатьев А. М. О рефрагированных и отраженных волнах в земной коре. «Изв. АН СССР», сер «Физика Земли», 1969, № 3.
Ерофеев В. Ф. Источники тепла и причины тепловых аномалий Восточного Предкавказья. Тр. ВНИГРИ, вып. 237, 1964.
Жариков М. Г., Никифоров Н. А. Некоторые закономерности размещения ртутного оруденения в зонах лиственитизации Южной Ферганы «Узб. геол. ж.», 1963, № 4.
Жарков В. Н. Термодинамика оболочки Земли. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 9.
Жданова Л В. Особенности распределения радиоактивных и сопутствующих элементов в черносланцевых отложениях Восточного Саяна. Радиоактивные элементы в горных породах (тезисы), Новосибирск, 1972.
Загоруйко Н. Г. Современное состояние и проблемы распознавания образцов. В сб. «Вычислительные системы», вып. 28, Новосибирск, 1967.
Захарова А. И. Карта сейсмической активности с произвольной зоной осреднения. «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1963, № 17.
Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Изд-во «Наука», 1971.
Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Срединного Тянь-Шаня. В сб. «Геология Средней Азии», Изд. ЛГУ, 1961.
Зубцов Е. А. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XVII (I), 1972.
Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты. и нижний палеозой Срединного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 152, 1963, № 4.
Зуев Ю. Н. Геотермические условия Ферганской впадины. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Зуннунов Ф. Х. Об одном примере определения эффективных скоростей способом подбора. В сб. «Разведочная геофизика», вып. 36, М., Изд-во «Недра», 1969.
Зуннунов Ф. Х. Об интерпретации отраженных волн при глубинном сейсмическом зондировании. ДАН УзССР, 1970, № 10.
Зуннунов Ф. Х., Перельман И. И. О сейсморазведке методом отраженных волн в Ферганской депрессии. В сб. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Зуннунов Ф. Х., Эргешев Т., Шманенко Ю. С. Особенности строения земной коры и верхней мантии Западного Узбекистана», «Узб. геол. ж.», 1973, № 4.
Искандеров Э. Г., Голованов И. М. Эксперименты по замещению биотита сульфидами меди и железа в гидротермальных условиях. В сб. «Геология и рудоносность Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Кадик А. А., Лебедев Э. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., Изд-во «Наука», 1971.
Каржаув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
Каюмов А. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород (Центральный Кульджуктау, ЮЗ Кызылкумы). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.
Келлер Б. М. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии. В сб. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. М., Гос. научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963.
Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1967.
Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970
Геофизические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1970.
Князев В. С. [и др.]. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса. В сб. «Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР», т. I, Средняя Азия, М., Гостоптехиздат, 1963.

Князев В. С., Мельниченко А. К., Шнип О. А. Метаморфический комплекс Юго-Западного Гиссара. «Изв. АН ТаджССР», 1967, № 3 (25), сер. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, № 3 (25).
Козырев В. В. [и др.]. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон), Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Колдаев А. А. Малые элементы в зонах дробления нижнепалеозойских пород Ауминзатау. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 24, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Колмогоров А. Н. О логарифмически-нормальном законе распределения частиц при дроблении. ДАН СССР, нов. серия, т. 31, 1941, № 2.
Комаров В. А., Попов И. И. Принципы выделения локальных аномалий в обстановке сложных полей вызванной поляризации. В сб. «Методика и техника разведки», № 59, ОНТИ, ВИТР, 1967.
Комлев Л. В. К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии. Тр. РИАН, т. 4, 1938.
Конькова Е. А., Савельев В. Ф. О новом таллиевом минерале—авиценните. Зап. ВМО, ч. 89, № 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ИГН АН СССР, вып. 12, 1940.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. Тр. Среднеазиатского политехнического ин-та, вып. 6, Ташкент, 1959.
Королев В. Г. Тянь-Шаньская складчатая область (Средняя Азия). В сб. «Стратиграфия СССР. Кембрийская система», М., Изд-во «Наука», 1965.
Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., Изд-во «Наука», 1968.
Косминская И. П. О разрешающей способности ГСЗ. В. сб. «Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований», Л., Изд-во «Недра», 1969.
Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным сейсмического зондирования. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1958, № 10.
Косминская И. П., Павленкова Н. И. Волновые поля и модели коры. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1973.
Константинов Р. М., Дмитриев А. Н. Использование математических методов для анализа геологических факторов, влияющих на масштабы оруденения. «Геология рудных месторождений», 1970, № 2.
Косыгин Ю. А. [и др.]. Геология докембрия. Л., Изд-во «Наука», 1972.
Котляревский Л. Н. Применение аэромагнитной съемки для изучения глубинного геологического строения некоторых районов Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
Кромская К. М. Минералогия эндогенного никель-графитового месторождения Тасказган и геохимия отдельных элементов. Автореф канд. дисс., Ташкент, 1971.
Круглякова Г. И. Анализ пространственного распределения геомагнитного поля востока Русской платформы и сопредельных областей Урала. В сб. «Глубинное строение Урала», М., Изд-во «Наука», 1968.
Кузнецова В. В. О возможных формах нахождения молибдена и рения в углях Средней Азии. «Геохимия», 1961, № 9.
Кулагина М. В. Блоковое строение территории Таджикистана и региональные годографы. Автореферат канд. дисс., М., 1973.
Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М., Изд-во «Недра», 1968.
Кунин Н. Я. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследованиях нефтегазоносных территорий. Автореф. докт дисс., М., 1971.
Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
Кухтиков М. М., Кулагина М. В. Некоторые особенности строения земной коры Юго-Западного Таджикистана. ДАН ТаджССР, 1967. № 10.
Куширо И. Состояние воды в верхней мантии. В сб. «Проблемы петрографии и генетической минералогии», т. I, М., Изд-во «Наука», 1969.
Кушмурадов О. К. О содержании золота в осадочно-метаморфических и гранитоидных породах Северного Нуратау. «Узб. геол. ж.», 1970, № 1.
Лисицына Г. А., Богданова В. И., Варшал Г. М., Сиротина Н. А. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. «Геохимия», 1965, № 5

Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В сб. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии», нов. сер., т. 105, вып. 15, Л., Гостоптехиздат, 1963.
Лосев Н. А., Ляшенко Г. К., Гафуров Э. Ю. Некоторые закономерности распределения элементов в осадочно-метаморфической толще палеозоя Бричмуллинского района. Тр. ТашГУ, вып. 405, 1971.
Лутц Б. Г. Эклогиты верхней мантии. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Лощинин В. Литология докембрийских и нижнепалеозойских отложений юга Тамдытау. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.
Лукк А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — р. Лена. «Советская геология». 1966, № 2.
Любимова Е. А., Фирсов Ф. В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. В сб. «Проблемы глубинного теплового потока», М., Изд-во «Наука», 1964.
Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., Изд-во «Наука», 1968.
Магницкий В. А., Калашникова И. В. Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием структуры земной коры, В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Макарычев Г. И., Павлова Т. Г. Рифей западной части Срединного Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XII 1967, № 1.
Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Ю. Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1969.
Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., Изд-во «Наука», 1967.
Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., Изд-во «Наука», 1968.
Марковский А. П. Тектоника Центрального Таджикистана. В сб. «Геология СССР», т. XXIV, ТаджССР, ч. 1, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Медведев С. В., Лямзина Г. А. Сейсмический эффект взрывов на руднике. Тр. ИФЗ, т. 21 (188), М., 1962.
Мельхановицкий И. М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. В сб. «Геологические результаты прикладной геофизики», М., Изд-во «Недра», 1965
Мельхановицкий И. М. [и др.]. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований. ДАН УзССР, 1967, № 2.
Мельхановицкий И. М., Симонова В. А., Кононова Н. А., Ветчинкина А. С. Основные черты строения складчатого основания центральной части Средней Азии по геофизическим данным. В сб. «Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований», Л., Изд-во «Недра», 1969.
Менакер Г. И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. «Геология рудных месторождений», т. XIV, 1972, № 6.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
Металлы в осадочных толщах. М., Изд-во «Наука», 1965, 1966.
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В сб. «Строение и развитие земной коры», М., Изд-во «Наука», 1964.
Мирходжаев И. М. [и др.]. Метаморфические (допалеозойские) породы Узбекистана. Первое Среднеазиатское региональн. петрогр. совещание (тезисы), Ташкент, Изд-во «Наука», 1968.
Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Некоторые аспекты перспективности отложений метаморфического комплекса. В сб. «Вопросы металлогении Узбекистана», Тр. ТашПИ, вып. 52, 1968.
Михота Г. Г. Спектры глубинных волн и оптимальные характеристики аппаратуры ГСЗ для условий Западного Узбекистана «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1968 № 1.
Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, Изд-во «Наука», 1971.
Москалева С. В. О возможной природе поверхности Мохоровичича. В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», М., 1970, № 7.
Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного» обрамления в докембрии и палеозое, М., Госгеолтехиздат, 1963.
Мудрецова Е. А. Таблицы топографических и топо-изостатических поправок по гипотезе Пратта—Хейфорда М., Гостехиздат, 1960.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. «Геотектоника», 1969, № 2.
Мусин Р. А. Метаморфические и метасоматические фации и формации. В сб. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Мушкетов И. В. Туркестан, т. I, СПб., 1886.
Мушкетов И. В., Орлов А. А. Каталог землетрясений Российской империи. т. XXVI, СПб, Изд. Географического общества, 1893.
Мушкин И. В., Яровский Р. И. Об эклогитизации гнейсов и возможном значении этого процесса (на примере изучения ксенолитов в дайках щелочных габброидов Южного Тянь-Шаня). ДАН СССР, т. 204, 1972, № 2.
Наумов Г. Б. [и др.]. Уран в осадочных породах. В сб. «Основные черты геохимии урана», М., Изд-во АН СССР, 1963.
Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. ВМО, вып. 2, т. 62, 1933.
Никольский Ю. И. О неприменимости редукции Буге для изучения глубинного строения коры и верхней мантии Земли по гравиметрическим данным. В сб. «Геохимические методы при тектоническом прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР», вып. 12, Л., Изд-во «Недра», 1971.
Нис-Керзон С. Е. Извлечение миллимикронного золота. Калифорн. горный журнал, т. 38, 1969, № 6.
Ноддак И., Ноддак В. Геохимия рения. В сб. «Основные идеи геохимии», вып. II, Л., 1935.
Образцов А. И., Храмков В. Ф., Мустафин К. Т., Денисов А. И. История геологического развития и металлогения Кассанского района. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1971.
Обут А. М. Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления Средней Азии. «Геология и геохимия», ВНИГРИ, НТО нефтяников, Л., Изд-во «Недра», 1957.
Овчинников С. К. Южно-Гиссарская зона. В сб. «Геология СССР» т. XXIV, ТаджССР, ч. I, М., 1959.
Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Кангро О. Г. О докембрии Кызылкумов. «Вестник» ЛГУ, 1970, № 18.
Олли А. И. Еще раз о возрасте ашинской свиты и взаимоотношении ее с доказанным палеозоем. «Советская геология», 1955, № 45.
Ониси Х., Сендделл Э. Заметки по геохимии сурьмы. В сб. «Геохимия редких элементов», М., ИЛ, 1959.
Павленкова Н. И., Смелянская Т. В., Баранова Е. П. Скоростные разрезы основных геоструктур Украины. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1973.
Павленкова Н. И. Волновые поля и модели континентальной земной коры. Автореф. докт. дисс., М., 1973.
Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5—6.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 1.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
Пейве А. В. [и др.]. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб. «Структура земной коры и деформация горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960.
Перельман И. И. Аналитический способ подбора в методе отраженных волн. Тр. Ин-та математики АН УзССР, вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. «Геотектоника», 1971, № 4.
Петерсилье И. А. Горючие сланцы и битумы щелочных пород Кольского полуострова. В сб. «Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород», М., Изд-во АН СССР, 1960.
Петерсилье И. А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова и кристаллического фундамента отдельных площадей Западной Сибири. В сб. «Происхождение щелочных пород», М., Изд-во «Наука», 1964.
Петрашень Г. И. Распространение упругих волн в слоистых средах. Ученые записки ЛГУ, Л., Изд. ЛГУ, 1952.

Петрашень Г. И. Общая количественная теория отраженных и головных волн, возбуждающихся в слоистых средах с плоско-параллельными границами. В сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», т. I, Изд. ЛГУ, 1957.
Петрашень Г. И. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. сб. II и III, Изд. ЛГУ, 1959.
Петрашень Г. И., Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. Элементарная теория распространения сейсмических волн. В сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», вып. III, Изд. ЛГУ, 1959.
Петрография Узбекистана. т. 1, 2. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1964, 1965.
Пешков А. Б., Садиков Ф. Некоторые особенности изучения дисперсных фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн в отдельных районах юго-востока Средней Азии. «Узб. геол. ж.», 1973, № 1.
Плотникова Л. М. Определение параметров закона затухания плотности потока сейсмической энергии для района Юго-Восточной Ферганы. Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1969.
Подкопаев П. Н. Опыт крупномасштабного картирования метаморфических толщ на примере Центральных Кызылкумов. I Среднеаз. региональн. петрограф. сов. (тезисы). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1958.
Покровский А. В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
Покровский А. В. О геологической позиции Южного Узбекистана. В кн. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Полшков М. К., Булин Н. К., Щербакова Б. Е. Использование обменных волн от землетрясений для изучения земной коры и верхней мантии. «Прикладная геофизика», М., 1972, № 68.
Померанцева И. В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля», «Прикладная геофизика», 1968, № 53.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
Попов В. И. Поисковые признаки осадочных месторождений урана и ванадия в Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1944.
Попов В. И. Ядерная теория развития Земли. Изд. СамГУ, 1960.
Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
Попов В. И. О геономии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1972.
Попов В. И., Филин Т. Д. Материковые блоки (провинции), ядра и междуядерные участки Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент, Зап. Узб. отд. ВМО, 1955, № 7.
Попов Е. А. Особенности глубинного строения Кавказа и сопредельных районов. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
Попова Н. А., Нуйсков Ю. И., Лим С. С., Вашуров В. Т. Метаморфизм и ультраметаморфизм в породах Гармского кристаллического массива (западный сектор). Мат. II Среднеазиатского регионального петрографического совещания, Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
Посохова М. М., Рыскина Х. В. О докембрийском возрасте кристаллических сланцев Южного Нуратау (Южный Тянь-Шань). «Советская геология», 1962, № 3.
Пугачев В. С. Теория случайных функций. М., Физматгиз, 1962.
Пушкарев И. К., Шацилов В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь—Балхаш, В сб. «Геофизические исследования в Казахстане», Алма-Ата, Изд-во «Казахстан», 1968.
Пэк А. В., Чураков А. Н. Султануиздат. Тр ТПЭ. вып. 73, М., Изд-во АН СССР, 1936.
Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
Пятков К. К. [и др.]. О возрасте метаморфических толщ Западного Узбекистана. В сб. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1969.
Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии железа некоторых массивов изверженных пород Карамазара и Западного Узбекистана. «Геохимия», 1969, № 5.
Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии меди некоторых интрузивных пород Карамазара и Западного Узбекистана. «Геохимия», 1971, № 2.

Раджабов М. М. Определение лучевых скоростей по годографу отраженных волн. Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1972, № 9.
Раутиан Т. Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. Тр. Ин-та сейсмост. стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР, № 7, 1960.
Рахимова Н. С. О распределении некоторых химических элементов в палеозойской флишеподобной формации Центральных Кызылкумов. В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. I, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1960.
Рахматуллаев Х. Р. О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас). В сб. «Итоги петрометаллогенических исследований в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Резанов И. А. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры. «Советская геология», 1963, № 6.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Аллайской горной системы. Изд. Львовского ун-та, 1959.
Резвой Д. П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южноферганская система глубинных разломов). Геологический сборник Львовского ун-та, № 12, Изд. Львовского ун-та, 1969.
Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.
Ризниченко Ю. В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. Тр. выездной сессии ОНЗ АН СССР в Среднюю Азию, М., Изд-во «Наука», 1965.
Роков А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры «Геохимия», 1967, № 11.
Романовский В. И. Основные задачи теории ошибок. М., Гостехиздат, 1947.
Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Рузматов С. Р. О таллиеносности рудопроявлений Центральных Кызылкумов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 19, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Румянцева П. А. Щелочные базальтоиды ашинской свиты Среднего Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, т. I, Л., 1958.
Рыжков О. А. Альпийские блоковые поля Узбекистана. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность», М., Изд-во «Наука», 1964.
Рыжков О. А., Ветчинкин М. М., Зуев Ю. Н. К вопросу о палеозойской нефти Узбекистана. В сб. «Тектоника и нефтегазоносность мезозоя и кайнозоя Узбекистана», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962
Рыжков О. А. [и др.]. Карта сейсмической активности Узбекистана и его горного обрамления и связь активности с тектоникой. Тр. Ин-та математики АН УзССР, вып. 27, 1963.
Рыжков О. А., Хаимов Р. Н. Новые данные о газоносности палеозойских отложений Самаркандской мегасинклинали. «Нефтегазовая геология и гнофизика», 1963, № 12.
Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг — Аральское море. «Советская геология», 1966, № 5.
Саваренский Е. Ф. Об углах сейсмической радиации. Тр. ИФЗ АН СССР, № 15 (142), 1952.
Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.—Л., Гостехиздат, 1949.
Савельев В. Ф. О рении в осадочных породах Приташкентского района. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 18, «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1966.
Савельев В. Ф. О патрониte из кембрийских отложений Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1966, № 5.
Савельев В. Ф. К петрохимической характеристике осадочно-метаморфических пород Ауминзатау (Юго-Западные Кызылкумы). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 21, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Савельев В. Ф. Селен в матаморфических породах Узбекистана. В сб. «Минералогия, геохимия и петрография», вып. 372, Ташкент, Изд. ТашГУ, 1970.
Савельев В. Ф. К минералогии углеродисто-кремнистых сланцев Центральных Кызылкумов. Зап. ВМО, ч. 100, № 5, М., Изд-во «Наука», 1971.
Савельев В. Ф. О редких и рассеянных элементах в палеозойских углеродисто-кремнистых породах. В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии», Л., Изд-во «Недра», 1972.

Савельев В. Ф. К геохимии углеродисто-кремнистых сланцев Ауминзатау (Центральные Кызылкумы). Тр. ТашГУ, вып. 429, 1972.
Савельев В. Ф. Углеродистое вещество в кристаллических сланцах Ауминзатау, Тр. ТашГУ, вып. 429, 1972.
Савельев В. Ф., Покровская В. Л. Редкие элементы в метаморфических породах Средней Азии. «Геохимия», 1968, № 3.
Сагындыков К. С. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо. В сб. «Формация позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1967.
Семененко Н. П. Теория метаморфизма подвижных зон. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1963.
Симаков С. Н., Швембергер Н. А., Вялов О. С. Силурийская нефть в Средней Азии. ДАН СССР, т. 11, 1935, № 8—9.
Симоненко Т. Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. МГК, XXII сессия М., Изд-во «Недра», 1965.
Система рифтов Земли. М., Изд-во «Мир», 1970.
Смирнов Я. Б. Исследование генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. ДАН СССР, т. 177, 1967, № 1, 2, 3.
Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Проблема I «Кора и верхняя мантия», М., Изд-во «Наука», 1968.
Соболев Н. В. Особенности состава алмазосодержащей зоны верхней мантии Земли. Тезисы Симпозиума XV Ассамблеи МГГС, М., 1971.
Соллогуб В. Б. О природе сейсмических границ земной коры. «Геофизический сборник», Киев, Изд-во «Наукова думка», вып. 25, 1968.
Соллогуб В. Б.,Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам. Украинская Советская Социалистическая Республика. В сб. «Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии)», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Изд-во «Наука», 1970.
Соболев В. С. Строение верхней мантии и способа образования магмы. М., Изд-во «Наука», 1973.
Стишов С. М. О внутреннем строении Земли. «Геохимия», 1962, № 8.
Стишов С. М. О границе ядро-мантия. «Геохимия», 1962, № 11.
Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геофиз. 1955, № 4.
Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В сб. «Глубинные разломы», М., Изд-во «Недра», 1964.
Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии., Изд. ЛГУ, 1964.
Сургутанова Д. М. Петрография и фациально-геохимические условия терригенной красноцветной толщи девона Чаткальской подзоны. Автореф. канд дисс. Ташкент, 1965.
Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность», М., Изд-во «Наука», 1964.
Тарасенко А. Т. Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1970.
Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1971.
Твердохлебов В. А. Вероятная теплоемкость и состав ядра и мантии Земли. В сб. «Математические методы в петрологии и геохимии», М., Изд-во «Наука», 1970.
Тетяев М. М. Основы геотектоники. М., ОНТИ, 1934.
Тетяев М. М. Тектоника Евразии. М., Изд-во «Наука», 1966.
Тригубова К. Б., Троян В. Н. Применение оптимального алгоритма разделения волн при интерпретации материалов станций «Земля». «Прикладная геофизика», вып. 57, 1969.
Троян В. Н. Некоторые результаты опробования оптимального алгоритма разделения интерферирующих сейсмических волн на модельном и реальном материале станций «Земля». В сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», вып. IX, М., Изд-во «Наука», 1968.
Троянов М. Д. Медистые породы осадочного происхождения в верхнедевонских отложениях бассейна р. Чаткал (Западный Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.
Тураев Н. П. Проблема нефтегазоносности палеозойских отложений Средней Азии. Тр. ИГ АН УзССР, вып. I, Ташкент, 1948.

Тураев Н. П. Проблема связи нефтеносности и рудоносности со сланцево-углеродистыми формациями допалеозоя и палеозоя Средней Азии, Казахстана и Южного Урала. Тр. ВНИГР, вып. 190, геол. сб. № 7, Л., Гостоптехиздат, 1962.
Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Ультраосновные породы дна океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон. В сб. «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана», т. I, М., Изд-во «Наука», 1972.
Узаков Х. К структурно-формационному районированию палеозоя скрытых территорий Юго-Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
Уклонский А. С. Минералогические провинции Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 14, 1962.
Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. Информационный сборник № 81, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
Урунбаев К. У. К поведению свинца, цинка и меди в гранитоидах Приташкентского района. «Узб геол. ж.», 1969, № 3.
Урунбаев К. У. Поведение свинца, цинка и меди в гранитоидах Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта. «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
Урунбаев К. У. О связи эндогенных проявлений золота и меди с вулканическими образованиями в Кураминской подзоне. Тезисы докладов Всесоюзной межвузовской конференции, Ташкент, 1971.
Урупов А. К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М., Изд-во «Недра», 1968.
Ферсман А. Б. Геохимия, т. IV, М., Госхимтехиздат, 1939.
Фленова М. Г. Сейсмическая активность и глубинное строение Юго-Восточного борта Ферганской депрессии. Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1969.
Флоровская В. Н., Мелков В. Г. О битумах в магматических горных породах. В сб. «Минеральное сырье», вып. 5, 1962.
Флоровская В. Н. [и др.]. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического, гидротермального происхождения. М., Изд-во «Наука» 1968.
Хаимов Р. Н. К вопросу нефтеносности палеозоя Узбекистана. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
Хаин В. Е. Глубинные разломы. Основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. «Геология и разведка», 1963, № 3.
Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости., БМОИП, отд., геол., т. XV (2), 1970.
Хаин В. Е. Планетарный рельеф Земли как отражение эволюции тектоносферы. «Геоморфология», 1971, № 4.
Хайруллина Т. И. Биостратиграфия и трилобиты майского яруса среднего кембрия Туркестанского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.
Халевин Н. И. Элементы глубинного строения Урала. В сб. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, Изд-во «Наукова думка», 1971.
Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Хамрабаев И. Х. Фемические минералы как критерий потенциальной металлоносности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 3
Хамрабаев И. Х. Магматизм и земная кора Средней Азии. В сб. «Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания». Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
Хамрабаев И. Х. Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия). «Вестник АН СССР», 1972, № 11.
Хамрабаев И. Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества верхней мантии. Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. М., Изд-во «Наука», 1972.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. О нефтегазоносности палеозойских отложений Узбекистана и прилегающих территорий, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
Хамрабаев И. Х., Искандеров Э. Связанная вода и критерии глубинности интрузивных тел. В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
Хамрабаев И. Х., Рахматуллаев Х. Р. Ауминзатау. Кызылкумский регион. Петрография Узбекистана, кн. I, Ташкент, Изд-во «Наука» 1964.

Хамрабаев И. Х., Магдиев Р. А. Тамдынский гранитоидный массив. В сб. «Гранитоидные формации Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматизм Средней Азии. «Изв. АН ТаджССР», 1970, № 1.
Хамрабаев И. Х., Урунбаев К. У. Геохимия золота в магматических породах на примере Узбкистана. МГК, М., 1971.
Хамрабаев И. Х., Урунбаев К. У. Геохимия золота и меди в магматических породах. Тезисы МГК СССР, М., Изд-во «Наука», 1971.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. О возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматические формации, фации и их положение в тектонических структурах. В сб. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Вещественный состав и оптические свойства слюд из некоторых гранитоидных формаций Узбекистана. В сб. «Проблемы минералогии и петрологии». Л., Изд-во «Наука», 1972.
Хамрабаев И. Х., Урунбаев К. У. Геохимия золота в магматическом процессе. Тр. I МГК СССР, т. I, М., Изд-во «Наука», 1972.
Хамрабаев И. Х., Магдиев Р. А. Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания по радиоактивным элементам в горных породах. Новосибирск, Изд-во «Наука», 1972.
Хамрабаев И. Х., Магдиев Р. А., Рахматуллаев Х. Р. Некоторые особенности распределения золота, свинца, урана и тория в гранитоидных породах закрытых территорий Центральных Кызылкумов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в развитии и строении структуры земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963.
Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 19, М., Изд-во «Наука», 1961.
Хорева Б. Я. Сравнительная характеристика полиметаморфических комплексов докембрийского фундамента Юго-Западного Памира и Западного Узбекистана. В сб. «Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П. О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов по данным свинцово-изохронного метода. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1971, № 11.
Хохлов В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
Хохлов В. А., Мирходжаев И. М., Игнатьева Л. Н. Стратиграфия докембрия юго-западных отрогов Гиссарского хребта (тезисы). М., Изд. МГУ, 1969.
Хохлов В. А., Мирходжаев И. М., Игнатьева Л. Н. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса хребта Байсунтау. В сб. «Материалы по итогам научно-исследовательских работ ТашПИ», Ташкент, 1969.
Хохлов В. А. [и др.]. О возрасте и происхождении тоналито-гнейсов Айлянгарского массива, «Советская геология», 1972, № 7.
Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. Н. Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау—Куйбышев. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1973.
Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1972.
Чекунов А. В. «Кризисные явления» в ГСЗ. Геофизический сборник АН УССР, 48, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1972.
Чистяков П. А., Лощинин В. П., Глейзер Л. М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных районов западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Шнип О. А. Петрография и метаморфизм древних толщ. Западного Тянь-Шаня и Кызылкумов. Автореф. канд. дисс., М., 1966.
Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.
Шульц С. С. (мл.). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня, М., Изд-во «Недра», 1972.
Щерба Г. И. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1970.
Щерба Г. И. [и др.]. Крупный вклад в познание глубинного строения земной коры Средней Азии (рецензия на монографию «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана»), «Узб. геол. ж.», 1972, № 3.

Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. Н. К геохимии золота. «Геохимия», 1964, № 6.
Эйриш Л. В. Куполовидные структуры селемджинокербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток). Автореф. канд дисс., Владивосток, 1972.
Эргешев Т. Э. Пример регистрации продольных P_{121} и обменных P_1,S_2,P_1, преломленных волн при геокартировании поверхности палеозойского фундамента. «Разведочная и промысловая геофизика», 1965, № 3.
Эргешев Т. Э. Методика и результаты изучения состава и строения погребенного фундамента Западного Узбекистана с помощью сейсморазведки. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
Эргешев Т. Э. Об одном типе обменных преломленных волн. ДАН УзССР, 1972, № 7.
Юдалевич З. А., Сандомирский Г. Г., Никаноров Г. С. О содержании золота в гранитоидных и кварцевых жилах Северного Нуратау и Букантау. «Узб. геол. ж.», 1973, № 5.
Юдин В. Т. О верхнепалеозойских депрессионных структурах Кураминской подзоны. ДАН УзССР, 1967, № 10.
Юла Дж. Эдни, Кендэл М. Дж. Теория статистики. М., Госстатиздат, 1960.
Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. «Советская геология», 1963, № 9.
Юсупов Р. Г. Поведение золота, марганца и фтора в современной коре выветривания гранитоидов междуречья Гава и Ахангаран (УзССР), Автореф, канд. дисс., Ташкент, 1970.
Яковлева И. Б. О сейсмичности Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1971, № 2.
Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1966.
Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Яскович Б. В., Сикстель Т. А. О новых данных о наличии битумов в породах кембрия Южной Ферганы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 2.
Ярошевская Г. А. Глубинные отраженные волны и модель земной коры по результатам работ ГСЗ в Западном Узбекистане. Автореф. канд. дисс., М., 1973.
Яскович Б. В. [и др.]. О докембрии Западного Узбекистана. В сб. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Изд. МГУ, 1971.
Brooks R. R. Ahrens Z. H. Some observations on the distribution of tallium, cadmium and bismuth in silicate rocks and the significance of covalency on their degree of association with other elements.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, 23, N 1—2.
Clarke F. M., Washington H. S. The composition of the Earth's crust. U. S. Dep. Interior Geol. Survey, Profess. Papr. 127, 1924.
Gutenberg B., Richter C. Earthquake Magnitude, Intencity, Energy and Accelaration. J. Bull. Seism. Soc. Am. 32, 2, 1947.
Gutenberg B. Physics of the Earth's Interior. N—Y, London, 1959.
Hasegawa M. Die Wirkung der obersten Erdschicht auf die Anfangsbewegung einer Erdleben. Zeitscherift für Geophysik, VI, 1930.
Hamilton D. L., Anderson C. M., Effects of Water and oxygen pressnre on-the Crystallization of basaltic magmas—Basalt. In. pololervaart Treatise on rocks of basaltic Composition, 1967, N. 1.
Kasahara T. The Nature of Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations, Bull. Earthy. Res. Inst. Univ. Tokyo, vol. 35. 1957; vol. 39, 1958.
Knopoff L. Energy Release in Earthquakes, Geoph. Journ. v. I, 1958.
Radtke R. S., Scheiner B. I. Economic Geology, vol. 65, no. 2, 1970.
Taylor S. R. Trace element abundances und chondritic Earth model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 1964.
Turekian K. K. and Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull., Geol. Soc. of Amer., vol. 72, no. 2, 1961.
Wadati K. Shallow and deep earthquakes, Geophys, Mag., 1, 4, 1927.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Часть I. Строение земной коры Узбекистана по геофизическим данным
Глава I. Сейсмологические данные о строении земной коры Юго-Восточного Узбекистана 7
Региональные сейсмологические исследования (Е. М. Бутовская, М. Г. Фленова, Х. А. Атабаев, М. Н. Атабаева, А. Г. Гатаулина, Ю. П. Фленов) 7
Применение аппаратуры „Земля" для изучения строения земной коры (Р. З. Ахмеров, А. М. Насыров, В. А. Пак) 17
Глава II. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ (Ф. Х. Зуннунов, Т. Эргешев) . 33
Глава III. Гравимагнитное поле Узбекистана в связи со строением земной коры (Срединный Тянь-Шань), (В. А. Пак, Н. К. Роз, Ю. С. Шманенко) 66
Глава IV. Опыт выявления геофизических особенностей некоторых рудных районов Узбекистана 82
Структура Алмалыкского рудного района по данным исследований аппаратурой „Земля" (Е. М. Бутовская, Т. М. Гольцева, В. П. Суров, Ю. С. Шманенко, Т. Эргешев , С. В. Могильникова, В. И. Флоренцев) 82
Характеристика золоторудных зон Алтынтауского рудного района по электроразведочным и геологическим данным (И. И. Попов, Х. Рахматуллаев. У. Халилов) 91
Часть II. Основные черты строения и развития земной коры Узбекистана
Глава I. К стратиграфии и тектонике докембрийских образований Узбекистана (Р. Н. Абдуллаав, М. А. Ахмеджанов. Э. Р. Базарбаев, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов) 101
Глава II. Глубинное геологическое строение центральной части Южного Тянь-Шаня по геологическим, гравиметрическим и магнитометрическим исследованиям (Б. С. Вельмовский, И. А. Кензин, Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев, Н. К. Роз, Ю. С. Шманенко) 130
Глава III. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана (Ф. Х. Зуннунов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. Х. Хамрабаев) 154
Часть III. Некоторые геохимические особенности домезозойских геологических формаций отдельных районов Узбекистана
Глава I. К геохимии осадочных и осадочно-метаморфических пород палеозоя и допалеозоя Узбекистана 173
К методике геохимических исследований глубинных частей земной коры (С. Т. Бадалов) 173
К геохимии докембрийских осадочно-метаморфических пород Западного Узбекистана (В. Ф. Савельев, Р. А. Магдиев, Э. Т. Абдуллаев, Х. К. Каримов, М. А. Шаисламова) 177
Распределение главнейших породо- и рудообразующих элементов в породах докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана (А. В. Покровский) 189

Распределение меди в домезозойских осадочных породах Чаткало-Кураминского региона (И. М. Голованов) 194
Особенности распределения висмута, сурьмы и мышьяка в докембрийских и палеозойских осадочных формациях Чаткальских гор (Э. А. Дунин-Барковская, Л. М. Глейзер, Д. М. Сургутанова) . . 197
Повышенные концентрации элементов в породах и возможные причины их возникновения (С. Т. Бадалов) 211
Глава II. Геохимические особенности магматических формаций Узбекистана . 216
Распределение некоторых породо- и рудообразующих элементов (K, Na, Fe, Cu и Au) в домезозойских магматических формациях Восточного Узбекистана (К. Урунбаев, В. И. Айзенштат). 217
Особенности распределения некоторых породо- и рудообразующих элементов (K, Na, Fe, Th, U, Cu, Au) в герцинских интрузивных формациях Западного Узбекистана (П. Т. Азимов, Р. А. Магдиев, М. А. Шаисламова). 244
Некоторые данные по содержанию воды и органического углерода в магматических породах Узбекистана (А. Мусаев) 254
Основные геохимические особенности магматических формаций Узбекистана (И. Х. Хамрабаев) 261
Заключение 266
Литература 270

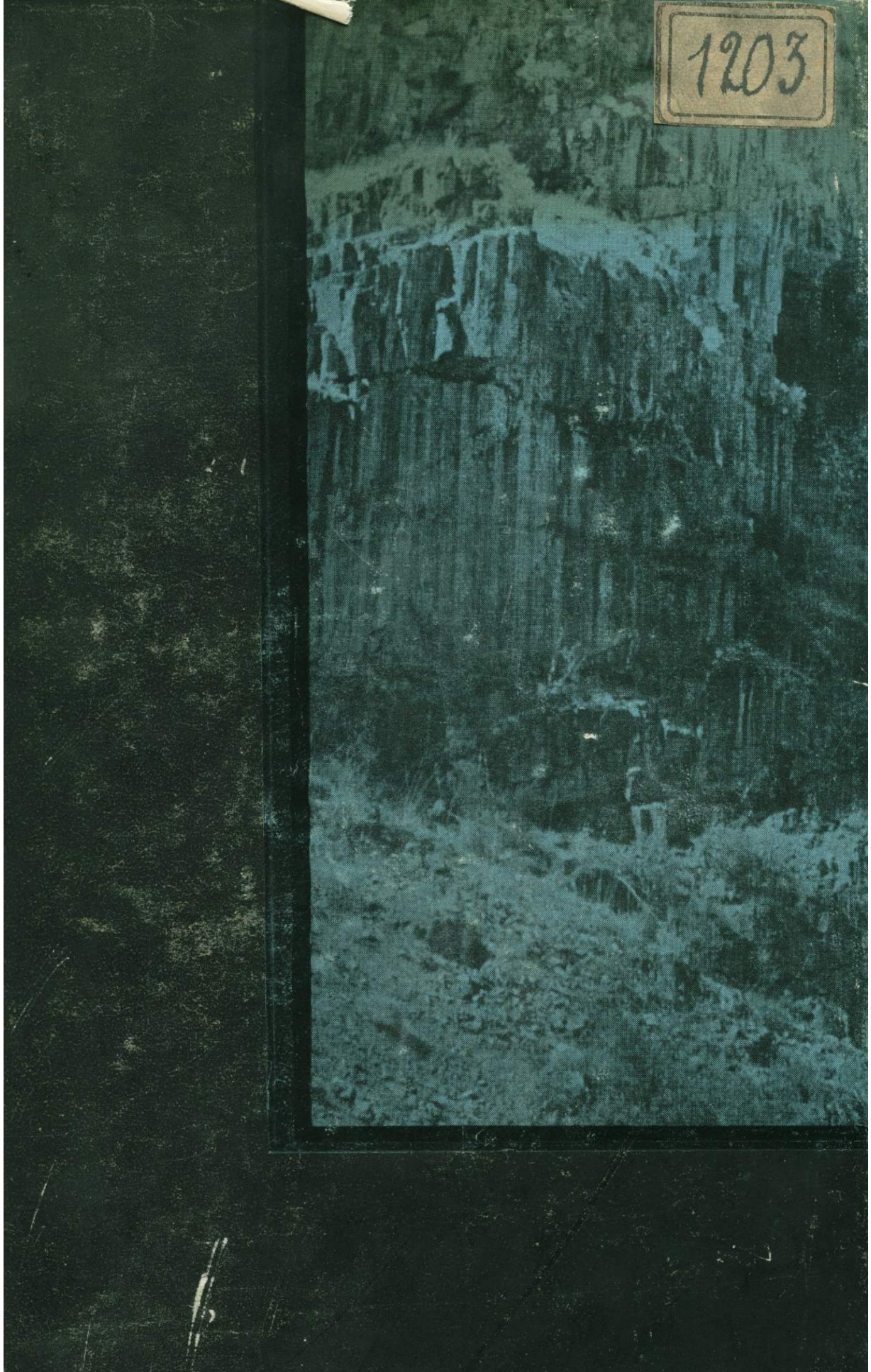
Коллектив

ЗЕМНАЯ КОРА УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева и Отделением „Науки о Земле" АН Уз ССР

Редактор *Д. Захаровская*
Художник *В. Гий*
Технический редактор *Р. Рузиева*
Корректор *О. Вахнина*

Р05335. Сдано в набор 6/V-74 г. Подписано к печати 27/VI-74 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Бум. л. 9,0. Печ. л. 25,2.
Учетно-изд. л. 23,0 (1 вкл.) Изд. № 673. Заказ 89. Тираж 1000. Цена 2 р. 70к.
Типография Издательства „Фан" УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 21.
Адрес издательства: Ташкент, Гоголя, 70.


1203