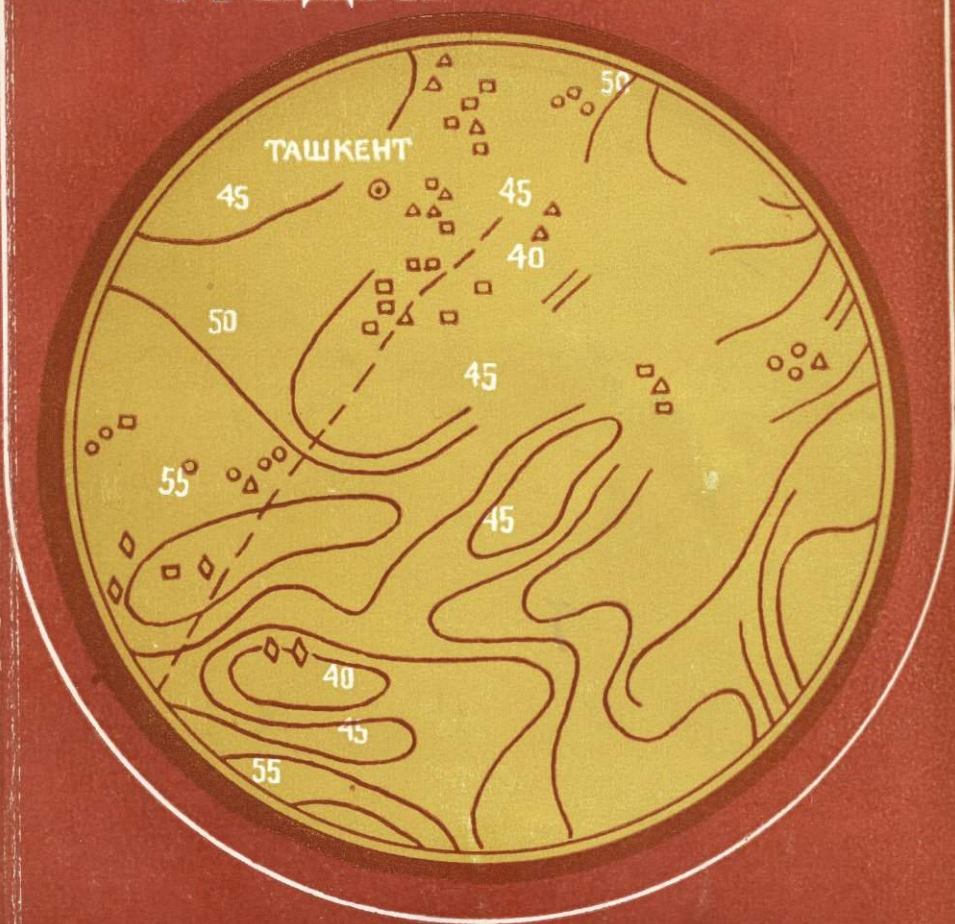


# СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ  
С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
СРЕДНЕЙ АЗИИ

3054

ТАШКЕНТ.  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР.  
1987



УДК 553.078:550.347.62(575)

Хамрабаев И. Х., Воронич Т. М., Горьковой О. П. и др. **Связь металлогении с глубинным строением земной коры центральной части Средней Азии.** Ташкент: Фан, 1987, 124 с.

В монографии приводятся металлогеническая и геофизическая характеристики центральной части Средней Азии и взаимоотношения рудоносности с глубинным строением земной коры. Показана степень геофизической изученности территории, масштабы и детальность проведенных исследований. Даны отличия глубинного строения крупных металлогенических единиц. Рассмотрены вопросы связи месторождений различных металлов с особенностями глубинного строения земной коры, магнитными, гравитационными и геофизическими полями; установлены определенные закономерности этих взаимоотношений.

Для геологов, занимающихся изучением металлогении и рудных месторождений.

Лит. 129 назв., ил. 28, табл. 4.

Ответственный редактор  
акад АН УзССР *Х. Н. Баймухамедов*

Рецензенты:  
докт. геол.-мин. наук *И. М. Мирхаджиев*  
канд. геол.-мин. наук *М. М. Мансуров*

## ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа — итог многолетнего изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии в связи с металлогенезом Средней Азии. Она опирается как на профильные исследования ГСЗ, в том числе выполняемые по Международному Памиро-Гималайскому проекту, так и на детальные площадные сейсмологические исследования значительной части территории Узбекистана, Таджикистана, проведенные в рудных районах с применением аппаратуры «Земля» и ВЭГИК (Алмалык-Ангренский, Центральнo-Кызылкумский районы). Привлечены многочисленные данные грави- и магнитометрического изучения различных масштабов. Материалы по Памиро-Гималайскому проекту опубликованы в работах «Земная кора Узбекистана» (1974), «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии» (1977), «Литосфера Памира и Тянь-Шаня» (1983), «Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня» (1984) и др. В настоящей монографии мы опирались на эти материалы и привлекли новые данные геофизических исследований.

Металлогеническая характеристика дается по материалам сотрудников ИГГ АН УзССР, опубликованным в монографии «Региональная металлогения центральной части Средней Азии» (1979).

Впервые приводятся результаты сопоставления геофизического и металлогенического районирования, произведенных независимо друг от друга, но обнаруживших большую сходимость. Различие в деталях определило ряд принципиально новых положений, которые требуют дальнейшего разрешения.

В работе приводится большой оригинальный материал по морфоструктурам главных геофизических границ раздела земной коры («гранито-гнейсового, «базальтового» слоя поверхности «М») и положению относительно их поверхностных структур и различных рудных формаций. Рассматривается положение оруденения в гравимагнитных полях и дается возможная интерпретация этого. Большой раздел посвящен статистическому анализу связи распределения оруденения (около 1500 точек) и различных геофизических параметров (общая мощность земной коры, средняя скорость сейсмических волн в коре, соотношение

слов, степень неоднородности и т. д.). Статистика приводится и по данным профильных и площадных исследований ГСЗ.

Специальный раздел, написанный по многочисленным литературным данным, посвящен состоянию всей проблемы связи оруденения с глубинным строением земной коры. Одновременно разбирается вопрос о правомерности такого сопоставления и необходимых для этого условий.

Как известно, площадь Средней Азии насчитывает около 1,3 млн. кв. км. Из них  $3/4$ , т. е. почти 1 млн. кв. км, приходится на закрытые территории. Здесь домезозойский фундамент, с которым связано более 90% известных рудных месторождений Средней Азии, залегает на глубинах от 40—50 м до 11—12 км от современной поверхности. Фундамент закрытых территорий представлен погруженными частями Южного и Срединного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского массива.

Статистический анализ связи оруденения и строения земной коры проводился главным образом по открытым территориям. Но, опираясь на эти закономерности, можно оценивать с определенной долей вероятности перспективы фундамента и закрытых территорий, в чем роль геофизики особенно велика.

Авторы отдают себе отчет, что исследования по проблеме связи металлогении и глубинного строения земной коры очень далеки от завершения. Как считают и многие другие авторы, по существу в настоящее время ведется лишь поиски путей решения этой проблемы, принципов и методологии. Это касается и приведенных в монографии материалов, часть из которых должна рассматриваться как постановка вопроса.

## ОБЗОР РАБОТ ПО СВЯЗИ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

В разделе дается общее представление о существующих взглядах на проблему взаимосвязи оруденения с особенностями глубинного строения земной коры.

Активно привлекать геофизические данные для металлогенического анализа исследователи начали в пятидесятые годы. Так, Б. А. Андреев (1958), сопоставляя структурно-металлогенические зоны с гравитационными аномалиями, отмечает, что зоны с «лейкократовым» оруденением характеризуются близкими к нулю или отрицательными аномалиями Буге, причем намечается прямая зависимость между масштабом оруденения и интенсивностью аномалий.

Д. Н. Казанли (1958, 1959) и Г. Н. Щерба (1959) указывают, что редкометалльные месторождения Центрального и Восточного Казахстана тяготеют преимущественно к областям с повышенной мощностью земной коры, связанной с погружением поверхности М. При этом Д. Н. Казанли подчеркивает, что подавляющее большинство месторождений расположено по периферии крупных региональных структур, формирование которых захватывает всю толщу земной коры. Области развития лейкократового оруденения характеризуются отрицательным гравитационным полем, мезократового — слабо дифференцированным положительным.

А. К. Каюпов (1960) зональность оруденения на Алтае связывает, кроме всего прочего, со строением и изменением мощности земной коры во времени.

Г. Н. Щерба и А. А. Попов (1962), анализируя размещение рудоносных площадей южной части Восточного Казахстана, отмечают, что главные рудоносные площади имеют мощности земной коры более 46 км. Из всех металлов только медь обнаруживает тенденцию к пониженным мощностям (до 43 км). Для полиметаллических и особенно редкометалльных месторождений характерны повышенные (до 55 км) мощности земной коры. Часто рудные зоны совпадают с линиями ступенчатых изгибов ее границ.

В. И. Гольдшмидт (1963), сопоставляя размещение оруденения с некоторыми особенностями земной коры и геофизическими параметрами Чингиз-Тарбогатайского района (Центральный Казахстан), приходит к выводу, что рудопроявления и ореолы рас-

сеяния меди, полиметаллов и золота располагаются на площадях с сокращенной мощностью земной коры и общим повышенным уровнем гравитационного поля. С увеличением мощности земной коры, особенно в районах с опусканием кровли базальтового слоя, увеличивается концентрация рудопроявлений и ореолов рассеяния редких металлов. Районы, характеризующиеся региональными максимумами гравитационного поля и блоковыми поднятиями кровли базальтового слоя, оруденением бедны.

Г. Р. Бекжанов, Ю. А. Колмогоров, В. А. Цареградский (1965), проведя сопоставительный анализ размещения эндогенных месторождений Восточного Казахстана с особенностями глубинного строения земной коры, приходят к выводу о существовании причинной взаимосвязи между ними. Этот вывод подтвержден в коллективной монографии (1969), посвященной геотектоническому районированию Казахстана по геофизическим данным. Имеющийся фактический материал показывает, что промышленные узлы месторождений золота соответствуют глубине залегания поверхности М 49—53 км и поверхности К 14—18 км при малой мощности (4—8 км) диоритового слоя (подслоя). Промышленные полиметаллические узлы приурочены к площадям с глубиной поверхности М 40—50 км, диоритового слоя — 10 км при мощности 12 км.

Устанавливается определенная закономерная связь и с мощностями основных слоев земной коры. Так, при изменении мощности диоритового слоя в пределах 3—15 км полиметаллические месторождения преимущественно приурочены к районам, где его мощность 12 км, редкометалльные — 12—13 и золоторудные — 4—7 км.

Мощность базальтового слоя изменяется в пределах 20—35 км. При этом полиметаллические узлы развиты в районах с мощностью базальтового слоя 25—27 и 30—31 км, меднорудные — 25—30, редкометалльные 25—31 км.

Выделяются два уровня размещения месторождений — 45 и 48—52 км. Известные полиметаллические месторождения развиты на площадях, где глубины до поверхности М составляют 45 и 50—51 км, медные 45 и 48—50, редкометалльные 45, 48 и 50—52, молибденовые 45 и 48, вольфрамовые 50—52, золоторудные 49—51 и 53 км.

Приведенные данные, а также ряд других позволили авторам сделать вывод о существовании причинной взаимосвязи между магматическими и металлогеническими проявлениями, с одной стороны, и совокупностью физических, химических и иных характеристик глубинных слоев земной коры и поверхностью М — с другой.

М. И. Ицксон (1964, 1966) показал связь разных металлогенических провинций с крупными геотектоническими элементами и особенностями глубинного строения земной коры. Анализируя металлогению подвижных поясов восточноазиатского типа в

связи с особенностями глубинного строения, он отмечает, что положение рудоносных районов золото-серебряной, медной и полиметаллической минерализаций (о-ва Хоккайдо, Хонсю) определяется приуроченностью их к протяженному относительному прогибу поверхности М ( $h_m$ -30—35 км, редко до 40).

По-видимому, эта мощность оптимальна для локализации медно-полиметаллической и золото-серебряной минерализации.

Рассматривая совокупность геолого-геофизических данных, М. И. Ицкисон приходит к выводу, что в стадии активизации под негативными структурами типа наложенных впадин поверхность базальтового слоя поднимается. Это, вероятно, обусловлено местной, скорее всего метасоматической, базификацией континентальной коры. Указанный процесс, по его мнению, неизбежно должен сказаться на особенностях эндогенной металлогении депрессионных (в данном случае) структур.

Ф. Б. Бакшт (1970) отмечает, что площади золоторудных месторождений Горного Алтая (и не только этого региона) характеризуются зонами минимумов магнитного поля. Отрицательные магнитные аномалии, зоны относительных минимумов или просто локальные участки спокойного пониженного поля предлагается использовать как косвенный критерий при прогнозировании на золото и некоторые другие полезные ископаемые (Cu, CaF<sub>2</sub>).

Причины возникновения минимумов магнитного поля Ф. Б. Бакшт видит в размагничивании, происходящем в результате эндогенных геохимических процессов.

В. И. Гольдшмидт и Ю. А. Колмогоров (1970), рассматривая возможности использования результатов региональных съемок (в частности, гравиметрических) при прогнозно-металлогенических исследованиях, указывают, что, во-первых, месторождения редких металлов образуют зоны вдоль внутренних краев флексур гравиметрического поля на периферии областей внутренних региональных аномалий; во-вторых, более дифференцированному значению региональных аномалий силы тяжести в редукции Буге соответствует большее развитие гранитоидов и более интенсивное проявление редкометалльного оруденения; в-третьих, месторождения редких металлов развиты и вдоль внутренних границ региональных аномальных полей, т. е. опять же на перегибах глубинных структур, выраженных в гравитационном поле.

И. А. Кочетков и И. А. Розенфарб (1971), анализируя геологические и пространственные особенности размещения эндогенных месторождений северо-западной части Рудного Алтая по отношению к физическим полям, отмечают, что площади наиболее интенсивных положительных и отрицательных гравитационных локальных аномалий не несут рудной минерализации и должны исключаться из числа перспективных. Рудным районам соответствуют средние по интенсивности (примерно 6 мгл) остаточные гравитационные и пониженные магнитные поля. Многие месторождения тяготеют к зонам высоких градиентов, в частности, к местам их осложнений.

Э. Н. Лишнеvский (1972, 1974), рассматривая по гравиметрическим данным особенности размещения рудной минерализации в Забайкалье и отдельно в Сихоте-Алиньской складчатой области, показал, что закономерности размещения эндогенного оруденения лучше всего отображаются остаточными аномалиями  $\Delta g_{\text{ост.}}$ , характеризующими плотностные неоднородности гранитного слоя земной коры. При этом массы, создающие гравитационные аномалии, располагаются, по расчетным данным, на глубинах, не превышающих 15—17 км. Региональные аномалии, отражающие поведение глубинных поверхностей М и К, как правило, оказываются несоизмеримыми по площади с отдельными рудными зонами и районами и лишь в особых случаях могут быть сопоставлены с рудными провинциями или значительными их участками.

Наибольшее относительное количество точек минерализации почти всех элементов (Sn, W, Mo, Pb, Sb, As, Au) приурочено к полям локальных гравитационных аномалий малой напряженности. В интервале  $\pm 5$  мгл концентрируется 51,3% проявлений Sn, 47,8% W, 75,8% Mo, 65,6% Pb и т. д.

Э. Н. Лишнеvский указывает, что для сопоставления проявлений различных металлов в интервалах гравитационного поля наиболее применим параметр плотности (экстенсивности) оруденения. Проведенный на этом основании анализ показал, что повышенные концентрации рудопроявлений олова, вольфрама и молибдена приурочиваются к интенсивным отрицательным остаточным аномалиям и сопредельному с ними полю средней напряженности.

Практически все оловянные, олово-полиметаллические, олово-вольфрамовые месторождения независимо от рудноформационной принадлежности располагаются в отрицательном поле средней и слабой напряженности. Золотая минерализация наиболее характерна для площадей со слабыми отрицательными и положительными аномалиями.

Г. И. Менакер (1972), рассматривая закономерности пространственного размещения рудных месторождений в связи со строением земной коры Центрального и Восточного Забайкалья, отмечает, что месторождения фемического типа сопряжены с положительными аномалиями гравитационного и магнитного полей, а сиалического — с отрицательными. При этом 75% месторождений первого типа локализуются на участках с минимальной мощностью земной коры ( $H_M = 40—42$  км) и наименее глубоким залеганием кровли базальтового слоя ( $H_B = 14—16$  км), а 85% второго типа — на участках с увеличенной мощностью земной коры ( $H_M = 42—48$  км) и наиболее глубоким залеганием кровли базальтового слоя ( $H_B = 19—22$  км).

В верхней части земной коры рассматриваемой Г. И. Менакером территории выделена физическая поверхность, разделяющая гранитный (в обычном понимании) слой на две части: гранитно-осадочный и диорит-метаморфический. Эта поверхность определя-

ет вертикальную и горизонтальную рудно-магматическую зональность региона. Глубина ее залегания обуславливает рудно-магматическую специализацию отдельных блоков на уровне дневной поверхности.

Вопросы взаимосвязи ртутносности с особенностями строения земной коры зон тектоно-магматической активности рассматривали В. В. Чупров, М. Н. Столпнер и В. С. Антипов (1973). Ртутносные районы приурочены к линейным гравитационным ступеням значительной амплитуды. Ртутные рудные поля, как правило, тяготеют к областям пониженных отрицательных ( $-100$ ,  $-200$  гамм) значений регионального магнитного поля или участкам знакопеременного.

Указанные исследователи отмечают также приуроченность рудных зон к прогибам поверхности  $M$  и вышележащих сейсмических границ, причем рудные зоны совпадают (в проекции) с краевыми или центральными частями прогибов.

Интересную работу по анализу зависимостей между размещением рудных месторождений и глубинным строением земной коры провели Ф. С. Моисеенко и Н. П. Есиков (1974). Они показали большое значение диоритового слоя, распределение масс которого играет важную роль в размещении месторождений редких металлов, меди, свинца и цинка. По их наблюдениям, соотношение мощности надбазальтового отдела коры и базальтового слоя различно для полиметаллического и скарнового молибденового типов, с одной стороны, и редкометалльного включая молибденовые месторождения грейзенового и кварцево-жильного — с другой.

Несколько позже (1975), рассматривая связь рудных месторождений с глубинным строением земной коры, Ф. С. Моисеенко отмечает, что если какой-либо слой земной коры прямо или косвенно служит мобилизирующим фактором, то следует ожидать наличия корреляционной зависимости между размещением месторождений и мощностью или в еще большей степени, рельефом поверхности этого слоя. Наиболее важной характеристикой этой связи будет коэффициент (или мера) связи.

Проведя на примере Алтае-Саянской области анализ соотношений рудных месторождений с мощностями земной коры и коэффициентами связи, Ф. С. Моисеенко приходит к выводу о существовании генетической связи рудных месторождений с различными слоями земной коры. Так, месторождения вольфрама и олова тесно связаны с гранитным слоем (точнее, с его локальными утолщениями), цинка, свинца, мышьяка и меди — с диоритовым. Источником большинства месторождений свинца, цинка и серебра, по-видимому, является диоритовый слой. Отмечается четкая зависимость размещения месторождений полиметаллов от глубины залегания базальтового слоя.

В результате анализа отмечается существенная роль базальтового слоя в образовании различных очагов (в том числе и

магматических), осуществлявших мобилизацию и перенос рудных компонентов.

В обобщающей работе Н. А. Беляевского (1974), посвященной анализу особенностей строения земной коры территории СССР, довольно полно рассмотрены вопросы глубинного строения металлогенических зон и провинций по геофизическим данным. По его сведениям, особенности строения земной коры платформенных областей свидетельствуют о намечающихся связях ее строения с региональными особенностями размещения эндогенного оруденения. Так, в Кольской никеленосной провинции на Балтийском щите мощность базальтового слоя заметно преобладает над мощностью гранитового. Причем в районе Печенгской группы никелевых месторождений мощность гранитного слоя резко сокращается до 6—7 км.

Н. А. Беляевский считает, что в большинстве металлогенических провинций на распространение и состав рудной минерализации значительно влияют мощность и состав гранитного слоя и лишь в меньшей мере мощность и положение поверхности базальтового. Не исключается также значение соотношения их мощностей для отдельных провинций.

Довольно отчетливо устанавливается определенная связь размещения некоторых металлогенических зон с особенностями рельефа поверхности М. Часто металлогенические зоны тяготеют к ее ступеням. Так, золотой пояс Западной субпровинции в пределах Верхояно-Калымской металлогенической провинции характеризуется перепадом глубин до поверхности М до 10 км на протяжении около 100 км. То же отмечается для Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалиньского вулканических поясов с протяженными зонами свинцово-цинкового и золотого оруденения, для зон колчеданного оруденения Большого Кавказа и рудных зон Закарпатья; кимберлитовые трубки Анабарского и Олонцкого массивов тяготеют к крутым склонам поднятий поверхности М.

Для некоторых зон характерна нечеткая граница раздела гранит—базальт. Н. А. Беляевский считает, что для металлогенических зон и рудных узлов главными являются не региональные, а локальные особенности строения земной коры; разным типам эндогенной рудной минерализации соответствуют свои локальные особенности.

Для свинцово-цинковой и медной минерализации Токтогульского синклинория (Центральный Казахстан) отмечается значительная глубина до поверхности М; для узлов золоторудного оруденения — несколько сокращенная мощность гранитного слоя при заметном возрастании базальтового. Полиметаллическое оруденение Рудно-Алтайской зоны характеризуется приподнятым положением поверхности базальтового слоя, а Белозерский железорудный узел отличается весьма неглубоким его залеганием (8—10 км) при значительной мощности.

Для палеозойских складчатых систем Н. А. Беляевский предполагает важное значение для размещения оруденения различия мощностей различных слоев земной коры. Так, он отмечает, что хромитовое, медноколчеданное оруденение, отличается значительным разрастанием базальтового слоя и сокращением мощности гранитного. То же наблюдается и в Печенгском никеленосном рудном узле. Районы меднопорфирирового, золотого и другого оруденения Центрального Казахстана и Узбекистана, наоборот, тяготеют к участкам земной коры с увеличенной мощностью гранитного слоя.

Н. К. Булин и М. И. Ициксон (1975), рассматривая некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы в связи с особенностями глубинного строения отмечают, что по толщине современной земной коры металлогенические зоны мезозойской активизации не обнаруживают существенной специфики. Они отличаются следующим.

**Золото-молибденовый пояс Приамурья.** В глубинном разрезе пояс проявляется как зона моноклиального залегания сейсмических границ, падающих в северном направлении под углом  $3-7^{\circ}$ , сохраняющегося в широком интервале глубин — от 6 до 60 км. Эта зона уникальна на всем протяжении исследованного профиля, что позволило указанным авторам высказать предположение, что именно «моноклиальность», а не общая мощность земной коры и ее слоистая модель — один из наиболее информативных признаков для определения локализации рудоносных региональных структур.

В низах базальтового слоя в пределах пояса на 4—6 км выше поверхности М прослеживается сейсмический горизонт, представляющий более резкую границу, чем подошва земной коры.

Почти на всем протяжении пояс отличается пониженными величинами средней намагниченности образований фундамента (в 2—4 раза).

**Северо-Становая металлогеническая зона.** Здесь также в пределах блока шириной около 30 км фиксируется моноклиальное (до  $10^{\circ}$ ) залегание большинства сейсмических границ в интервале глубин от 15 до 90 км. Характерна низкая намагниченность развитых здесь архейских метаморфических толщ; эндогенная металлогения (Au, Ag, Mo, Cu) «стремится избегать» толщ высокой намагниченности.

**Центрально-Алданская зона.** Залегание сейсмических границ практически горизонтальное. Земная кора отличается высокой дифференцированностью по упругим свойствам в вертикальном направлении и исключительно резкой границей земная кора — верхняя мантия. Районы развития золоторудных месторождений отличаются существенным уменьшением намагниченности, а для некоторых месторождений фиксируются локальные минимумы.

Ареалу развития свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау соответствует зона моноклинального залегания сейсмических границ, проявленная в гранитно-метаморфическом слое до глубин порядка 25 км.

Как отмечают Н. К. Булин и М. И. Ициксон, в Центральном и Западном Забайкалье установлено 10 зон аномального глубинного строения с поперечным размером 20—50 км с углами наклона границ до  $10^\circ$  в гранитно-метаморфическом слое. Значительная часть зон может быть приведена в соответствие с конкретными рудными районами.

Е. А. Радкевич и др. (1975), рассматривая глубинное строение Приморья в связи с вопросами магматизма и металлогении, отмечает, что главная масса оловорудных проявлений касситерит-силикатно-сульфидного типа сосредоточена в пределах Главной металлогенической зоны Приморья, соответствующей, по материалам ГСЗ, валообразному поднятию поверхности К. Глубинный базальтовый вал представляет собой сравнительно узкое (5—8 км) поднятие базальтового слоя. Относительное его превышение 1—4 км.

Положение важнейших оловорудных узлов соответствует участкам пересечения разноориентированных, главным образом, близширотного направления, зон с областью валообразного поднятия кровли базальтового слоя.

В. В. Пуринг и др. (1976, 1977), рассматривая использование особенностей глубинного строения земной коры для металлогенического анализа на примере Дальнего Востока, отмечают, что существуют некоторые закономерности размещения месторождений и рудных районов олова, золота и ртути в зависимости от мощности, характера рельефа подошвы коры и некоторых других особенностей современной структуры.

Особенности глубинного строения территории наиболее отчетливо коррелируются с региональными структурами мезозойско-раннекайнозойской активизации; активизированным поднятием свойственно двухстороннее утолщение (раздувы) базальтового слоя до 25—30 км. Месторождения и рудные районы олова располагаются, главным образом, в блоках с повышенной мощностью земной коры, эндогенные месторождения золота тяготеют к блокам, наиболее дифференцированным по морфологии глубинных границ со средней и повышенной мощностью земной коры, а проявления ртути — к линейным поднятиям поверхности Мохоровичича.

Намечаются и определенные различия в строении территорий с различными рудными формациями. Так, месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-вольфрамитовой формаций приурочены к участкам со значительной мощностью земной коры, повышенными градиентами изменения мощности базальтового слоя, его вало- и куполообразными поднятиями с относительным превышением 2—4 км.

Месторождения силикатно-сульфидной группы оловорудных формаций характеризуются умеренной мощностью коры и сложной конфигурацией глубинных границ.

С. И. Зак и др. (1977), рассматривая взаимосвязи металлогении и глубинного строения Карело-Кольского района, отмечают приуроченность сульфидных медно-никелевых месторождений к прогибам поверхности М с амплитудами 10—15 км, а рудоносных зон тектоно-магматической активизации (медно-молибдено-вольфрамовое оруденение) — к склонам воздымания поверхностей М и К.

Э. Н. Лишневский и Л. Н. Овчинников (1977) провели интересные исследования по «стереометаллогении» восточного фланга зоны БАМ. Они показали роль петрофизических и геохимических данных при выделении блоков земной коры с различной металлогенией и установили статистические связи между проявлениями отдельных металлов и гравитационными аномалиями.

В пределах Становой складчатой системы рудопроявления железа приурочены к интенсивным положительным и отрицательным аномалиям, а месторождения — к отрицательным полям слабой и высокой напряженности. Рудопроявления свинца и цинка — в интенсивных аномалиях обоих знаков, а месторождения — в отрицательном поле средней напряженности.

Определенные статистические связи установлены и для Монголо-Охотской, Сихотэ-Алиньской систем и Бурейнского массива.

Особенности металлогении и гравитационных полей авторы связывают с интрузивами различного состава и мощности, обуславливающими неоднородности гранитного слоя, которые являются «глубинными факторами в последней инстанции», непосредственно контролирующими размещение эндогенного оруденения в отличие от более глубоко залегающих поверхностей К и М.

П. Ф. Родионов (1981), рассматривая особенности физических полей на колчеданных месторождениях Среднего Урала, отмечает, что медноколчеданные месторождения Красноуральского и Кировоградского районов расположены в краевой зоне крупной аномалии силы тяжести. В пределах региональной аномалии месторождения тяготеют к краевым зонам локальных положительных аномалий.

Полосы развития рудовмещающих пород характеризуются чередующимися локальными положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести, а интенсивность магнитного поля над рудовмещающими породами понижена. То же отмечается и для оруденения Джусинского района (Сопочько, Никифоров, Тепляков, 1981).

На связь железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд Жайльминской синклинали Центрального Казахстана с определенными гравитационными и магнитными полями указывает А. В. Строителева и Т. Г. Каймирасова (1982). Они отмечают, что форма магнитных и гравитационных аномалий зависит от струк-

турных форм рудовмещающих пород и глубины залегания оруденения и обычно бывает либо линейновытянутая, либо овалоидная.

Интересная мысль высказана в монографии «Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита» (1983). Авторы на основе изучения особенностей геологического развития приходят к выводу, что в Карельском геоблоке в процессе развития лопийской подвижной области установились четкие вертикальные связи активизированной мантии с корой с последующим поступлением рудного вещества из мантии. В Беломорском геоблоке такие фиксированные связи мантия — кора отсутствуют, не проявились здесь и рудные поля.

Условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений в связи с глубинным строением земной коры районов Забайкалья рассмотрены в работе И. Н. Томсона, В. И. Казанского и О. А. Дюжикова (1983). Проведя статистическую обработку, указанные авторы установили, что 84% редкометалльных месторождений Восточного и Центрального Забайкалья локализуется в сиалических блоках, где мощность гранитно-осадочного слоя достигает 7 км, а 70% полиметаллических месторождений — в фемических с мощностью гранитно-метаморфического слоя до 1 км. При этом редкометалльные месторождения тяготеют к блокам с максимальной мощностью земной коры (44—48 км) и наиболее глубоким залеганием кровли базальтового слоя (19—22 км), а полиметаллические — к блокам с минимальной мощностью коры (40—42 км) и приподнятой до 14—16 км кровлей базальтового слоя.

А. А. Ворошилов и др. (1983), рассматривая закономерности размещения оловянного и вольфрамового оруденения на Северо-Востоке СССР указывают, что в региональном плане для этого оруденения наиболее благоприятны площади, характеризующиеся большой мощностью осадочного слоя земной коры и повышенной глубиной залегания разделов М и К, отрицательными остаточными аномалиями гравитационного поля.

Ф. Н. Юдахин (1983), рассмотрев геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня (в основном в пределах Киргизской ССР), отмечает, что редкометалльные месторождения располагаются в пределах локальных отрицательных аномалий Фая, наблюдаемых на фоне обширных гравитационных максимумов и зон резких горизонтальных градиентов трансформированного гравитационного поля в редукции Пуанкаре-Прея.

Казахстанские геологи, изучившие глубинное строение и металлогению Восточного Казахстана (1983), в частности, указывают, что важным критерием рудоносности блоков литосферы является их вещественная характеристика и направленность дифференциации вещества, а также типы основности коры в целом (фемический, сиалическо-фемический, салический). Критерием для оценки промышленной рудоносности структур в пределах

блоков могут служить признаки глубокой структурной перестройки коры.

Е. А. Радкевич и др. (1984), рассматривая глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока, отмечают, что намечается приуроченность ртутного оруденения к линейным поднятиям поверхности М; мощность земной коры в районах развития ртутного оруденения составляет 32—38 км.

Для оловянной минерализации взаимосвязи несколько различны. Так, продуктивность различных участков Ям-Алинского района (Среднее Приамурье) резко различна, что, по мнению авторов, может быть следствием различного строения земной коры. Здесь участкам повышенной мощности земной коры (40—46 км) и гранитного слоя (10—15 км) соответствуют площади развития мало перспективных мелких месторождений кварц-касситеритовой формации; благоприятные условия для формирования крупных месторождений касситерит-силикатной формации появляются на участках уменьшенной мощности земной коры (32—34 км) и гранитного слоя (до 10 км).

В то же время площадям развития высокотемпературной касситерит-кварцевой формации (Баджалский рудный район) свойственно значительное увеличение мощности земной коры (до 40 км) при резком возрастании гранитного (15—18 км) и базальтового (20—22 км) слоев.

Во многих случаях повышенная концентрация оловорудных и ртутных месторождений пространственно связана с базальтовыми и мантийными «валами».

Рассматривая эволюцию медного и свинцового рудообразования в геологической истории Земли, Е. И. Филатов и Е. П. Ширай (1984) указывают, что это оруденение формируется при достижении определенной зрелости земной коры, несколько различной для медного и свинцового оруденения. Кроме того, они отмечают, что в пределах формационного типа соотношения меди и свинца в рудах коррелируются с мощностью гранитного слоя земной коры.

Наиболее широко вопросы взаимосвязи металлогении с глубинным строением земной коры рассмотрены в работе Г. Н. Щербы и др. (1983), посвященной металлогеническим провинциям и поясам Казахстана.

Изучая особенности глубинного строения, они пришли к заключению, что в разных геоструктурных зонах отмечается индивидуальный тип локальной расслоенности, сохраняющийся до самых глубоких частей земной коры, а иногда и в подкорковом субстрате.

Сопоставление независимо построенных схем мощности земной коры, рельефа поверхности metabазальтового слоя и расположения рудных провинций и поясов с их разнообразно оруденеными зонами и подзонами позволило указанным авторам отметить следующие особенности взаимосвязей земной коры и металлоносности.

1. Металлоносные провинции совпадают с положением устойчивых изометричных блоков земной коры с расплывчатыми ограничениями и малыми градиентами рельефа поверхности М в пределах 40—45 км.

2. Рудные пояса располагаются вдоль полосовых аномальных зон, чаще всего прогибов в поверхности М с резкими градиентами рельефа в интервале мощностей 43—52 км, т. е. приурочены к участкам первоначально нарушенной земной коры.

3. Размещение провинций и поясов в целом конформно рельефу поверхности М.

4. Для каждой группы металлов, несмотря на все последующие преобразования земной коры (исключая районы современных гор), характерны свои мощности:

а) для черных металлов с осевым расположением зон нет стабильных мощностей вследствие наложения процессов позднего скучивания;

б) для цветных металлов, особенно меди, характерны несколько пониженные мощности в пределах каждого геотектоногена (от 40 до 50 км);

в) для золота мощности составляют около 50 км;

г) для редких металлов мощности всегда повышенные (более 50 км).

5. Краевые металлогенические зоны поясов совпадают с высокоградиентными участками рельефа поверхности М, указывающими на различия в развитии соседних блоков.

Подчеркивается, что с осевыми частями аномальных поясов совпадают чернометалльные и полиметаллические зоны, а с периферическими — редкометалльные, меднорудные, реже золоторудные или полиметаллические. Вблизи осевых зон или в их центре располагаются еще более узкие и выдержанные зоны с хром-никель-кобальт-медным оруденением.

Закономерные взаимосвязи намечаются и между строением metabазальтового («базальтового») слоя и расположением рудных провинций и поясов. Анализ показал, что:

1) металлогенические провинции размещаются над уплощенными полями рельефа с глубинами залегания 20—25 км;

2) рудные пояса совпадают в проекции с участками пересеченного рельефа поверхности К согласно расположению ложбин, впадин;

3) металлогенические зоны с черными металлами приурочены к приподнятым частям рельефа поверхности К до глубин 15—20 км и более в горных местностях;

4) полиметаллические зоны тяготеют к валообразным поднятиям поверхности К до глубин 15, редко — 20 км.

5) золотое оруденение располагается менее закономерно, но все же над положительными формами рельефа К (15—25 км от поверхности);

6) редкометалльное оруденение всюду совпадает с понижениями рельефа поверхности К от 20 до 30 км;

7) медно-никелевые пояса совпадают с участками сгущения линейно-вытянутых изолиний рельефа поверхности К, в ряде случаев они отчетливо приурочены к областям над гребневидными поднятиями metabазальтового слоя.

Аналогичные взаимосвязи оруденения и глубинного строения земной коры устанавливаются и при рассмотрении отдельных регионов, в частности, Чу-Илийского пояса (геотектоногена).

В пределах Средней Азии специальные исследования по изучению зависимостей между глубинным строением земной коры и размещением эндогенных месторождений начались несколько позже, чем в других регионах. Инициатор их проведения здесь — И. Х. Хамрабаев, который рассмотрел этот вопрос в ряде работ (1968, 1971, 1974, 1977, 1979, 1981 и др.). По его мнению, между глубинным строением земной коры и размещением месторождений существует определенная связь, которая может быть использована не только для объяснения распределения месторождений, но и для перспективной оценки и прогноза.

И. Х. Хамрабаев, рассмотрев распределение месторождений отдельных групп элементов (литофильных, халькофильных, сидерофильных) в зависимости от геофизических полей, типов земной коры, глубины залегания границ М и К, отмечает, что эндогенные месторождения сурьмы, ртути и редких металлов (W, Mo) в Среднем и Южном Тянь-Шане локализуются в основном на участках со значительной мощностью земной коры — 40—60 км при повышенной мощности гранитного слоя (глубина залегания границы К 25—30 км).

В региональном плане показана связь отдельных типов эндогенных месторождений с определенными, выделенными И. Х. Хамрабаевым типами земной коры.

Так, областям с фемическим типом земной коры (Восточное и Южное Приаралье, Султануиздаг), имеющим мощности 35—40 км с резким преобладанием базальтового слоя над гранитным ( $M_B / M_T \geq 2$ ), присущ фемический профиль рудно-магматического комплекса с колчеданной, железорудной, титановой и марганцевой минерализациями; зональность оруденения пояссовая.

С сиалическо-фемическим типом земной коры (мощность 35—45 км,  $M_B / M_T \geq 1$ , наличие диоритового подслоя 5—10 км, а также высоко- и низкоскоростных включений в верхней части земной коры) связаны проявления железорудной, медно-цинково-цинковой и фторной минерализаций, размещение оруденения каркасно-узловое.

Для сиалического типа земной коры (мощность 40—60 км и более,  $M_B / M_T \geq 1$ ) характерно развитие редкометалльных (W, Mo, Sn) и графитовых месторождений.

Намечается и некоторая связь размещения месторождений с глубинами до границы М. Так, на территории Средней Азии железорудные, титановые, колчеданные и марганцевые месторождения и рудопроявления приурочены к участкам, где глубина до

границы М 35—45 км, медные и полиметаллические — 35—50, флюоритовые, флюорит-баритовые — 40—50, редкометалльные — 45—70 км.

Отмечено, что редкометалльные поля Западного Узбекистана совпадают с участками отрицательных значений силы тяжести, а ртутно-сурьмяная минерализация приурочена к областям резкого перепада значений силы тяжести.

Е. М. Бутовская и др., детализируя строение земной коры некоторых рудных районов Западного Узбекистана и Кураминской подзоны на основе данных различных геофизических методов, пришли к выводу, что участки золоторудных месторождений характеризуются высокой контрастностью поля скоростей в верхней части разреза и умеренными значениями мощности земной коры (38—41 км).

Краткий обзор работ по взаимосвязям размещения эндогенных месторождений с особенностями глубинного строения земной коры и геофизическими полями и приводимый ниже материал по центральной части Средней Азии позволяет, по нашему мнению, сделать следующие выводы.

1. Между размещением месторождений и глубинным строением земной коры существует взаимосвязь, механизм которой полностью еще не раскрыт.

2. Общие региональные особенности строения земной коры (типы) определяют, видимо, общий облик минерализации и характеризуют металлогенические области (провинции); в некоторых случаях металлогенические зоны коррелируются с особенностями рельефа поверхности М.

3. Районы размещения месторождений и особенности рудной минерализации меньше зависят от общей мощности земной коры и больше определяются ее внутренним строением, особенно морфологией границ раздела, характером расслоенности и соотношением основных ее слоев. При этом в некоторых районах развития эндогенных месторождений (возможно, определенных их типов) наблюдается местное увеличение (раздув) базальтового слоя.

4. Намечаются отличия в особенностях строения земной коры районов развития различных типов месторождений, различных формаций одного и того же металла и, в меньшей степени, месторождений и рудопроявлений.

5. Представляется, что связь месторождений с различными геофизическими параметрами принципиально различна; с особенностями глубинного строения земной коры — это причинная связь, с гравимагнитными полями — это связь с функцией преобразованной земной коры, включая сами месторождения и магматизм.

6. Районы развития месторождений, как правило, характеризуются средними значениями интенсивности гравимагнитных полей и их градиентными зонами.

## СОСТОЯНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ

В связи с исследованием связей металлогении со строением и развитием земной коры и верхней мантии вопрос об их геофизической изученности приобретает большую значимость.

Как известно, именно в Средней Азии Г. А. Гамбурцевым с сотрудниками впервые были начаты работы по созданию метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) — ведущего геофизического метода изучения больших глубин. Особенно широкое применение геофизические методы получили в связи с работами по международной программе «Верхняя мантия» и «Геодинамический проект». В Средней Азии начало этим работам положено Среднеазиатской региональной секцией научного совета по комплексному изучению земной коры и верхней мантии при ОГГГН АН СССР, организованной в 1967 г.

Ниже рассматриваются геофизическая изученность территории Средней Азии и наиболее важные результаты для некоторых ее частей (Памиро-Алай, Западный Узбекистан).

### ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Первые данные о внутренней структуре земной коры Средней Азии получены по записям близких землетрясений (Розова, 1936, 1947). Сетью расположенных на большом удалении друг от друга сейсмических станций того времени зарегистрированы волны  $P$ ,  $P^x$  и  $P_n$ , которые интерпретировались как головные на границах основных слоев земной коры. Общепринятой моделью коры являлась двуслойная модель консолидированной ее части с гранитными и базальтовыми слоями<sup>1</sup>. При этом волны  $P$  связывались с поверхностью фундамента,  $P^x$  — с поверхностью базальтового слоя,  $P_n$  — с мантией.

Первые исследования ГСЗ в СССР были проведены в 1949—1953 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева на территории между озерами Иссык-Куль и Балхаш (Гамбурцев, 1952, 1954). Школой Г. А. Гамбурцева предложена система интерпретации материалов ГСЗ, основанная на представлении о слоисто-однородной мо-

<sup>1</sup> Здесь и далее термины гранитный и базальтовый условные.

дели земной коры и доминирующем характере головных волн в наблюдаемом волновом поле с использованием принципов корреляционного метода преломленных волн (КМПВ). Прослеживались те же три волны ( $P$ ,  $P^x$  и  $P_n$ ), но для них создавалась система встречных годографов. Делалась попытка провести так же, как и в КМПВ, фазовую или волновую корреляцию волн. Но из-за кусочно-непрерывных систем наблюдений осуществить корреляцию не удалось.

В 1955 г. наблюдения ГЗС выполнены в Памиро-Алайской зоне в пределах Алайской долины и вдоль Памирского тракта (Косминская и др., 1958). Зарегистрирована сложная волновая картина, не позволяющая провести фазовую корреляцию даже основных волн. Использовалась так называемая групповая корреляция, при которой объединялись в протяженные сводные годографы серии осей синфазности с близкими кажущимися скоростями. В результате в пределах Северного Памира установлены большие мощности земной коры, достигающие 70 км.

Наиболее детальные материалы ГЗС в Средней Азии получены в 1958—1965 гг. под руководством Ю. Н. Година, его учеников и последователей. Впервые применялась система непрерывного профилирования, по которой отработан ряд профилей, пересекающих основные геоструктуры Средней Азии. Материалы по этим профилям обрабатывались по традиционной для тех лет схеме: проводилась групповая корреляция волн первых и последующих вступлений; волны при этом интерпретировались как квазиголовные. Построенные разрезы содержали большое число субгоризонтальных границ. По такой схеме обработаны профили Ленинабад — Караунгур (Годин и др., 1960а), Теджен — Карабекаул (Фоменко, 1962), Фараб — Тамдыбулак (Рябой и др., 1966).

В 60-е годы большое внимание стало уделяться отраженным волнам. Так, на профиле Карабекаул—Койташ (Ю. Н. Годин и др., 1960б, Н. С. и Б. С. Вольвовские, 1975) последующие вступления впервые обработаны как отраженные. Такой же подход использовался на профиле Фараб — Бабатаг (Егоркин и др., 1965).

Сравнение данных обработки, основанных на равных предположениях о природе последующих вступлений, оказалось возможным в результате повторной интерпретации А. В. Егоркиным (Егоркин, Матушкин, 1969) материалов ГЗС по профилю Фараб — Тамдыбулак. На двух вариантах разреза между поверхностью консолидированной коры и ее подошвой выделены четыре промежуточные границы, при этом, если В. З. Рябой первые три построил как преломляющие, то А. В. Егоркин — все как отражающие. Оба автора при построении глубинных разрезов пользовались генерализованными годографами опорных волн, не привлекая главную особенность волнового поля — надежную фазовую корреляцию волн соответствующих поверхности и подошве консолидированной земной коры, опорность этих горизонтов. Хотя на

двух вариантах сейсмического разреза мощность земной коры определена одинаково и составила около 40 км, ее внутренняя структура получилась различной.

Вопрос о природе волн, регистрируемых при ГСЗ, широко обсуждался в то время в геофизической литературе. Появились работы школы Г. И. Петрашеня по динамической теории распространения сейсмических волн в слоистых и градиентно-слоистых средах. Для применения и оценки выводов теории на экспериментальных данных необходимы качественные с точки зрения динамики волн записи и детальные исследования волновых полей. Такого рода данные получены на профилях ГСЗ Копетдаг — Аральское море (Рябой, 1966), Арысь — Балхаш (Пушкарев и др., 1968), Каскеленский (Шацлов, 1980). При полевых наблюдениях производилась калибровка регистрирующих каналов и осуществлялся контроль за условиями возбуждения, что и дало возможность использовать при интерпретации не только кинематические, но и динамические характеристики зарегистрированных волн. Появилась новая аппаратура, разработанная специально для ГСЗ, — станция «Плутон», с помощью которой регистрировались не только продольные, но и поперечные волны.

В целом экспериментальные данные по профилям ГСЗ непрерывного профилирования существенно расширили представления о структуре волнового поля. Эти вопросы освещены в работе И. П. Косминской и др. (1958). Получены новые сведения об особенностях глубинных волн, которые не укладывались в рамки использовавшейся ранее трактовки волнового поля. По этим данным (Алексеев, 1962) установлено, что в волновом поле главную роль играют не головные, а отраженные и рефрагированные волны, и что слоисто-неоднородная модель земной коры значительно лучше объясняет кинематические и динамические особенности наблюдаемого волнового поля. Однако методика интерпретации экспериментальных данных в ГСЗ зачастую оставалась прежней, что приводило к получению принципиально разных сейсмических разрезов для одних и тех же объектов у разных авторов. Кроме того, для некоторых профилей отмечена внутренняя несогласованность между сейсмическими параметрами разрезов, — как правило, граничные скорости в земной коре не согласовывались со средними. Расчеты теоретических годографов по отдельным профилям выявили значительное их отличие от наблюдаемых. Все это не позволяло использовать имеющийся сейсмический материал о структуре земной коры по профилям для проведения обобщающих построений и сравнительной характеристики.

Накопленные к этому времени данные ГСЗ по другим регионам СССР свидетельствовали о сложной многообразной структуре земной коры — наличии в ней слоев с пониженными скоростями и повышенными градиентами, тонкой расслоенности границы М. Схематизированные разрезы по Средней Азии не отражали эти особенности. Результаты ГСЗ не согласовывались с данными

детальных сейсмологических исследований в тектонически активных регионах востока Средней Азии (Бутовская и др., 1971), по которым земная кора представлялась как сложнослоистая среда с чередующимися тонкими слоями с повышенной и пониженной скоростью.

Таким образом, прежде чем приступить к обобщению сейсмических данных о строении земной коры Средней Азии, необходимо было решить ряд методических вопросов, а именно разработать систему интерпретации волновых полей ГСЗ, позволяющую получить наиболее оптимальную информацию о внутренней структуре коры, и найти увязки данных ГСЗ и детальных сейсмологических исследований. Необходимо было полностью пересмотреть имеющийся материал ГСЗ, начиная от повторной корреляции волн, составления их детальных годографов, определения природы основных групп наблюдаемых волн, выбора надежных способов преобразования волновых полей в сейсмические модели, и кончая составлением сейсмических разрезов и структурных схем.

В течение последних десяти лет эта работа успешно проводилась в ИГГ АН УзССР (Зуннунов, 1970, 1976; Бутовская и др., 1981, 1982, 1982а). За это время отработаны система интерпретации волновых полей ГСЗ, принципы совместной интерпретации данных сейсмологии и ГСЗ и на основе этих разработок с привлечением аппарата математического моделирования проведена переинтерпретация материалов по основным профилям ГСЗ в регионе (Копетдаг — Аральское море, Фараб — Тамдыбулак, Фараб — Бабатаг, Теджен — Карабекаул, Карабекаул — Койташ, Ленинбад — Караунгур, Арысь — Балхаш, Каскеленский, Токтогул — Нанга Парбат).

#### ИССЛЕДОВАНИЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ТИПА «ЗЕМЛЯ» И «ЧЕРЕПАХА»

Равнинные районы Средней Азии, степи и пустыни ее западной Туранской части, межгорные и предгорные впадины пересечены значительным числом профилей ГСЗ. Однако в горных районах Тянь-Шаня и Памира с малым количеством сквозных переходов, лишь часть из которых доступна проезду на автомашинах, и неблагоприятными условиями возбуждения сейсмических колебаний с помощью взрывов выполнение работ методами ГСЗ по непрерывным системам наблюдений чрезвычайно затруднительно, местами невозможно. Поэтому естественно стремление использовать для региональных исследований строения земной коры и верхней мантии энергию землетрясений, которые регистрировались легкой переносной автономной аппаратурой по дискретным системам наблюдений.

Для осуществления таких исследований необходимо было разработать теоретические основы, методику интерпретации данных, создать специальные аппаратные комплексы. Эта большая работа начата по инициативе Ю. Н. Година. Во

ВНИИ Геофизике сконструирована аппаратура «Земля», с помощью которой выполнены значительные объемы глубинных сейсмологических исследований в Советском Союзе и за рубежом (Померанцева, Мозженко, 1977; Щербакова, Бовенко и др., 1967). В Советском Союзе дискретные системы наблюдений развиваются по трем основным направлениям.

1. Возбуждение взрывами и регистрация отраженных, рефрагированных и других классов волн станциями ПСЛ — 30/60, «Поиск — КМПВ», «Земля», «Черепаша». При этом используется в основном подход метода ГСЗ (Пузырев, 1969; Пузырев и др., 1973; Зверев, 1964; Непрочнов и др., 1964; Крылов и др., 1970; и др.).

2. Регистрация проходящих обменных волн землетрясений сейсмическими станциями стандартного экспедиционного типа и аппаратурой типа «Земля» (Бутовская, 1952; Андреев, 1957; Померанцева, Мозженко, 1977; Булин, 1960; Антоненко и др., 1973 и др.).

3. Регистрация проходящих рефрагированных и головных волн землетрясений сейсмической аппаратурой — сейсмологическое профилирование (Нерсесов, Раутиан, 1964; Бутовская и др.; 1971).

К сожалению, существует своеобразный раздел между этими смежными направлениями и развиваются их идеи самостоятельными путями. Вместе с тем необходимость комплексирования методов, на которых основаны три перечисленных направления, очевидна. Преимущества и трудности такого комплексирования с предельной четкостью сформулированы И. П. Косминской (1968). Необходимость комплексирования особенно ярко проявилась при изучении Памира и Тянь-Шаня по Международному Памиро-Гималайскому проекту 1974—1983 гг. (Хамрабаев, Бутовская и др., 1977; Хамрабаев, Зуннунов и др., 1984, 1985; Белоусов, Беляевский, Вольвовский и др., 1983).

За период 1968—1972 гг. силами партии «Земля» Ферганской геофизической экспедиции объединения «Узбекгеофизика» МГ УзССР с участием ИГиГ АН УзССР проведены исследования по профилям Чардара — Ташкент — Сох, Термез — Душанбе — Бекабад и Айни-Кокпатас.

Как показал большой опыт работ в горных условиях, метод обменных волн землетрясений встречает здесь большие трудности. Это связано с плохой коррелируемостью и неустойчивостью записей при регистрации на выходах высокоскоростных домезозойских пород. По-видимому, обменные волны без дальнейшего совершенствования их выделения не могут являться основой при изучении глубинных границ. С этой точки зрения отраженные, рефрагированные и другие волны имеют преимущества. Они хорошо коррелируются, четко выделяются; разработана методика их интерпретации; накоплен большой опыт сейсмологических исследований, основанных на регистрации волн этого типа.

В последние годы силами сотрудников ИГиГ АН УзССР и объединения «Узбекгеофизика» МГ УзССР проводятся работы по совершенствованию методики исследований с использованием при интерпретации комплекса волн: рефрагированных, головных и отраженных от взрывов и местных коровых землетрясений, отраженных и проходящих от глубокофокусных, обменных от близких и удаленных (Бутовская и др., 1972—1982).

Первые работы по усовершенствованной методике проведены в 1973 г. на Памире по профилю Ош — Каракуль — Зоркуль. Эти работы стали началом очень важных исследований по Международному Памиро-Гималайскому проекту. В 1974 г. в ИГиГ АН УзССР была организована экспедиция, оснащенная аппаратурой типа «Земля». Исследования на Памире и Тянь-Шане выполнялись совместно с партией «Земля» Ферганской геофизической экспедиции МГ УзССР. За период 1973—1981 гг. проведены наблюдения на Восточно-Памирском (Токтогул — Ош (Узген) — Каракуль — Зоркуль), Западно-Памирском профилях (Коканд — Қалайхумб — Хорог — Ишкашим), серии профилей в Ферганской впадине и региональном маршруте Арысь — Ташкент — Ош. В последующем (1981—1984 гг.) такие наблюдения осуществлялись по субширотным профилям на Памире (Рушан — Танымас — Каракуль, Хорог — Мургаб — Тохтамыш и Ишкашим — Зоркуль).

Для решения задач нефтегазоносности выполнен значительный объем работ по изучению рельефа палеозойского фундамента и глубинного строения в Ферганской (Алиев, Митрофанова и др., 1982—1985), Сурхандарьинской впадинах и юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Алиев, Митрофанова, Эргешев и др., 1975—1984), а для выделения сейсмогенных зон проведены исследования в Западном Узбекистане (Бутовская, Атабаев, Эргешев и др., 1976—1983) и Южно-Таджикской депрессии (Дуркин, 1983).

### ПОЛЕ ГРАНИЧНЫХ СКОРОСТЕЙ

Первые попытки использовать поле граничных скоростей  $V_g$  преломленных волн для решения вопросов металлогенических построений в Западном Узбекистане сделаны еще в 1963 г. (Эргешев, Мусаев, 1963). Выяснено, что домезозойские породы характеризуются широким диапазоном (4,1—7,3 км/с) изменения величины  $V_g$ . В частности, выделены карбонатные, карбонатно-терригенные, терригенные, вулканогенные и интрузивные разности пород. При этом зоны дробления пород отличаются аномально пониженными (3,5—4,5 км/с) граничными скоростями.

В пределах полосы, расположенной северо-западнее погребенного продолжения Северо-Нуратинского и Южно-Тамдынского хребтов, где фундамент сложен метаморфизованными сланцами, установлено наличие нескольких линейно-вытянутых зон дробления пород, которые контролируют герцинские разломы, зоны ин-

тенсивной трещиноватости, а также золоторудные. Наличие вдоль зон дробления пород многочисленных даек и мелких апофиз скрытых интрузивных тел и др. свидетельствует о вероятной их связи с проявлениями эндогенного оруденения. Следовательно, выделение зон дробления пород вдоль поверхности фундамента по значению граничной скорости — один из геофизических критериев при поиске рудных зон и полей (Эргешев, 1974).

### ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Первые маятниковые измерения силы тяжести на территории Средней Азии относятся к началу текущего столетия. В последующем работы в этом направлении усилились. Накоплен значительный материал, обобщенный затем для большей части территории СССР А. А. Михайловым, Г. Люстихом (1957) и А. Д. Архангельским (1935, 1937). В процессе обобщения исследовалась связь гравитационного поля с геологической структурой. В результате сделаны выводы, которые не потеряли своего значения до настоящего времени. Прежде всего, это вывод о дефиците масс для горных областей. Интенсивнейший минимум силы тяжести на Тянь-Шане и Памире в редукции Буге обусловлен, по мнению А. Д. Архангельского, разуплотнением недр Земли в этих областях, что, как будет показано ниже, многократно подтверждено последующими исследованиями. Отметим также, что он критиковал как гипотезу изостазии, так и применение в геологии изостатических редукций. Критика привела к тому, что к этим вопросам удалось вернуться спустя много лет (Артемьев, 1966). В последующие годы в Средней Азии гравиметрические методы применялись, в основном, при поиске и разведке нефтяных и газовых месторождений.

В целом на территории Средней Азии проведены средние и мелкомасштабные съемки. Такие работы выполнены Н. В. Эпштейном в пределах Ферганской впадины. Особенно большой размах гравиметрические работы получили в 1948 г. Они охватили всю территорию впадины, что позволило В. П. Лебедеву увязать результаты всех выполненных ранее съемок и составить первую сводную схему локальных гравитационных аномалий Ферганской впадины.

В 1949 г. П. М. Тихонов выполнил измерения в центральной части Ферганской долины с помощью гравиметра Норгарда. Он уточнил схему В. П. Лебедева для участков с редкой сетью наблюдений. Полагая, что аномальное поле силы тяжести связано с рельефом поверхности фундамента, П. М. Тихонов отметил, что центральная часть впадины по данным гравиметрии имеет плоскую форму, осложненную локальными неровностями.

В результате гравиметрической съемки, проведенной Т. В. Смолиной и О. А. Соколовским на площади северо-западной и юго-восточной частей Бухаро-Хивинской депрессии, а в

1951 г. Д. Ошенковым на Шорсинском, Акмельском, Южно-Андижанском участках в Ферганской долине, составлена схема аномалий в редукции Буге с сечением изолиний 2 мгл. В итоге в пределах участка работ не удалось установить прямую связь между искомыми гравитационными аномалиями и структурами, известными по данным сейсмических съемок и бурения.

В Гиссарской долине и южных районах Таджикской ССР в 1950—1951 гг. Т. В. Смолина, Н. В. Линецкий провели более крупномасштабные гравиметрические работы.

В 1956—1958 гг. А. И. Рыбин и А. М. Колпаков выполнили большой объем гравиметрических работ в южной и северной частях Ферганской межгорной впадины. Сечение изоаномал отчетных карт составило 2 мгл. Количественная интерпретация аномалий на юге впадины показала неоднозначность их геологической трактовки — максимумы силы тяжести обусловлены как неоген-четвертичными конгломератами, так и поднятием фундамента.

В 1960—1964 гг. Ю. С. Шманенко провел крупномасштабную гравиметрическую съемку на площади Приташкентского района и Кураминских гор, а в 1962—1970 гг. Ю. С. Шманенко, Н. П. Харламова, Н. К. Роз — мелко- и крупномасштабные съемки в Нуратинских, Зирабулак-Зиаэтдинских и Каратюбинских горных сооружениях, в Чаткало-Кураминских горах и маршрутам, пересекающим Южный и Срединный Тянь-Шань. По результатам составлены схемы аномалий, а также схемы тектоники и распределения гранитоидных интрузий, разрезы земной коры.

В 1973—1982 гг. Н. К. Роз, Ю. С. Шманенко, В. М. Хейфиц, А. Г. Савинкин, М. И. Лоджевский, В. П. Ким выполнили гравиметрические работы разных масштабов в пределах центральной части Средней Азии.

Первые серьезные работы по изучению земной коры и верхней мантии Средней Азии с применением методов гравиметрии проведены И. М. Мелькановицким и др. (1967). Исследовались структуры палеозойского складчатого фундамента и основных границ раздела земной коры — Конрада и Мохоровичича. По материалам исследований составлены карты и схемы с использованием корреляционных связей аномалий Буге и высот дневного рельефа с толщиной коры.

В те же годы Е. Н. Люстихом (1965) и М. Е. Артемьевым (1974, 1975, 1979, 1980) вновь был поднят вопрос об изостазии и редуцировании. Они составили для Средней Азии карты изостатических аномалий, а также схемы аномалий в редукции Глени, изучили связи этих аномалий с новейшими тектоническими горообразовательными процессами.

Здесь же следует отметить работы А. А. Борисова (1967) для всей территории СССР с выводами автора по тектонофизике литосферы. Вертикальные движения блоков литосферы осуществляются, по его мнению, вследствие изменения объема вещества глу-

бинных недр Земли, вызванного протекающими здесь с различными скоростями и направлением физико-химическими процессами.

Для Средней Азии важное значение имеют обобщенные данные о геофизических характеристиках глубинного строения. А. А. Борисов и В. В. Фединский (1964) выделили основные элементы гравитационного поля: области относительных положительных и отрицательных знаков поля силы тяжести различной интенсивности, а также гравитационные ступени, обсудили вопросы связи поверхностных структур с глубинными (рельеф поверхности М). По исследованию строения земной коры и верхней мантии необходимо отметить работы Ю. Н. Година с сотрудниками, которые развивали комплексный подход к изучению глубинного строения, учитывая гравиметрические методы. Это работы В. И. Шрайбмана (1962), В. Г. Рихтера, И. С. Вольвовского (1966) о связи аномалий с толщиной коры.

Принципиально важный перелом в характере исследований земной коры Средней Азии гравиметрическими методами наступил в 1967 г., когда были начаты работы в рамках международного проекта «Верхняя мантия». В результате резко усилились работы по применению гравиметрии для изучения земной коры и верхней мантии.

Зачительные исследования в этом направлении выполнены Х. И. Юсупходжаевым и др. (1971, 1977, 1982). Это, прежде всего, составление плотностных разрезов по профилям Арысь — Ташкент — Ош — Каракуль — Зоркуль, Токтогул — Зоркуль, Коканд — Калайхумб — Ишкашим и др. С учетом компенсационных масс заново составлена карта изостатических аномалий силы тяжести орогенических областей Средней Азии (Х. И. Юсупходжаев, Ю. С. Шманенко и др.). Ю. С. Шманенко, Н. К. Роз и Х. И. Юсупходжаев (1974, 1977) провели работы по районированию гравитационного поля и анализу его геологической природы. При построении основных границ разделов в земной коре Б. Б. Таль-Вирский применил многомерный анализ (1971). И. А. Фузайлов составил сводные гравиметрические карты и изучил строение палеозойского и докембрийского фундаментов.

На территории Туркмении гравиметрическими исследованиями занимались О. А. Одеков, М. К. Курбанов и др. Эти работы в основном посвящены изучению глубинного строения по профилям ГСЗ. В последние годы совместно с Институтом геофизики АН УССР и Институтом сейсмологии АН Туркм ССР проводятся работы по интерпретации гравиметрических материалов на территории Туркмении для поиска нефте- и газоперспективных площадей.

На основе гравиметрических исследований территории Индии и Пакистана, а также космических съемок А. Марусси (Marussi, 1980) составлена карта гравитационного поля поверхности геоида для Центральной Азии, по данным которой погружение геоида от нормального уровня в Центральной Азии равно 112 м.

Сделан вывод о том, что наблюдающийся огромный гравитационный минимум в Тибете и Гималаях связан, по-видимому, с этим погружением.

Данные детальных гравиметрических исследований, выполненных на территории УзССР, широко использовал Д. М. Граменицкий для металлогенического прогнозирования на золото.

## МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

**Аэромагниторазведка.** Аэромагнитная съемка в Средней Азии выполняется с 1948 г. Впервые она была проведена в Западном Узбекистане с индукционным аэромагнитометром АМ-9Л. С помощью этого прибора съемки проводились до 1955 г, а с 1956— региональные и крупномасштабные съемки с феррозондовыми Т-магнитометрами АЭМ-49 и АСГМ-25. С 1963 г. по настоящее время крупномасштабные съемки проводятся высокочувствительными аэромагнитометрами АМ-13, АММ-13, АМП-7.

Съемки, выполнявшиеся в каждый указанный период, полностью перекрывают территории, заснятые в предшествующий. Так, в течение 1956—1957 гг. на всей территории проводится аэромагнитная съемка масштаба 1:500000—1:200000 (Западный геофизический трест). По данным районирования результативной карты магнитного поля, Я. Г. Воробьев и А. М. Шукевич составили тектоническую схему строения западной части Средней Азии и сделали предположение о связи структур Урала и Тянь-Шаня.

Сводная карта магнитного поля Запада Средней Азии впоследствии пересоставлена во ВСЕГЕИ в масштабе 1:1000000 под руководством З. А. Макаровой. Дано более полное толкование аномалий магнитного поля, составлена схема залегания магнитных масс в фундаменте, сделаны расчеты и высказано суждение о примерном петрографическом составе погребенных палеозойских пород.

Геологическую информацию этой карты использовали многие исследователи при изучении регионального тектонического строения и магматизма Средней Азии.

С 1963 г. в Аэромагнитной партии Узгеофизтреста выполнялись съемки масштаба 1:100000 и 1:50000 со станцией АСГМ-25. В результате этих работ в Центральных Кызылкумах выявлены новые мелкие тела гипербазитов и закартированы интрузивы основного и кислого состава, а также крупные герцинские структуры.

С 1968 г. основные горнорудные районы Кызылкумских возвышенностей покрываются съемкой масштаба 1:25000, выполняемой приборами АМ-13, АММ-13 с фотопривязкой, а в последнее время — с помощью ядерной приставки ЯП-1 и протонного аэромагнитометра АМП-7. В итоге Л. Н. Котляревский сделал заключение об общей пониженной магнитности магматических образований Западного Узбекистана, повышенной Чаткало-Кураминских гор и промежуточной Юго-Западного Гиссара.

По результатам проведенных работ в 1968—1971 гг. составлены сводные карты аномалий  $\Delta T_a$  Чаткало-Кураминского региона и Центральных Кызылкумов масштаба 1:100000 с сечением изоаномалий 25 гамм, а позднее аналогичная карта для Бузгульского вала и гор Султануиздаг.

В 1962—1964 гг. аэромагнитной съемкой масштаба 1:200000 частично были покрыты Дарваз и Северо-Западный Памир. В зоне сочленения Дарваза и Памира зафиксировано несколько аномалий, обусловленных разновозрастными вулканогенными образованиями, имеющими выходы на дневную поверхность. В 1971—1974 гг. выполнены съемки масштаба 1:200000 для территорий Памира, Дарваза и Каратегина с частичным захватом Таджикской депрессии (Е. С. Орлов, Д. Р. Мучаидзе и др.). В результате построена Карта районирования магнитного поля масштаба 1:500000, выявлены магнитные аномалии, связанные с месторождениями и ферромагнитной минерализацией.

**Наземная магниторазведка.** В 1959—1961 гг. наземные магниторазведочные работы в масштабе 1:50000 и 1:100000 проведены на небольших участках в пределах гор Ауминзатау, Джетымтау, Кульджуктау, Коктау, Тамдытау. В процессе исследований в горных районах Центральных Кызылкумов наблюдалась заметная дифференциация интенсивности, формы, знака и других признаков аномального магнитного поля в зависимости от литологического состава и степени нарушенности пород фундамента. Установлено, что на участке Ауминзатау положительные аномалии соответствуют вулканогенным породам основного состава, а на участке Коктау — эпидот-хлоритовым сланцам. Выявленные узкие, линейно вытянутые магнитные аномалии, прослеживаемые на десятки километров, отвечают тектоническим нарушениям, выполненным интрузивными телами среднего состава. На участке Кульджуктау выделены и прослежены под чехлом современных отложений ранее известные тела основного и ультраосновного состава.

На Памире наземная магниторазведка в 1958 г. проведена на объекте Кара-Джилга для прослеживания структур, контролирующих оруденение. В 1965 г. наряду с другими геофизическими исследованиями магнитометрические работы выполнены в долинах Восточный Чугульдай, Ой-Балгыи, и 16-й ключ. В результате выявлена отрицательная (—90 гамм) магнитная аномалия, связанная с кислой интрузией глубинного залегания. По итогам аналогичных работ (1966—1967) для участка Ранкуль построена карта глубин залегания кровли коренных пород, находящихся здесь на глубине 250—300 м.

В 1968 г. такие же работы проводились на месторождениях Ак-Джилга. Результаты показали, что магнитные аномалии связаны с породами, несущими сульфидную минерализацию, и магнетитовыми скарнами. На месторождении Зор-Ачи-Чак в том же году с помощью магниторазведочных исследований успешно окон-

турыны амфиболитовые тела, несущие минерализацию пьезокварца, в плане совпадающие с повышенными значениями магнитного поля  $\Delta z$  до 150 гамм. Области пониженных значений совпадают с зонами дробления горных пород ( $-300-500$  гамм) и тектонических нарушений ( $-150-200$  гамм).

В 1970 г. на музкольской площади магнитным методом проведено картирование амфиболитовых тел (Клымкин).

В результате региональных исследований (Сытин, Власов, 1969) по трем профилям, пересекающим Памир с севера на юг, установлено, что положительные аномалии поля  $z_a$  чаще всего сопровождаются выходами докембрийских пород. Интрузиям основного состава соответствуют участки весьма дифференцированного поля  $z_a$ , или локальные положительные аномалии. Наряду с этими исследованиями установлена повышенная магнитность некоторых эффузивов. Эффузивы основного и среднего состава Кызашуйской свиты по профилю Ранкуль—Ишкашим имеют интенсивность намагничивания  $100 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

В 1981 и 1982 гг. проведены наземные автомагнитные съемки (Х. И. Юсупходжаев и др.) по профилям Калайхумб — устье р. Язгулем; устье р. Язгулем — Андербаг, устье р. Язгулем — п. Рушан, Рушан—Хиджес, Рушан—Хорог, оз. Сасыккуль—пер. Найза-Таш, оз. Сасыккуль—п. Лянган, Ишкашим — г. Хорог общей протяженностью более 800 км и изучены аномалии в ущелье р. Кумач-Дара, связанные с титано-магнетитовой минерализацией. Выявлено 18 магнитных аномалий. Большинство из них связано с эффузивами основного состава.

Крупномасштабные аэромагнитные съемки высокочувствительными протонными магнитометрами в последние годы исключают необходимость дополнительных наземных измерений, поскольку их точности близки.

### ГЛУБИННОЕ МАГНИТО-ТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Первые работы по глубинному магнито-теллурическому зондированию (ГМТЗ) начаты в Средней Азии В. Г. Дубровским и др. (1969, 1970, 1975). Для регистрации магнито-теллурического поля предложен вариант аналоговой низкочастотной полевой аппаратуры с магниточувствительными элементами конструкции Б. Н. Боброва (ИЗМИРАН) и записью на фотобумагу шириной 30 см.

Несколько позднее разработан вариант частичной автоматизации обработки полевых аналоговых материалов, в котором применен кодировщик аналог-код Ф-001 с модернизированной конструкцией лентопротяжного механизма. Результаты кодирования характеристик изменения МТ-поля во времени, занесенные на перфоленду, затем вводятся в ЭВМ для получения величин периодов и импедансов, а также сопротивлений по ним.

В течение 1969—1980 гг. выполнены работы по серии профилей, заданных вкрест простирания Предкопетдагского прогиба с

выходом на Туранскую плиту. Кроме того, значительный объем исследований проведен в пределах Южного Прикаспия. В результате выяснено, что геоэлектрический разрез южной части Туранской плиты, примыкающий к Копетдагу, характеризуется нормальным распределением электрических сопротивлений. Под низкоомной частью, обусловленной рыхлым осадочным покровом, располагаются высокоомные породы кристаллической коры и верхней мантии. Глубина залегания проводящего слоя составляет здесь примерно 350 км, что характерно для глобальной кривой. Однако в пределах южного Прикаспия обнаружен слой повышенной проводимости на глубине 40—60 км, связанный, по мнению авторов, с дегидратацией пород. Отмечено также искажающее влияние на естественное электромагнитное поле горного сооружения Копетдага (его обтекание теллурическим током).

Интерпретацию амплитудных кривых электромагнитного зондирования, полученных по регистрации ЦЭС и МЭВС, большинство авторов проводят по методике профилирования. Наши исследования в рудных районах методом МТЗ показали слабую дифференцированность амплитудных кривых. Это объясняется наличием частой слоистости в кристаллических горных породах с различием по сопротивлению соседних слоев в 2—5 раз. Степень дифференциации земной коры по сопротивлению в рудных районах колеблется в довольно широких пределах. Это ограничивает интерпретацию по методике профилирования, в результате чего выделяются одна или две границы. Выделение второй часто вызывает у интерпретатора трудности и сомнения. На основании сейсмических данных по тем же профилям, как правило, отмечается большее число границ раздела. Избежать указанных трудностей в исследовании геоэлектрических параметров рудных районов методом электромагнитного зондирования стало возможно с вводом в рассмотрение приращения нормированной величины электрического сопротивления в зависимости от проникновения электромагнитных волн. Это позволило наблюдать изменение сопротивления по всему диапазону зарегистрированных периодов, что, в свою очередь, расширило возможности интерпретации данных МТЗ (Новосельский, Пак, 1982; Новосельский, 1983).

Исследования глубины проникновения электромагнитных волн как функции проводимости среды показали ее прямую зависимость от величины сопротивления среды (Молочнов, Секриеру, 1972). Это позволило предположить, что при постановке МТЗ в Средней Азии в большинстве исследуемых точек будут получены результаты для достаточно больших глубин. Кроме того, Г. Б. Кошлаков высказал мнение, что в горных районах, где на дневной поверхности обнажаются высокоомные породы складчатого палеозойского фундамента, достаточно использование обычной аппаратуры типа МТЛ-62.

К настоящему времени на территории Средней Азии и Памира выполнен значительный объем полевых наблюдений станциями

ЦЭС-1, ЦЭС-2, МТЛ-62, МЭВС-5 (ПГО «Узбекгеофизика», ИГГ АН УзССР, ТашГУ, ЮГЭ ТаджССР). Интерпретация наблюдений проводилась в основном по методике профилирования или суммарной проводимости (Яковлев, Шейнкман, Сысоев, 1975).

Полученные результаты пока не дают полной информации об изменении геоэлектрических характеристик по площади, а носят характер профильных или точечных наблюдений. В пункте перевала Акрабат отмечается проводящий горизонт на глубине 50 км (Басов, Гатина, Чернявский, 1978).

Наблюдения по профилю Чардара — Ташкент — Ангрен показывают, что геоэлектрический разрез чрезвычайно сложен. Отмечен весьма низкоомный разрез на Чардаре и высокие сопротивления пород в районе Ангрена.

В 1975 г. ЮГЭ УГСМ ТаджССР были начаты работы на Памире (Коновалов, Кошлаков, 1982). Выполнено два зондирования на участках Аличур и Ак-Су, в результате которых в земной коре выявлены слои повышенной проводимости.

В последующем работы ГМТЗ стали проводиться с помощью высокопроизводительной цифровой электроразведочной станции типа ЦЭС-1,2 с получением периодов колебаний МТ-поля от 10 до 10 000 с. Значительный объем работ выполнен ИГГ АН УзССР на Памире и в Алайском хребте. Удалось изучить разрез до глубин 100—150 км. Он оказался в целом низкоомным: даже в пределах выхода на поверхность кристаллических пород в Юго-Западном Памире значения сопротивления не превышают нескольких сот ом (Новосельский, Пак, 1982).

Работы с применением длиннопериодной аналоговой аппаратуры проведены в ТашГУ (Каржаув, Таль-Вирский, 1981). В пределах орогенической зоны отработан профиль Бекабад — Термез и небольшой отрезок Шахимардан — Нанай. Удалось установить проводящие слои в мантии на глубине 200 км в горной части и 100 в Южно-Таджикской депрессии. В этих работах доказано наличие под Тянь-Шанем хорошо развитой астеносферы.

В 1980—1983 гг. нами выполнены исследования в Центральном Кызылкумах методом МТЗ по профилю Фараб — Тамдыбулак — Кокпатак и в пределах Мурантауского рудного поля. Интерпретация наблюдаемых данных проведена по способу приращенной нормированной величины электрического сопротивления в зависимости от глубины проникновения электромагнитных волн. Результаты интерпретации показали, что в земной коре Центральных Кызылкумов насчитывается довольно большое количество границ — от двух до семи, исключая границы К и М.

Разделенные этими границами слои характеризуются кривыми изменения сопротивления двух типов: первого, или типа двухслойной модели с правой нисходящей ветвью, т. е. в подошве соответствующего слоя должна присутствовать зона повышенной проводимости; второго, или типа модели К с максимальным значением сопротивления внутри этого слоя, т. е. здесь как в кровле,

так и в подошве должны быть зоны повышения электропроводности.

Анализ данных по профилю показал, что при приближении к рудным полям увеличивается количество слоев первого типа с тенденцией к уменьшению их мощности к поверхности. Мурунтауское рудное поле характеризуется наличием трех слоев первого типа в интервале первых десяти километров от поверхности Земли. На юге профиля Фараб—Тамдыбулак в этом же интервале наблюдается всего один подобный слой. Фактор увеличения слоистости в пределах первых десяти километров может быть критерием прогноза скрытых рудных месторождений по данным глубинных электромагнитных зондирований.

При сравнении геоэлектрических и сейсмических данных выявлена прямая зависимость между электрическим сопротивлением и скоростными характеристиками. Зоны повышения электропроводности в глубоких слоях земной коры, как правило, границами не отмечаются. Это дает нам основание сделать заключение о наличии в зонах повышения электропроводности состояния пластичности. Мнение о наличии пластичности высказано также В. И. Макаровым (Макаров, 1982). Отсюда можно предположить, что очаги землетрясений должны группироваться в верхней или высокоомной части слоев первого типа.

Как видно из изложенного, в Средней Азии выполнен значительный объем работ методами МТЗ — ГМТЗ. Основными результатами можно считать установление наличия астеносферы в орогенной области (Памир, Тянь-Шань), зон повышения электропроводности в земной коре (базальтовом и вышележащих слоях). Далее подтверждается предположение о наличии пластичного состояния вещества земной коры в отдельных слоях. Зоны широкого развития магматических пород преимущественно гранитоидного состава (Чаткало-Курама, Гиссар) характеризуются повышенными значениями электрического сопротивления (несколько сот, реже тысяч ом). Области развития кристаллических пород (Юго-Западный Памир) отмечаются умеренными значениями электрического сопротивления. Необходимо также отметить сравнительно низкие (десятки, реже сотни ом) значения электрического сопротивления пород складчатого палеозойского фундамента.

Намечен критерий прогноза скрытых рудных месторождений полезных ископаемых по данным электромагнитного зондирования на основе увеличения зон повышенной электропроводности в пределах первых десяти километров от поверхности земли.

Следует отдельно остановиться на многолетних геолого-геофизических исследованиях ВСЕГЕИ, предшествовавших работам по Памиро-Гималайскому проекту. Здесь впервые проведены значительные по объему комплексные работы по изучению глубинного строения Памира и Тянь-Шаня и выявлению связей его особенностей с геологическим строением приповерхностной части (Н. И. Сытин, Н. Г. Власов и др., 1969 г.).

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ (СОПОСТАВЛЕНИЕ)

Средняя Азия, особенно ее центральная часть, охватывающая Срединный (Чаткало-Кураминские горы) и Южный (Нуратинские, Туркестано-Алайские, Зарафшано-Гиссарские горы) Тянь-Шань, с середины 30-х годов стала известна как крупная рудодносная провинция. Это стимулировало проведение здесь крупных исследований, сопровождающихся составлением региональных карт размещения полезных ископаемых с металлогеническими выводами и построениями. Уже тогда появились первые схемы тектонического районирования, которое обычно является основой и металлогенического. В 1928 г. Д. В. Наливкин выделил «дуги Тянь-Шаня», а В. А. Николаев отделил каледониды Северного Тянь-Шаня от герцинид Южного (линия Николаева). В 1938 г. В. И. Попов предложил схему тектонического районирования, основывающуюся уже на формационном анализе. Он выделил Северный, Срединный, Южный Тянь-Шань с самостоятельной южной окраинной зоной (Юго-Западный Тянь-Шань), а в их пределах — тектонические (структурно-формационные) зоны. Эта схема послужила основой всех последующих схем тектонического районирования (Х. М. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др.), а также металлогенических построений.

Региональные металлогенические исследования с построением металлогенических карт начались в 30-е годы (Б. Н. Наследов и др.). В истории их развития важную роль играл регионально-геологический и петролого-металлогенический подход.

Регионально-геологические исследования проводили многочисленные отряды Таджикско-Памирской экспедиции (ТПЭ) АН СССР в 1934—1936 гг. Петролого-металлогенические исследования осуществлялись с 1947 г. и позднее Х. М. Абдуллаевым и учениками его школы.

В 30-е годы проводились и геохимико-металлогенические работы (А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков, А. А. Сауков), которые в дальнейшем достаточного развития в региональной металлогении не получили.

На петролого-металлогенической основе сделано большое количество региональных металлогенических мелко- и средне-масштабных карт. Все они содержат металлогеническое райони-

рование с выделением металлогенических единиц разных категорий. Фактически в наиболее крупных единицах (областях или провинциях) они, при некотором отличии в деталях границ, сходны и наследуют построения В. И. Попова (Северный, Срединный, Южный и Юго-Западный Тянь-Шань). В единицах меньшего ранга, на уровне зон, для Срединного Тянь-Шаня особенного разноразия нет, если не учитывать терминологическое разнообразие. Здесь, вслед за В. И. Поповым, выделяют Кураминскую (Курамино-Ферганская) и Чаткало-Нарынскую (Чаткальская, Северо-Чаткальская, Пскем-Сандалашская) зоны с промежуточной, по мнению авторов и др., Кассанской подзоной. В Южном Тянь-Шане районирование на уровне зон у разных авторов имеет значительные отличия. Однако здесь единицы меньших размеров, и не имеют таких существенных различий, как между Кураминской и Чаткало-Нарынской. По-видимому, зоны Южного и Срединного Тянь-Шаня не однопорядковые величины.

В настоящей работе принято металлогеническое районирование в интерпретации авторов. Принципы районирования и подробная характеристика металлогенических единиц всех рангов даны в монографии «Региональная металлогения Центральной части Средней Азии» (Ташкент, 1979) и коллективном труде «Схема металлогенического районирования Центральной части Средней Азии (1979).

Здесь мы остановимся только на некоторых принципиальных моментах, которые в той или иной степени учитываются при сопоставлении глубинного строения и металлогении.

В основу металлогенического районирования положено тектоническое районирование В. И. Попова, М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова с некоторыми коррективами, которые сделаны исходя из металлогенического анализа и учета построений других тектонистов (Н. Г. Власова и др.). Районирование произведено на конец герцинского цикла с учетом всей истории геологического развития территориальных единиц и палеотектонических реконструкций. Бралась традиционные металлогенические зоны с общей геологической колонкой развития, что очень важно с позиций идеи ранней унаследованной металлогенической специализации структурных элементов земной коры (полигенность, полихронность оруденения), подчеркиваемой многими исследователями (Лаверов, 1985 и др.).

Выделяются Северный (здесь не рассматривается), Срединный, Южный и Юго-Западный Тянь-Шань, которые именуется нами как металлогенические области<sup>2</sup>.

---

<sup>2</sup> Термин провинция мы считаем более целесообразным применять для больших территорий с существенными различиями в строении земной коры, магматизма и общей геологии, как это понимали А. Е. Ферсман и др. (Уральская, Тянь-Шаньская провинции).

Металлогенические области делятся на металлогенические зоны. Металлогеническая зона — геологическая структура со специфическим режимом тектоники, осадконакопления и магматизма, с характерным рудно-петрографическим профилем и особенностями распределения рудных концентраций. Отличаются рядом геофизических параметров. В Срединно-Тяньшаньской металлогенической области выделяются Каратау-Нарынская, Курамино-Ферганская и Учкулач-Гузанская металлогенические зоны, в Южно-Тяньшаньской — Букантауская, Северотамды-Южноферганская, Нуратино-Туркестанская, Зарафшано-Гиссарская, Гиссарская, Южно-Гиссарская (?)<sup>3</sup>. В Каракумо-Таджикской металлогенической области выделяются Хорезмо-Байсунская и Амударья-Кугитанская. Зоны делятся на металлогенические подзоны, рудные районы, узлы, поля. Однако все эти единицы при настоящем масштабе общего сопоставления учитываться уже не могут, хотя несомненны их связи с локальными аномалиями («мутностью») коры, градиентами и другими особенностями, например, гравимагнитных полей.

Помимо традиционных субширотных областей и зон выделяются наложенные, секущие структуры со специфическим строением магматических и рудных формаций и земной коры. Такие структуры, в частности, крупная Курамино-Гиссарская периода активизации (или «орогенного?»), секут структурно-формационные металлогенические области и зоны, являясь другой, отличной по своей сущности категорией.

В настоящее время геофизическое районирование территории в региональном плане проведено двумя вариантами по гравитационным данным (Х. И. Юсупходжаев и др.) и по данным площадной сейсмологии и профилей ГСЗ (Е. М. Бутовская, Т. Э. Эргешев, Ф. Х. Зуннунов и др.). Кроме того, И. Х. Хамрабаев (1974) по соотношениям базальтового, гранитного и осадочного слоев с учетом характера рудномагматического комплекса выделил различные типы земной коры Средней Азии: Уральский (магнитогорский), Кураминский, Южно-Тяньшаньский и Ферганский (депрессивный). Области их распространения увязываются с тектоническим и металлогеническим районированием.

Районирование по гравитационному полю проведено с учетом интенсивности, морфологии и градиента локальных составляющих поля силы тяжести, обусловленных, в основном, неоднородностью гранито-гнейсового слоя (Юсупходжаев и др., 1977).

Выделяются единицы двух рангов: зоны и подзоны. Зоны: Северо-Тяньшаньская, Срединно-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и др. (за пределами металлогенической карты и рассматриваемой территории). Они по площади соответствуют одноименным металлогеническим областям, однако есть отличия в

<sup>3</sup> Последние две зоны носят промежуточный характер, в одних случаях обладая чертами, сходными с Южным Тянь-Шанем, в других — с Юго-Западным.

конфигурации границ. Так, граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем в районировании по гравитационному полю в районе Ферганской впадины и Чаткало-Курамы сдвинута на север на расстояние 25—30 км, а в районе Букантау почти на 60 км с тенденцией к увеличению этого расстояния к западу. Южная граница Южного Тянь-Шаня по сравнению с границей одноименной металлогенической области проходит несколько иначе. Западнее меридиана Букантау она смещена на 30—40 км на север; на меридиане Букантау она пересекает металлогеническую и идет южнее на 15—30 км, примерно на меридиане Курамы опять уходит к северу от металлогенической на расстояние 5—20 км. Для Юго-Западного Тянь-Шаня и по наименованию, и по конфигурации районирование по гравитационным полям отличается от металлогенического, подчеркивая план секущих структур. Здесь выделяются (в рамках металлогенической карты) Южномангышлак-Амударьинская и Афгано-Таджикская зоны.

Зоны гравитационного поля делятся на подзоны. Так, в Срединном Тянь-Шане выделяются Ферганская, Чаткало-Кураминская, Каратауская и Сырдарьинская подзоны. За исключением Чаткало-Кураминской по конфигурации и наименованиям они согласуются с одноименными металлогеническими подзонами. Чаткало-Кураминская подзона гравитационного поля охватывает подзоны разных металлогенических зон (Чаткало-Нарынская и Курамино-Ферганская).

В Южном Тянь-Шане по гравитационному полю выделяются Карачатырская, Нурата-Алайская, Зарафшано-Туркестанская и Зарафшано-Гиссарская подзоны. Они, в отличие от Срединного Тянь-Шаня, уже соответствуют металлогеническим зонам или даже укрупняют их. Границы подзон гравитационного поля и металлогенических зон, сохраняя единый структурный план, по положению в пространстве часто не совпадают. Карачатырская подзона в западной части уходит даже в Срединный Тянь-Шань, где грубо совпадает с краевым наложенным вулcano-плутоническим поясом.

В Юго-Западном Тянь-Шане — Афгано-Таджикской и Южно-Мангышлак-Амударьинской зонах в поле силы тяжести выделяются Байсунская и Амударьинская подзоны, граница между которыми грубо совпадает с границей между Байсунской — Каршинской и Кугитангской — Фарабской металлогеническими подзонами, занимающая секущее (северо-восточное) анти Тяньшаньское положение.

Помимо зон и подзон в гравитационном поле выделяется структура, ограниченная линиями (зонами) высокого градиента поля силы тяжести. Эта структура в основной части и по структурному плану совпадает с вышеописанной поперечной металлогенической Курамино-Гиссарской структурой.

Характеристика самого гравитационного поля, отдельных зон и подзон дана достаточно подробно в работе Х. И. Юсупходжа-

ева (1977). В настоящей монографии она также освещена в разделе характеристики глубинного строения металлогенических единиц. Здесь же мы подчеркнем только некоторые моменты, вытекающие из сопоставления.

1. Районирование гравитационного поля подтверждает мысль, что металлогенические зоны Срединного и Южного Тянь-Шаня не однопорядковые величины.

2. Границы гравиметрических зон, отвечающих металлогеническим областям, по сравнению с границами последних сдвинуты на север. Причем на западе региона граница между Срединным и Южным Тянь-Шанем, по данным гравиметрии, сдвинута на север на расстояние в два — три раза большее, чем на востоке, т. е. близка к границе Учкулач-Гузанской зоны Тянь-Шаня, Южная граница Южного Тянь-Шаня отчетливо сдвинута на север только на западе.

3. Обращает на себя внимание секущая структура между полосами высокого градиента региональной составляющей поля, совпадающая с Курамино-Гиссарской секущей структурой. Характерно, что ее восточная граница выполаживается так же, как и металлогеническая в интерпретации авторов. Внутри этой структуры находятся наиболее крупные поля экстремально высоких аномалий, вытянутых согласно простиранию структуры в северо-восточном направлении. Одна из них — в северо-восточной части Кураминской подзоны, где Е. М. Бутовская отмечала и большие площади высокоскоростных вторжений, другая — в Байсунской подзоне. Отмечаются высокие положительные аномалии северо-восточного плана и в других частях, например, вблизи гор Букантау, что говорит в пользу наличия и здесь секущих структур.

Геофизическое районирование по сейсмологическим данным было сделано Е. М. Бутовской в 1980 г. В основу районирования положены следующие элементы глубинного строения земной коры: глубина границы  $M$   $H_m$  (км), глубина изоповерхности  $V_p=6,0-6,4$  км/с (условно кровля гранитного слоя)  $H_r$  (км), глубина изоповерхности  $V_p=6,9-7,2$  км/с (условно кровля гранулито-базитового слоя)  $H_b$  (км) скорости волн  $P$ , средние до границы  $M$  (км/с). Показано и учтено наличие «мутности» — высокоскоростные включения со скоростью 6,2—6,8 км/с при фоновых скоростях 5,0—5,8 км/с и со скоростью 6,9—7,1 км/с при фоновых скоростях 6,0—6,4 км/с. Возможно, Е. М. Бутовская учитывала и какие-то другие факторы, так как в некоторых выделенных ею блоках вышеназванные характеристики совпадают. Ими могли быть глубины границы  $M$ , средние скорости волн  $P$  до этой границы, полученные позже на профилях ГСЗ (Ф. Х. Зунунов и др.).

Е. М. Бутовская на рассматриваемой территории выделила 19 блоков (табл. 1), которые показаны на «Схеме сопоставления металлогенического районирования с элементами глубинного строения земной коры центральной части Средней Азии» (рис. 1). Из

приведенных материалов сопоставления авторы обращают внимание на следующие моменты.

Е. М. Бутовская при сейсмологическом районировании выделила одну категорию единиц — блоки. Однако во многих случаях границы блоков составляют единые протяженные линии, соответствующие границам более крупных единиц, в нашем случае металлогеническим областям или зонам. Так, в западной части регио-

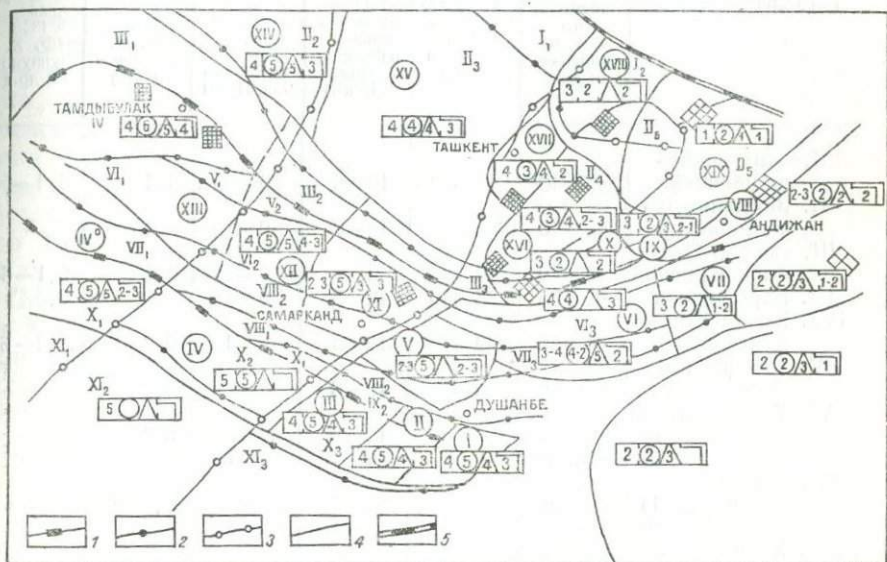


Рис. 1. Схема сопоставления металлогенического районирования с элементами глубинного строения земной коры центральной части Средней Азии. Составили И. Х. Хамрабаев, Е. М. Бутовская, Т. М. Воронич, Р. И. Назирова, О. П. Горьковой, М. Максудов.

Границы металлогенических и геофизических единиц: 1—областей, 2—зон, 3—подзон, 4—геофизических блоков, 5—Таласо-Ферганский разлом.

Элементы глубинного строения земной коры (цифры в прямоугольниках): глубина границы М (Н<sub>М</sub>) км: 1—75—65, 2—65—55, 3—55—50, 4—45—40, 5—40—35; Глубина изоперфорности  $v_p$  — 6,0—6,4 км/с (граница А, по терминологии Н. К. Булина, условно кровля гранитного слоя), Н<sub>Г</sub>, км (цифры в кружках): 1—25—20, 2—20—15, 3—15—12, 4—12—10, 5—10—8, 6—6—4. Глубина поверхности  $v_p$  = 6,9—7,2 км/с (условно кровля гранулитобазальтового слоя) Н<sub>Б</sub>, км (цифры в треугольниках): 1—45—40, 2—40—35, 3—35—30, 4—30—25. Две границы Н=15—20 км и Н=25—30 км разделены мощным полноводом  $v_p$  = 6,2—6,3 км/с. Скорости воли Р, средние до границы М км/с (цифры в квадратах): 1—6,2, 2—6,3, 3—6,4, 4—6,5. Наличие „мутности“: косая клетка—скорость в высокоскоростных включениях 6,2—6,8 км/с, при фоновых скоростях 5,0—5,8 км/с, прямая клетка—скорость в высокоскоростных включениях 6,9—7,1 км/с при фоновых скоростях 6,0—6,4 км/с. Римские цифры—нумерация блоков в кружках—геофизических, без—металлогенических.

на, к западу от Кураино-Гиссарской зоны четко обозначаются две линии, соответствующие северной и южной границам Южно-Тяньшаньской металлогенической области. При этом, как и в районировании по гравитационному полю, северная граница по сей-

Характеристика блоков земной коры, выделенных по данным сейсмологии и профилей ГСЗ

Геофизический блок	Глубина границы М, Н <sub>м</sub> , км		Глубина изопо- верхности $v_p =$ =6,0-6,4 км/сек (условно кровля гранитного слоя, Н <sub>г</sub> км)	Глубина изопо- верхности $v_p =$ =6,9-7,2 км/сек (условно кровля гранито- базитового слоя, Н <sub>б</sub> км)	Скорости волн Р, средние до границы М, км/сек	
	по данным сейсмологи- и (Е. М. Бу- товская и др.)	на профи- лях ГСЗ (Ф. Х. Зуннунов и др.)			по данным сейсмологи- и (Е. М. Бутовская и др.)	на профи- лях ГСЗ (Ф. Х. Зуннунов и др.)
I. Западно-Ду- шамбинский	45-40	42-43	10-6	30-25	6,4	6,4-6,5
II. Восточно-Ду- шамбинский	45-40	—	10-8	30-25	6,4	—
III. Северо-Сур- хандарьинский	45-40	42-45	10-8	30-25	6,4	6,1-6,2
IV. Каршинский	40-35	35-40	12-8	20-15	—	6,0
IVa. Южно-Кызыл- кумский	40-35	40-45	10-4	20-15	6,3-6,4	6,1-6,2
V. Зарафшано- Гиссарский	55-50	—	10-8	—	6,3-6,4	—
VI. Туркестанский	—	—	—	—	—	—
1) 55-50	—	10-8	40-30	6,4	—	
2) 55-40	—	20-10	35-30	6,3	—	
VII. Западно- Алайский 1)	55-50	—	20-15	—	6,2-6,3	—
2) 65-50	—	20-15	40-35	6,3	—	
VIII. Южно-Фер- ганский	45-40	—	12-10	—	6,4	—
IX. Центрально- Ферганский	55-50	46-48	20-15	35-30	6,2-6,3	5,9
X. Западно- Ферганский	55-50	50-55	20-15	—	6,3	6,0
XI. Самаркандско- Джизакский	55-50	42-47	10-8	35-30	6,4	6,1-6,2
XII. Нуратинский	45-40	—	10-8	20-15	6,4-6,5	—
XIII. Центрально- Кызылкумский	45-40	40-42	6-4	20-15	6,5	6,2
XIV. Северо-Кы- зылкумский	45-40	37-42	10-8	20-15	6,4	6,1-6,2
XV. Сырдарьин- ский	45-40	—	12-10	30-25	6,4	—
XVI. Кураминский	45-40	—	15-12	30-25	6,3-6,4	—
XVII. Приташкент- ский	45-40	40-45	15-12	30-25	6,3	6,3
XVIII. Западно-Чат- кальский	55-50	—	20-15	—	6,3	—
XIX. Фергано-Чат- кальский	65-55	—	20-15	45-40	6,2	—

смологическим данным сдвинута относительно металлогенической на север на расстояние от 30 до 60 км и более с той же тенденцией к увеличению этого расстояния к западу. Южная граница на западе также сдвинута к северу с несколько меньшей амплитудой, но с той же тенденцией к резкому уменьшению сдвига к востоку. Природа сдвига, фиксирующегося и по гравитационному голю, и по сейсмологическим данным, требует дальнейшей расшифровки. Но можно предположить здесь наклонную границу с некоторым выкручиванием.

По сейсмологическим данным границы блоков в некоторых случаях почти идеально совпадают с металлогеническими подзонами, например, блок XV (рис. 1) с Сырдарьинской подзоной. Близка конфигурация блоков зон и подзон в Срединном Тянь-Шане и Чаткало-Кураминских горах. Характерно, что металлогенические зоны и подзоны Срединного Тянь-Шаня отразились в сейсмологическом районировании, а металлогенические зоны Южного Тянь-Шаня нет, что еще раз подтверждает высказанную мысль о разноранговости металлогенических зон этих областей.

Поперечные границы хорошо подчеркиваются и в Срединном, и в Южном Тянь-Шане, отчетливо вырисовывается и поперечная Курамино-Гиссарская структура, западная граница которой почти совпадает и по сейсмологическому, и по металлогеническому районированию.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Прежде чем перейти к рассмотрению взаимосвязей размещения месторождений с особенностями глубинного строения земной коры рассматриваемой территории, целесообразно осветить эти особенности, под которыми мы подразумеваем конфигурацию, состав и мощность отдельных слоев земной коры, степень их неоднородности. Для этой цели использована схематическая карта геофизических полей Средней Азии с элементами глубинного строения, м-ба 1:1500000\*, составленная на основании площадных и профильных сейсмических наблюдений Е. М. Бутовской, Х. И. Юсупходжаевым и др., в 1979 г. под редакцией И. Х. Хамрабаева и, кроме того, данные переинтерпретации материалов ГСЗ (Зуннунов, Суров и др., 1981) и новые данные ГСЗ, КМПВ—МГОВ, ГСЗ—МОВЗ (Эргешев и др., 1985).

Для установления взаимосвязей месторождений с глубинным строением земной коры использовались в основном данные карты, так как профильные наблюдения во многих случаях проводились вне районов размещения эндогенных месторождений. Кроме того, как показал опыт работ, для выявления взаимосвязей большее значение имеют не абсолютные отметки глубины залегания тех или иных границ, а морфология поверхности границ и соотношение мощности отдельных слоев земной коры, что нагляднее и четче выделяется на карте.

Как отмечают авторы, проводившие площадные сейсмические наблюдения (Бутовская и др., 1982), земная кора рассматриваемой территории многослойно-неоднородная по вертикали, блоковая в плане, границы раздела и изоповерхности заданных значений  $V_p$  и  $V_s$  прерывистые, чешуйчатые, отмечены наплывами. Кора осложнена многочисленными включениями высокоскоростных масс в верхнюю низкоскоростную часть разреза и, наоборот, погружениями низкоскоростных пород на глубокие горизонты. Отмечается значительное количество волноводов, часто непротяженных, рваных. Все это затрудняет построение схемы изолиний глубины залегания резких границ раздела и изоповерхностей.

---

\*Значения скоростей  $V_p$  по границам: М — 7,9—8,3 км/с, К — 6,8—7,0 км/с, гранито-гнейса 6,0—6,4 км/с.

Поэтому указанная карта схематична и нуждается в дальнейшей детализации и уточнениях по мере получения новых материалов. Часть из них использована при описании характера изменения мощности земной коры региона.

Рассматриваемая территория Средней Азии охватывает Срединный, Южный и частично Северный Тянь-Шань, Каракумо-Таджикский срединный массив и Памирское скучивание, где земная кора в пределах каждой крупной структурной единицы характеризуется слоисто-блоковым строением и осложнена глубинными разломами.

Мощность земной коры в Чу-Сарысуьской впадине и Каратауском антиклинории Северного Тянь-Шаня равна 40—42 и 44—48 км (Антоненко, 1984) соответственно. На юго-восточном продолжении Каратауского антиклинория, восточнее оз. Иссыккуль, максимальная мощность ее достигает 60—63 км (Сабитова, 1981).

В платформенной части Срединного Тянь-Шаня по данным профильной съемки ГСЗ, ГСЗ—МОВЗ мощность земной коры увеличивается с северо-запада на юго-восток от 38 до 42 км (Померанцева, Шумилина, 1968; Ахмеров, Насыров, Пак, 1974; Антоненко, 1984). В Ферганской впадине по последним данным (Зуннунов, 1985) она варьирует в пределах 43—48 км. В орогенном Чаткало-Кураминском регионе эта величина в среднем составляет 44—50 км (по данным Е. М. Бутовской и др.—40—45 км), в верховьях р. Чаткал, вблизи Таласо-Ферганского разлома, достигает максимального значения—60 км (Бутовская, Атабаев, Эргешев и др., 1977).

В Южном Тянь-Шане мощность земной коры изменяется широко. С северо-запада (южнее Султануиздага) на юго-восток и восток (Алайский хребет) ее значения колеблются от 33—37 (Алиев, Атабаев, Бутовская, Эргешев и др., 1984) до 48—60 км (Бутовская, Атабаев, Эргешев и др., 1977). На всем протяжении Арало-Гиссарского разлома фрагментами и по материалам профильно-площадной сейсмологической съемки наблюдается превышение северного блока над южным на 8—10 км (Чамо и др., 1964; Рябой и др., 1963; Зуннунов, Суров, 1985; Бутовская, Эргешев, Атабаев и др., 1984; Рзаева, Ячменников и др., 1984, 1986; Крестников, Нерсесов, 1982; Дуркин, 1985). Можно предполагать, что это выдерживается вдоль всего разлома. Интересно также, что в пределах приподнятого северного блока в местах, где нефтегазопродуктивная юрская толща имеет ограниченную мощность, а поверхность палеозойского фундамента прорывается крупными интрузивными телами, выявлено значительное количество промышленных месторождений газоконденсатов (Газлийское, Карнабское, Мубарекское и др.).

В пределах выхода гиссарских докембрийских образований мощность земной коры составляет 38—40 км, в то время как под Гиссарским плутоном, на север от него, и юго-западными отрогами Гиссарского хребта на юге она заметно утолщается (44—48 км).

Глубина залегания границы М в Каракумо-Таджикском срединном массиве варьирует от 26 км на северо-западе (юго-восточное продолжение Краснодарского полуострова, Чамо, 1963) до 46—50 на юго-востоке (Предкопетдагский прогиб, Чарджоуская ступень и др.), а в районе Кулябского прогиба составляет 43 км. Земная кора Памира имеет наибольшую в регионе мощность — от 55 до 85 км (Эргешев, Каримова, 1982).

Следует отметить, что направление как приподнятых, так и опущенных блоков земной коры, как правило, хорошо согласуется с общими направлениями простираения альпийских и герцинских структур. Причем блоки земной коры осложнены и контролируются глубинными разломами с различной амплитудой (2—8 км,

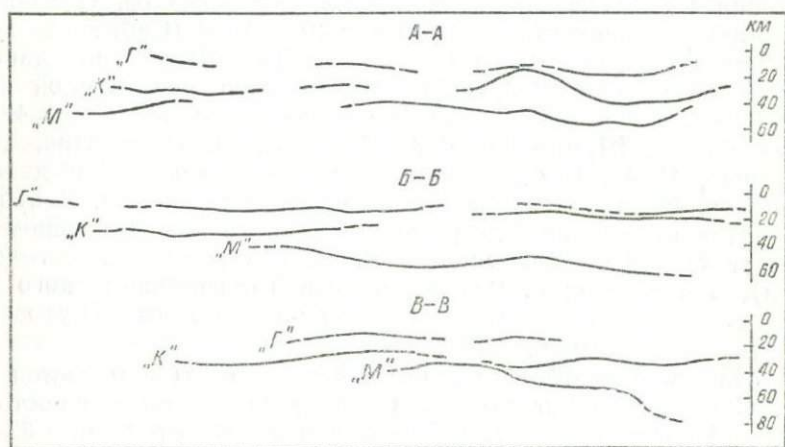


Рис. 2. Морфология геофизических границ раздела и мощность слоев земной коры металлогенических областей по разрезам (см. рис. 3, 4, 5). Области: А—А — Срединно-Тяньшаньская, Б—Б — Южно-Тяньшаньская, В—В — Каракумо-Таджикская.

Граничные скорости: М— $v_p = 7,9-8,4$  км/с, К— $v_p = 6,8-7,0$  км/с, Г— $v_p = 6,0-6,4$  км/с.

на Памире местами достигают 15 км). Граничная скорость преломленных волн вдоль поверхности границы М территории всего региона варьирует от 7,8 до 8,4 км/с.

По данным площадных сейсмологических наблюдений в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня намечается тенденция как бы к скручиванию плоскости подошвы земной коры (поверхность границы М). В восточной части территории с севера на юг отмечается погружение границы М, в западной поверхность горизонтальная с тенденцией к воздыманию к югу. Перегиб проходит, видимо, в зоне Курама — Гиссар. Характерно, что с этой же полосой совпадает зона высокого градиента региональной составляющей гравитационного поля (гравитационная ступень).

Характер консолидированной<sup>4</sup> коры более изменчив (рис. 2). В северной части территории на западе она имеет мощность около 43 км, которая примерно на меридиане г. Самарканда сокращается до 25 км, в Чаткало-Кураминском регионе порядка 30 км и далее к востоку увеличивается до 50 км. В средней части (Южно-Тяньшаньская область) в районе меридиана г. Бухары консолидированная кора имеет мощность около 33 км, на меридиане г. Душанбе она увеличивается до 45 км, а восточнее (меридиан Наманган — Андижан) наблюдается пережим, в котором

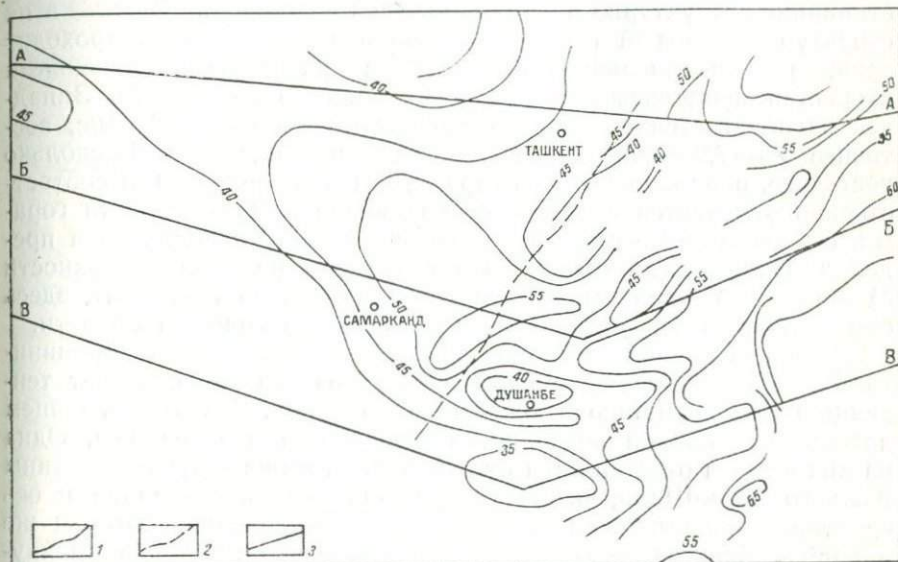


Рис. 3. Схема рельефа поверхности Мохоровичича.

1—изолинии поверхности М, 2—граница областей с различными скоростями продольных волн по границе М; к западу  $v_p = 8,2-8,4$  км/с, к востоку  $v_p = 7,9-7,95$  км/с, 3—линии разрезов.

мощность консолидированной коры всего 25 км. К востоку она вновь увеличивается.

В южной части территории (Каракумо-Таджикская область) на западе (меридиан Султануиздаг) мощность консолидированной коры составляет 35 км, несколько западнее меридиана г. Самарканда она увеличивается до 42 км, а затем довольно резко уменьшается до 35 км (район Бабатага); восточнее, в пределах Памира мощность ее резко возрастает до 50—60 км.

Морфология основных поверхностей (граница М, К и поверхность гранито-гнейсового слоя) раздела земной коры довольно сложная и характеризуется следующим.

<sup>4</sup> Здесь под консолидированной корой понимается часть земной коры, включающая базальтовый и гранито-гнейсовый слои. Кровля ее имеет скорости продольных сейсмических волн 6,0—6,4 км/с. Важность этой границы, проходящей внутри гранито-метаморфического слоя, подчеркнута и в работе «Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана» (1983).

**Поверхность границы М (рис. 3).** Западнее линии Николаева структуры поверхности М приобретают, в отличие от территории, расположенной восточнее, секущее (по отношению к металлогеническим единицам) северо-восточное простирание.

Здесь отмечается валообразное поднятие (до 10 км) с довольно крутыми склонами, совпадающее с Кураминским хребтом, ось его погружается к юго-западу. Эта структура в пределах Южного Тянь-Шаня постепенно переходит во впадину того же простирания, секущего по отношению к субширотному здесь простиранию структурно-металлогенических единиц. Вдоль этих структур границы М (несколько западнее осевой части) проходит зона, разграничивающая области с различными значениями скоростей продольных сейсмических волн по границе М. Западнее располагается область со скоростями  $V_p=8,2-8,4$  км/с, восточнее  $V_p=7,9-7,95$  км/с (Бутовская и др., 1982). Несколько восточнее, параллельно этим структурам в поверхности М соответственно отмечается впадина, совпадающая с Чаткальскими горами, ось которой погружается к северо-востоку и поднятие в пределах Южного Тянь-Шаня. Эти структуры рельефа поверхности М в пределы Каракумо-Таджикской области не переходят, здесь они субширотные, согласные с простиранием границы области.

Западнее полосы Курама—Гиссар поверхность М выравнивается и в районе меридиана Султануздага приобретает тенденцию к воздыманию в южном направлении. На этой в общем довольно спокойной поверхности отмечаются две впадины. Одна из них как бы ответвляется от отмеченной выше секущей впадины Южного Тянь-Шаня, имеет северо-западное простирание и ось ее полого воздымается в этом же направлении. Вторая же в районе Бельтау — Букунтау корытообразная, сильно вытянутая к северо-западу с тенденцией к переходу в меридиональное простирание.

Таким образом, по характеру рельефа поверхности М рассматриваемая территория довольно отчетливо делится на восточную (охватывает полосу Чаткало-Кураминские горы — Ферганская впадина — юго-западные отроги Гиссарского хребта) и западную (Западный Узбекистан) части.

Западная часть характеризуется спокойным платообразным рельефом, осложненным небольшими поднятиями и впадинами.

На этом фоне в рельефе М выявлена резкая аномалия в виде выступа (Эргешев и др., 1985). Она совпадает с Газлийской сейсмической зоной северо-западного простирания, имеет ширину порядка 100 км и прослежена профильными наблюдениями на 70 км. Глубина залегания поверхности М здесь 32—35 км. Вторая такая аномалия находится в пределах Южно-Таджикской депрессии.

**Поверхность базальтового слоя (К) (рис. 4).** В общем эта поверхность конформна поверхности М, хотя имеются отличия. Восточнее рассматриваемой части территории в поверхности К с юга на север отмечаются чередующиеся

поднятия и прогибы, вытянутые в северо-восточном направлении, причем намечается подъем плоскости границы К к югу.

В полосе Курама — Гиссар морфология поверхности границы К в разных частях различная. Под Чаткальскими горами и Ферганской долиной это широкая корытообразная впадина секущего северо-восточного простираения, полого погружающаяся к югу от 20 до 40 км (оси структур поверхности М под Чаткалом погружаются к северу).

На участке полосы, проходящем в пределах Южного Тянь-Шаня, граница поверхности К образует довольно крутое анти-

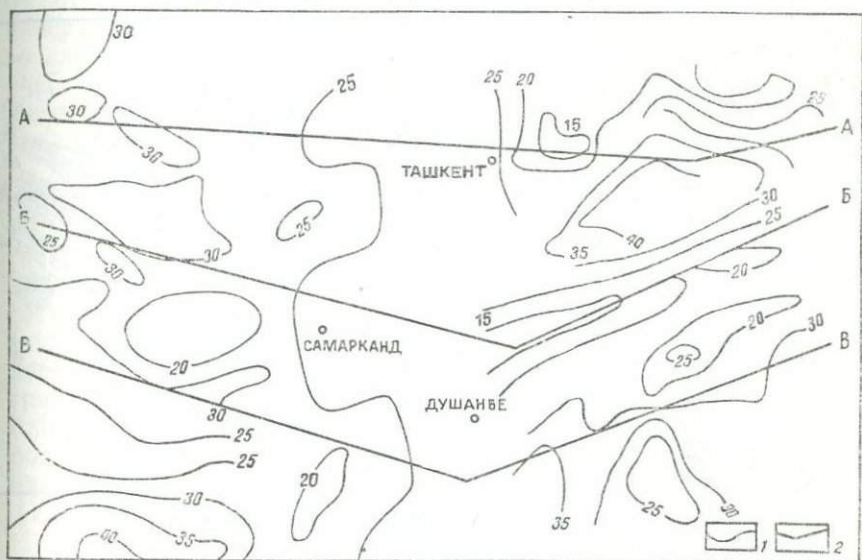


Рис. 4. Схема рельефа поверхности Конрада.

1 — изогипсы поверхности К, 2 — линии разрезов.

клинальное поднятие, простираение которого совпадает с простираением южно-тяньшаньских структурно-металлогенических единиц. На этом участке поверхность границы К имеет тенденцию к воздыманию к югу. Этот же участок характеризуется значительным увеличением мощности базальтового слоя.

В западной части, охарактеризованной менее детально, поверхность границы К в общем довольно спокойная, глубина залегания 25—30 км. Отмечается (ближе к западу) ряд куполообразных поднятий и прогибов, вытянутых в запад-северо-западном направлении согласно с общим простираением здесь геологических структур.

На меридиане Букантау и несколько западнее намечается секущее меридиональное простираение морфоструктур поверхности К, но проявленных в основном только в пределах Срединно-Тяньшаньской и Каракумо-Таджикской областей. В Южном

Тянь-Шане сохраняется согласное простираие морфоструктур поверхности К. Следует, пожалуй, подчеркнуть, что морфоструктурные элементы поверхности К западной части территории имеют округлый изометричный характер в отличие от линейных восточной части.

Таким образом, рассматривая морфоструктурные элементы поверхности базальтового слоя, можно отметить, что в пределах Южного Тянь-Шаня их простираие в общем везде согласное с простираием Тянь-Шаньских структур. В пределах Срединного Тянь-Шаня это согласное простираие дважды нарушается: в районе Чаткало-Кураминских гор и Ферганской впадины оно

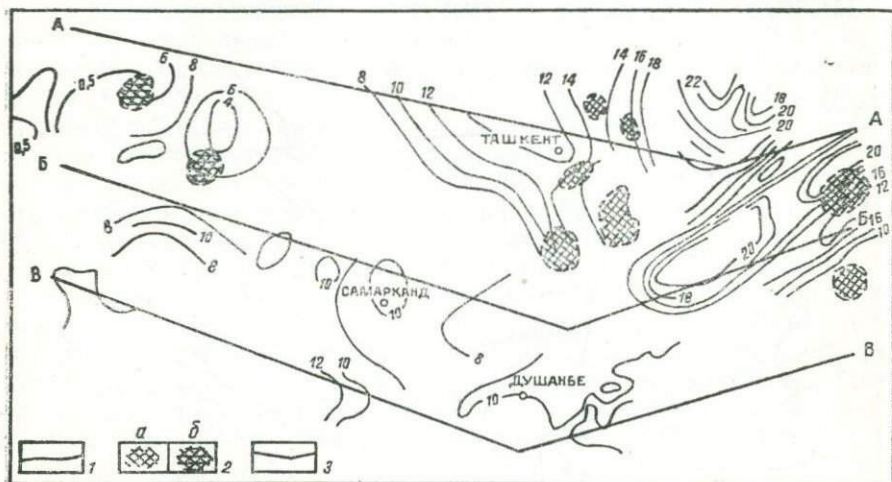


Рис. 5. Схема рельефа поверхности гранитного слоя (Г).

1 — изолинии поверхности, Г, 2 — высокоскоростные включения.

$a-v_p = 6,2-6,8$  км/с при фоновых скоростях 5,0-5,8 км/с,  $b-v_p = 3,9-7,1$  км/с при фоновых скоростях 6,0-6,4 км/с) в верхней (3-6 до 10 км) части земной коры, 3 — линии разрезов.

северо-восточное, а в районе Букантау близкое к меридиональному.

**Поверхность гранито-гнейсового слоя.** Располагается на глубинах от 1—2 до 15—20 км. Максимальные глубины отмечаются в полосе Курама—Гиссар, хотя в общем намечается погружение к Востоку (рис. 5).

По характеру рельефа поверхности гранито-гнейсового и базальтового слоев близки. В зоне линии Николаева рельеф поверхности достаточно сложный. В пределах Чаткало-Кураминских гор и Ферганской депрессии морфоструктуры приобретают секущее, как и поверхности раздела всех границ, простираие; в пределах Южного Тянь-Шаня они сохраняют согласное с направлением структурно-металлогенических зон простираие.

В западной части территории преобладают пологие куполообразные поднятия и прогибы, намечающиеся цепочки которых

вытянуты согласно с простираем структурно-металлогенических зон.

## ОСНОВНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ СТРОЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

**Срединно-Тяньшаньская область.** Граница с Южно-Тяньшаньской областью в рельефе поверхности М наиболее четко выражена в центральной части, где она трассируется рядом крутых прогибов и поднятий. Правда, их проекция на дневную поверхность не всегда совпадает с проведенной границей. Кроме того, на отрезке Южно-Ферганского глубинного разлома изолинии поверхности границы М прерываются. В поверхности базальтового слоя границы областей в большинстве случаев выражаются участками прогибания базальтового слоя. В морфологии поверхности гранито-гнейсового слоя по имеющимся материалам граница между областями не проявляется.

В области довольно сложное строение геофизических границ, значительно уменьшается мощность базальтового слоя (10—15 км) в западной части с одновременным увеличением гранито-гнейсового (до 30 км). К востоку мощность базальтового слоя довольно равномерно увеличивается (до 30 км). Исключение составляет территория Кураминских гор, где сначала отмечается мощный раздув базальтового слоя (до 30 км), а затем резкий пережим, когда мощность сокращается до 10 км. Поверхность гранито-гнейсового слоя в западной части залегает довольно близко — 1—3 км, а на востоке глубоко — 10—15 км. Для области, особенно ее Чаткало-Кураминской части, характерно наличие значительного количества высокоскоростных включений ( $V_p = 6,1—7,2$  км/с) в верхней части (3—6 км) земной коры.

В гравимагнитных полях Срединно-Тяньшаньская область характеризуется преимущественно обширными, малоинтенсивными пологими, чаще изометричными положительными магнитными аномалиями, развитыми на общем отрицательном фоне. Исключение составляет Кураминская подзона, обладающая наиболее дифференцированным полем при преобладании площадей с положительными, местами большими значениями и в основном северо-западным простираем изодинам.

Значения напряженности магнитного поля<sup>5</sup> изменяются от +5 и более до -3 мэ. При этом примерно половине (53%) площади области присущи низкие (+0,75 -0,75) и отрицательные (56% территории) значения напряженности. Средневзвешенное значение напряженности для всей области близко к нулю -0,0168 мэ.

В южной, узкой приграничной части области (Учкулач-Гузанская зона) преобладают площади с положительными значениями

<sup>5</sup> Данные с карты магнитных аномалий центральной части Средней Азии (ред. Б. Б. Таль-Вирский, И. А. Фузайлов).

напряженности при средневзвешенном  $+0,2598$  мэ. Характерно, что в выделяемой здесь Ханбанды-Писталитауской подзоне, наиболее продуктивной в металлогеническом отношении, 74% площадей с отрицательными значениями напряженности магнитного поля при прерывистом характере изменения этих значений.

Гравитационное поле<sup>6</sup> области имеет изометричную форму аномалий, которые по интенсивности локальной составляющей делятся на три группы.

Первая охватывает территорию Северо-Кызылкумской, Сырдарьинской и Ферганской металлогенических подзон и характеризуется крупными повышенными, слабо повышенными, слабо пониженными аномалиями, причем площади, занимаемые ими, примерно одного порядка.

Вторая — Кураминская металлогеническая подзона — обладает исключительно повышенным полем, причем оно постепенно концентрически изменяется от экстремально максимального в центральной части до слабо повышенного по периферии. Большой части площади присуща высокая интенсивность локальной составляющей поля; аномалии северо-восточного простирания.

Аналогичное строение имеет гравитационное поле Большекарататауской металлогенической подзоны, но здесь аномалии более вытянутые, северо-западного простирания, изменение локальной составляющей несколько асимметричное, с севера более резкое, местами ступенчатое. На большей части площади интенсивность локальной составляющей поля высокая.

Строение гравитационного поля Северо-Чаткальской металлогенической подзоны аналогично Кураминской, но здесь аномалии имеют обратный знак, — от экстремально-минимальной в центре до низкой и слабо пониженной на периферии.

По тектонической природе Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область (Региональная металлогения..., 1979) представляет собой серию прогибов на эпикарельско-гренивильской платформе. Они отличаются возрастом заложения, степенью подвижности, амплитудой движения, деталями разрезов, характером и интенсивностью магматизма, строением основания и земной коры. В соответствии с этим с учётом закрытых пространств здесь выделяются (рис. 6): Каратау-Нарынская (с Большекарататауской и Северо-Чаткальской подзонами), Курамино-Ферганская (с Бельтауской, Северо-Кызылкумской, Сырдарьинской, Кураминской, Ферганской, Кассанской подзонами) и Учкулач-Гузанская (с Северо-Букантауской, Ханбанды-Писталитауской, Гузанской подзонами) металлогенические зоны. Среди них Кураминская, Сырдарьинская — более жесткие, антиклинорные структуры, а Большекарататауская, Северо-Чаткальская — прогибы с отчетливой инверсией. **В то же время** общий характер разрезов, петрохимические особенности магматизма, металлогения больше

<sup>6</sup> Здесь и далее особенности гравитационного поля приводятся из «Схемы строения гравитационного поля Средней Азии» (Юсупходжаев и др., 1977).

говорят о сходстве, чем о различии всех зон, что позволяет объединять их в одну область.

В пределах области проявился обильный магматизм. Особенно магмонасыщена южная часть с раздувами в краевых Кураминской и Бельтауской подзонах. Здесь проходят ареалы двух вулканических поясов: силур-нижнедевонского и ниже-среднекарбонного.

Магматизм гранодиорит-андезитоидного типа повышенной железистости. Кроме этого, через Чаткало-Кураминские горы про-

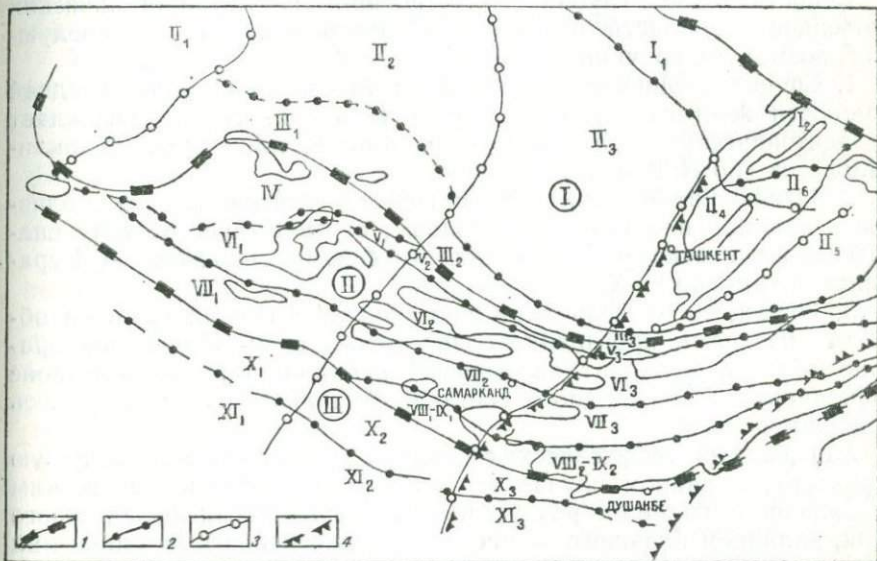


Рис. 6. Схема металлогенического районирования центральной части Средней Азии.

Границы металлогенических единиц: 1—областей, 2—зон, 3—подзон, 4—поперечной структуры  
 I—Срединно-Тяньшаньская область, Каратау-Нарынская зона; I<sub>1</sub>—Большекаратауская подзона, I<sub>2</sub>—Северо-Чаткальская подзона, Курамино-Ферганская зона; II—Бельтауская подзона, II<sub>1</sub>—Северо-Кызылкумская, II<sub>2</sub>—Сырдарьинская, II<sub>3</sub>—Кураминская, II<sub>4</sub>—Ферганская, II<sub>5</sub>—Кассанская; Учкулач-Гузаянская зона; III—Северо-букантауская подзона, III<sub>1</sub>—Хайбанды-Писталитауская, III<sub>2</sub>—Гузаянская, IV—Букантауская зона; Северо-Тамды-Южноферганская зона; V<sub>1</sub>—Северо-Тамдынская подзона, V<sub>2</sub>—Фаришская, V<sub>3</sub>—Катранская; Нурадино-Туркестанская зона; VI<sub>1</sub>—Центрально-Кызылкумская подзона, VI<sub>2</sub>—Нуратинская, VI<sub>3</sub>—Туркестано-Алайская; Зарафшано-Гиссарская зона; VII<sub>1</sub>—Кульджуктауская подзона, VII<sub>2</sub>—Зирабулак-Каратк-Бинская, VII<sub>3</sub>—Зарафшанская; Гиссарская и Южно-Гиссарская зоны; VIII<sub>1</sub>, IX<sub>1</sub>—Северо и Южнокарнабульские подзоны, VIII<sub>2</sub>, IX<sub>2</sub>—Гиссарская и Южно-Гиссарская; Хорезмо-Байсунская зона; X<sub>1</sub>—Кемеренкумская подзона, X<sub>2</sub>—Каршинская, X<sub>3</sub>—Байсунская; Амударья-Кугитанская зона; XI<sub>1</sub>—Мешеклинская подзона, XI<sub>2</sub>—Фарабская, XI<sub>3</sub>—Кугитанская.

ходит поперечная секущая структура с характерным пермским (верхний карбон?) бимодальным магматизмом повышенной щелочности.

Металлогения области отличается многометалльностью и многоэтапностью оруденения. Особенно продуктивен герцинский цикл. Для его раннего (девонского) этапа характерны стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Хайбанды-Писталитауская и Большекаратауская подзоны). Для среднего — сред-

неверхнекарбонového — скарново-полиметаллические, скарново-магнетитовые, медно-порфи́ровые, золоторудные и отчасти висмутовые месторождения. Для заключительного пермского этапа (или этапа автономной активизации) — группа флюоритовых, серебро-полиметаллические, золото-серебряные, медно-висмутовые, редкощелочные месторождения. Характерны широтный и северо-западный план для расположения карбонových месторождений и северо-восточный, согласный с прости́ранием секущего пояса, для пермских.

Сопоставление глубинного строения и металлогенических особенностей области позволяет обратить внимание на следующие, возможно, причинные связи.

1. Средняя мощность земной коры 40—45 км отвечает средней мощности жестких структур других регионов, что подтверждает ее тектоническую трактовку «срединного», или «межгеосинклинального» (по Н. Власову) массива.

2. Отношение базальтового и гранито-гнейсового слоев, близкое к единице или несколько больше, соответствует общему сиалически-фемическому рудно-магматическому профилю («Кураминский тип», по И. Х. Хамрабаеву).

3. Обращает на себя внимание фиксация южной границы области участками прогибания базальтового слоя. По южной границе области проходит карбонový вулканоплутонический пояс гранодиорит-андезитоидного состава. Мы склонны видеть здесь причинную связь.

Морфология геофизических границ подчеркивает секущую структуру, в данном случае ее Кураминскую часть, с резким усложнением границ, раздувами и пережимами базальтового слоя, наличием большого количества высокоскоростных вторжений в верхней части земной коры, что может коррелироваться с исключительной магманасыщенностью структуры.

В остальной части области (исключая Бельтау и Кураму) границы более спокойные. Преобладание обширных положительных магнитных аномалий на фоне отрицательных хорошо увязывается с общим (повышенной железистости) магматизмом области. При этом выделяется магмонасыщенная Кураминская подзона с наиболее дифференцированным полем. Обратим внимание на преобладающее северо-западное прости́рание изодинам и карбонových рудных зон, связанных с карбонovým магматизмом.

Можно подчеркнуть повышенные положительные значения напряженности магнитного поля в Учкулач-Гузанской краевой зоне, где проходит краевой вулканоплутонический пояс, и здесь же, в рудном районе Учкулача, смену их отрицательными, что связано, вероятно, с гидротермальными процессами.

Повышенное значение гравитационного поля Кураминской подзоны может увязываться и с раздувом базальтового слоя, и с несколько повышенной основностью гранитоидного магматизма. Концентрический план изменения значений поля согласуется с гипотезой ядерного развития В. И. Попова.

**Южно-Тяньшаньская область.** Граница с Юго-Западно-Тяньшаньской областью и Памиром в рельефе поверхности раздела земной коры в большинстве случаев не выражена. В целом область отличается более спокойными формами геофизических поверхностей, причем их изолинии везде согласны с простираем структурно-металлогенических элементов. Характерно значительное увеличение мощности базальтового слоя в восточном направлении от 10 до 30 км с отдельными раздувами до 35 км (в полосе Курама — Гиссар). Поверхность гранито-гнейсового слоя залегания здесь значительно глубже: на западе глубина порядка 10 км, к востоку увеличивается до 20 км, однако мощность его в общем меньше и к востоку резко уменьшается от 20 до 10—5 км.

Территории Южно-Тяньшаньской металлогенической области присущ непостоянный характер и дифференцированность магнитного поля: участки спокойного пониженного или повышенного поля сменяются участками с различным осложнением поля. Широко развиты локальные аномалии в большинстве небольших размеров, вытянутые в северо-западном направлении (Фузайлов, 1977).

В пределах области преобладают (54%) площади с положительными значениями напряженности магнитного поля, причем низкие значения (+0,75—0,75 мэ) присущи 65% территории. Средневзвешенное значение напряженности для всей области положительное и равно +0,1859 мэ.

По магнитным характеристикам резко выделяется Букантауская металлогеническая зона, 88% площади которой характеризуются положительными значениями напряженности, в основном довольно высокими.

В пределах области с запада на восток территории с относительным преобладанием положительных магнитных аномалий сменяются территориями с преобладанием отрицательных. В этом же направлении положительные значения уменьшаются, а отрицательные увеличиваются.

Следует отметить, что лишь сравнительно узкие краевые (с севера и юга) зоны имеют отрицательные средние значения напряженности, причем по северной границе в основном за счет резкого преобладания отрицательных значений в восточной части.

Южно-Тяньшаньская область характеризуется линейно вытянутым знакопеременным с пониженным уровнем интенсивности гравитационным полем субширотного простираения. Интенсивность локальной составляющей изменяется от экстремально минимальной до сильно повышенной, причем положительные аномалии расположены в центральной и южной приграничной частях области; минимумы отмечаются в западной и восточной.

По характеру и особенностям морфологии гравитационного поля выделяются три субширотные зоны.

1. Нурата-Алайская (примерно в границах Нуратино-Туркестанской металлогенической зоны и Букантауской без ее северной

части). Для нее характерен пониженный уровень гравитационного поля и чередование аномалий, согласных с простираемостью зоны и ортогональных ей.

2. Зарафшано-Туркестанская (совпадающая с Зарафшано-Гиссарской металлогенической) со значительно пониженным уровнем поля и практически согласным простираемостью аномалий, прерываемым лишь в полосе Курама—Гиссар, где имеются и положительные аномалии северо-восточного простираемости.

3. Зарафшано-Гиссарская (Гиссарская, включающая Южно-Гиссарскую металлогеническую), отличающаяся четко выраженным повышенным гравитационным полем.

Южно-Тяньшаньская металлогеническая область — сложное построенное горное сооружение. В тектоническом отношении, по мнению большинства авторов, представляющее собой геосинклинальную или рифтогенно-геосинклинальную (Р. Н. Абдуллаев, П. В. Панкратев) систему древнего (рифей? кембрий? ордовик?) заложения. Состоит из замкнувшихся в различное время палеозоя прогибов. Сейчас это крупный мегантиклинорий, сложенный чередующимися антиклинальными и синклинальными структурами (О. М. Борисов). Характерен линейный характер структур с простираемостью, близким к широтному, с перегибом на северо-запад в центральной части.

Отмечается значительная неоднородность Южного Тянь-Шаня по простираемости. Большинство исследователей выделяют здесь три сектора: западный, центральный и восточный. Восточный — с большей общей мощностью земной коры (до 55 км), меньшим развитием магматизма (особенно если исключить спорную Гиссарскую зону) повышенной щелочности. Западный и Центральный — с меньшей мощностью земной коры, более интенсивным магматизмом и развитием на западе больших полей докембрийских и раннепалеозойских пород. Здесь выделяют «Кызылкумский срединный массив» или «срединную массу». Магматизм в целом более кислый, чем в Среднем Тянь-Шане. Гранитоиды маложелезистые. По краям Южного Тянь-Шаня офиолитовые пояса; более выраженный северный, менее — южный.

Авторы («Региональная металлогения...», 1979) в Южном Тянь-Шане выделяют ряд параллельных зон: Букантаускую, Северотамды-Южноферганскую, Нуратино-Туркестанскую, Зарафшано-Гиссарскую, Гиссарскую и Южно-Гиссарскую. Последние две спорны. В определенные этапы развития (ранне-, среднегерцинский) они близки к южной Каракумо-Таджикской металлогенической области. В целом разница в зонах Южного Тянь-Шаня, по-видимому, рангом ниже, чем в зонах Среднего. Больше отличие наблюдается в секторах (подзонах) по латерали.

Металлогения области определяется главным образом  $Au(Ag)$ ,  $W(Mo, Sn)$ ,  $Hg-Sb(Se, Bi)$  и др.) оруденением. При этом золоторудные формации наиболее характерны для западной части, вольфрамовые — для центральной и сурьмяно-ртутные — для

восточной. В поперечном разрезе золоторудные и ртутно-сурьмяные образования тяготеют к северной половине (с «более сландцевым разрезом»), а вольфрамовые — к южной (с «более карбонатным разрезом»).

Редкометалльный профиль области, в ее центральной и несколько меньше восточной части, хорошо сопоставляется с установленной для других регионов общей повышенной мощностью земной коры с преобладанием гранитного слоя (сиалический, южно-тяньшаньский тип, по И. Х. Хамрабаеву, 1974, 1977). Понижение общей мощности земной коры к западу и расположение именно там основных золоторудных объектов также согласуется со статистическими закономерностями.

Можно сопоставить общую линейность геологических структур, выдержанную линейную зональность металлогении со спокойным согласным простираем геофизических границ. Только в районе прохождения поперечной Курамино-Гиссарской структуры, где усложняются границы с прогибом в поверхности М и поднятием границы К (но и здесь структуры сохраняют согласное простираем) и таким образом увеличение общей мощности базальтового слоя, наблюдаются интрузии повышенной щелочности, и в ртутно-сурьмяных месторождениях появляется флюоритовая минерализация. Обращают на себя внимание округлые изометричные морфоструктуры поверхностей К и гранито-гнейсового слоя в западной части области, что подчеркивает наличие «срединной массы».

Как указывалось выше, магнитное поле области сильно дифференцировано. С резким повышением значения напряженности магнитного поля в Букантауской зоне можно сопоставить сосредоточение здесь золоторудной минерализации, которая обычно связывается с более основным магматизмом, а здесь есть интрузии относительно повышенной железистости. Увеличение с запада на восток отрицательных аномалий также может быть увязано с характером магматизма, возрастанием к востоку удельного веса более кислых разностей.

Наблюдаемые гравитационные поля с экстремально низкими значениями локальной составляющей можно увязать с крупными кислыми интрузиями, а повышенные — в какой-то степени с гранитоидами повышенной основности, как, например, в Гиссарской и Южно-Гиссарской зонах.

Отметим фиксацию поперечной Курамино-Гиссарской полосы прерыванием согласного простираем отрицательных аномалий Зарафшано-Туркестанской зоны и наличием в пределах ее положительных аномалий северо-восточного простираем.

**Каракум-Таджикская область.** В пределах рассматриваемой части характеризуется сокращенной мощностью земной коры, близкими мощностями базальтового и гранито-гнейсового слоев, более мощным базальтовым слоем, особенно на Северном Памире.

Глубина залегания поверхности гранито-гнейсового слоя небольшая: от 3—5 км на западе до 8—10 на востоке. Отмечается усложнение рельефа поверхности границы М и базальтового слоя в восточном направлении.

Каракумо-Таджикская область характеризуется отсутствием магнитных аномалий с наивысшими для рассматриваемой территории значениями напряженности магнитного поля. Она изменяется здесь от +4 до —2 мэ. Преобладают (66%) площади с отрицательным магнитным полем и низкими абсолютными значениями напряженности (от +0,75 до —0,75 мэ), присущими 73% всей площади области. Средневзвешенное значение напряженности также отрицательное и составляет —0,1739 мэ.

С запада на восток, как и в Южно-Тяньшаньской области, наблюдается относительное увеличение «отрицательности» значений напряженности магнитного поля, но здесь и в западной части преобладают площади с отрицательными аномалиями.

В гравитационном поле области чередуются максимумы и минимумы часто неправильной формы с некоторым преобладанием (площадным) минимумов, прерываемым Кугитанг-Байсунской полосой положительных аномалий высокой интенсивности до экстремально-максимальной.

Каракумо-Таджикская металлогеническая область пространственно совпадает с одноименным «жестким», «краевым» или «срединным массивом». Авторы работы «Региональная металлогения...» (1979) выделяют здесь две металлогенические зоны: Хорезм-Байсунскую и Амударья-Кугитангскую, представляющие собой крупные субширотные структуры. Они пересекаются трансрегиональными поперечными разломами, которые делят массив на крупные мегаблоки (или подзоны). Наиболее приподнята с обнажающимся фундаментом и палеозойскими образованиями Кугитанг-Байсунская структура, входящая в поперечную Курамино-Гиссарскую. Ее байсунская часть сложена породами Гиссаро-Хорезмского вулканоплутонического пояса — карбоновыми, реже пермскими вулканогенными и, отчасти, плутогенными формациями, залегающими на докембрийском основании с образованием крупных магматогенных структур. С ними связана колчеданно-полиметаллическая, меньше золотая, флюоритовая и редкометалльная минерализация. Кугитангская подзона расположена на границе герцинских и альпийских структур. Здесь развиты нижне-, средне-верхнекарбоновые и юрские породы. Среди них карбоновые интрузии гранит-адамеллит-гранодиоритового комплекса, штоки кварцевых порфиров и диабазовые дайки. Рудные образования: редкометалльные, скарново-магнетит-гематитовые, кварцшеелит-вольфрамитовые, скарново-олово-полиметаллические, флюоритовые формации герцинского возраста и низкотемпературные свинцово-цинковые и ртутные альпийские проявления.

Сокращенная мощность земной коры отвечает трактовке области как срединного массива. Соотношение базальтового и гранито-гнейсового слоев, близкое к единице, схожесть гравита-

сионных полей сближает ее со Срединным Тянь-Шанем, объясняя в какой-то степени довольно большую схожесть этих двух областей и по элементной металлогении: Pb-Zn(Cu), Fe, флюорит. Обратим внимание на северо-восточные полосы интенсивных гравитационных аномалий в Кугитанг-Байсунской структуре, и здесь подчеркивающих наличие поперечной Курамино-Гиссарской структуры.

Приведенные особенности строения земной коры металлогенических областей, а по некоторым параметрам и более мелких единиц, показывают существование определенных отличий, что может обуславливать и их металлогеническую специализацию.

Из общих отличий еще раз можно подчеркнуть следующее. В Срединно-Тяньшаньской области по сравнению с Южно-Тяньшаньской рельеф геофизических границ более сложный, изолинии не везде согласны с общим простираем структур области. Глубина залегания поверхности гранито-гнейсового слоя значительно меньше, особенно в западной части, а мощность больше. Магнитное поле также более рельефно, преобладают площади с отрицательными магнитными аномалиями, отрицательные средневзвешенные значения напряженности. При этом в узкой приграничной (с южным Тянь-Шанем) полосе больше площадей с положительными аномалиями, а их среднее значение также положительное. В Южно-Тяньшаньской области, наоборот, преобладают площади с положительными аномалиями и положительные средние значения напряженности. А узкие краевые части характеризуются отрицательными аномалиями при отрицательном же среднем значении напряженности.

Каракумо-Таджикская область в общем отличается сокращенной мощностью земной коры при примерно равной мощности гранито-гнейсового и базальтового слоев. Отсутствуют площади с наивысшими (для территории) абсолютными значениями напряженности магнитного поля и более резкое увеличение «отрицательности» поля в восточном направлении.

По гравитационным полям Срединно-Тяньшаньская и Каракумо-Таджикская области однотипны: крупные, чаще изометрические положительные и отрицательные аномалии, прерываемые северо-восточными полосами интенсивных положительных аномалий (Кураминский хребет и полоса Кугитанг — Байсун). В Южно-Тяньшаньской области — линейно вытянутые знакопеременные аномалии, причем наиболее пониженным полем характеризуется средняя (осевая) часть.

## СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ВОЗМОЖНОСТЬ (ПРАВОМЕРНОСТЬ) ВЫЯВЛЕНИЯ ЗАВИСИМОСТЕЙ МЕЖДУ СОВРЕМЕННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПАЛЕОМЕТАЛЛОГЕНИЕМ

Как отмечает А. Д. Щеглов (1980), современные металлогенические исследования невозможны без комплексного подхода к изучению территорий без учета всей геологической и геофизической информации.

Одним из первых на необходимость использования геофизических данных при металлогеническом анализе указывал Б. А. Андреев (1958). В дальнейшем стало появляться значительное количество работ, учитывающих геофизические данные, в том числе и особенности глубинного строения земной коры при прогнозно-металлогенических построениях. Выявлен ряд зависимостей между размещением эндогенной рудной минерализации и особенностями глубинного строения земной коры. По этому поводу М. И. Ицксон (1966) писал, что в последние годы все большее признание получает положение о том, что эндогенная металлогеническая специализация определяется, в основном, особенностями глубинного строения территории.

Вместе с тем появились отдельные работы и высказывания, ставящие под сомнение возможность сопоставления наблюдаемого в настоящее время строения земной коры с размещением эндогенной рудной минерализации, сформировавшейся в палеозое или мезо-кайнозое.

Так, О. А. Рыжков (1973) отмечает, что глубинное строение территории Западного Тянь-Шаня — мощность и структура геофизических слоев тектоносферы — связано с новейшим этапом его тектонического развития. В течение палеозоя и мезо-кайнозоя глубинное строение этой территории неоднократно изменялось и поэтому нет основания говорить о связи палеозойской металлогении с современным глубинным строением. Последнее четко отражается в ее новейшей тектонике, поэтому должно увязываться с ее альпийским поверхностным структурным планом.

Это же сомнение, но в менее категоричной форме высказывают А. К. Каюпов, И. П. Беневоленский, В. Т. Третьяков (1974), которые считают, что полностью связывать сложную, многоэтапную, растянутую во времени металлогению герцинской, а тем более каледонской эпох с современным строением земной коры нельзя. Они отмечают, что наиболее отчетливо проявляется связь месторождений и рудопроявлений с особенностями строения земной коры для заключительного этапа развития орогенных областей, т. е. по мере омоложения эндогенной минерализации.

К этому присоединяется и М. Г. Харламов (1983), указывающий, что имеющийся материал по Казахской складчатой области не позволяет коррелировать позиции известных эндогенных рудных проявлений с мощностью коры или ее отдельных частей.

В. В. Пуринг и др. (1977), сопоставляя карту рельефа подошвы земной коры восточной части БАМа со схемами неотектоники, приходят к выводу, что положение границы М связано с режимом новейших тектонических движений. К такому же выводу ранее пришли Э. Э. Фотиади и др. (1969).

Однако, рассмотрев совокупность имеющихся данных и проанализировав соотношения глубинного строения, особенностей геологии и металлогении описываемой территории, указанные авторы пришли к выводу о возможности сопоставления эндогенной минерализации с глубинным строением выделенных блоков земной коры.

Мысль о том, что наблюдаемое глубинное строение земной коры обусловлено новейшей тектоникой, о чем говорят противники возможности использования данных глубинного строения при прогнозно-металлогенических построениях, далеко не бесспорна.

На сложный характер связей между современным рельефом и мощностью земной коры указывала Р. М. Деминицкая (1958), отмечавшая, что эта связь далеко не линейная; при анализе наблюдается большой разброс точек. При этом депрессии субстрата, соответствующие «корням гор» как по ширине, так и по амплитуде погружения, намного превышают соответствующие им горные сооружения (приближенно 1:5). Кроме того, «корни гор» наблюдаются далеко не всегда.

На возможность длительного стабильного состояния земной коры определенных регионов указывали И. П. Косминская и Ю. М. Шейнманн (1965), которые в результате сопоставления данных о глубинном строении ряда районов СССР, высказали предположение о том, что в областях завершённой складчатости сохраняются типы коры (и верхов мантии), которые развились в эпоху конца складчатости.

Аналогичная мысль высказана и Конди (Condie, 1973), который, изучив породы зеленокаменных поясов США, Канады и Африки, пришел к выводу, что земная кора приобрела наблюдаемую мощность пород в процессе становления архейских гранитоидов и с этого времени не испытывала значительных изменений.

А. А. Борисов (1963), рассматривая эволюцию земной коры в процессе тектогенеза, приходит к выводу о фазовой природе изменений строения и соотношений глубинных слоев коры. Вместе с тем он отмечал возможность другого характера перестройки коры — в результате дробления, проплавления и насыщения коры основной магмой. Оба процесса — это лишь разные стороны единого процесса эволюции земной коры.

В другой работе (1964) А. А. Борисов указывает, что размах рельефа глубинных границ последовательно уменьшается от глу-

Соких горизонтов земной коры к верхним, что может свидетельствовать о его связи с глубинными факторами. Рассматривая морфологию поверхности М, А. А. Борисов отмечает, что она, по-видимому, обусловлена взаимодействием двух противоположных факторов: 1) вертикальными движениями данного сегмента литосферы, которые приводят к образованию примерно согласных форм во всех горизонтах коры и поверхности М и 2) переработкой вещества земной коры и верхней мантии с соответствующим его перераспределением между ними, что сопровождается образованием обращенных форм. В зависимости от преобладания того или другого фактора и определяются соотношения морфологических форм в разных горизонтах литосферы.

По мере накопления энергии в глубоких частях Земли могут возрождаться процессы трансформации морфологических форм, но на новой основе, прежде всего, в условиях иных мощностей и иного строения земной коры.

А. В. Витте (1983), разбирая проблемы эволюции континентальной коры, отмечает, что в формировании особенностей коры рифейско-фанерозойского этапа исключительная роль принадлежит магматизму, особенно мантийного профиля.

Решающую роль магматических и метаморфических процессов в формировании континентальной коры и ее особенностей в фанерозое подчеркивали А. В. Пейве и др. (1984), отмечавшие, что на заключительной стадии формирования континентальной коры ведущую роль играют метаморфические и магматические процессы, приводящие к перемещению границ на другие уровни, отвечающие новому перераспределению метаморфических пород.

На большую роль вулканизма в формировании особенностей строения земной коры указывает и С. Т. Балеста (1984), который, рассматривая строение земной коры областей современного вулканизма, отмечает, что нижняя часть земной коры и верхняя мантия подвержены значительной переработке вулканическими процессами. Возможно, что в областях активного вулканизма граница кора — мантия отчетливо не разделяется вследствие нивелирующего воздействия «теплового фронта» и наличия магматических источников питания.

Выделяется два типа перестройки коры: 1) сокращение ее мощности в результате переработки нижнего слоя и его отторжения к переходному от коры к мантии; вулканизм здесь типично андезитовый; 2) приращение за счет дегенерированной мантии; вулканизм существенно базальтовый. Здесь следует заметить, что в Средней Азии и в тех районах, где активный вулканизм прекратился еще в мезозое — кайнозое, отчетливая граница кора — мантия часто отсутствует.

На возможность использования геофизических данных при изучении металлогении указывал Ю. И. Никольский (1971), отмечавший, что, по-видимому, процессы дифференциации магматического вещества с выделением очагов, несущих определенную

металлогеническую специализацию, должны отражаться в геофизических полях.

Пожалуй, наиболее полно вопросы глубинного строения территории СССР рассмотрены в обобщающей работе Н. А. Беляевского (1974). Анализируя материалы по глубинному строению территории СССР, он приходит к выводу, что особенности геологической структуры и строения земной коры многих складчатых систем свидетельствуют о том, что на протяжении фанерозоя, а, возможно, и протерозоя тектоно-магматические процессы не приводили к полной перестройке тех структурных этажей, из которых состоит гранитный слой. Они изменились частично, по-видимому, в большей мере в эвгеосинклинальных зонах и меньше в миогеосинклинальных. И здесь отмечается существенное значение вулканизма.

По мнению Н. А. Беляевского, есть основания полагать, что и базальтовый слой, по крайней мере в верхней части, также не претерпевал радикальных изменений, если не учитывать наложенные явления регионального метаморфизма.

Принимая во внимание отсутствие устойчивых корреляционных связей между глубинами до поверхности М и амплитудами неотектонических движений, а также наличие факторов, свидетельствующих об участии этой поверхности в длительно развивающихся тектонических движениях, Н. А. Беляевский полагает, что ее положение обусловлено не столько неотектоникой, сколько тектоническими явлениями более раннего геологического прошлого.

Он считает, что сейсмические границы, фиксируемые в консолидированной земной коре, скорее всего представляют собой некоторые осредненные уровни изменения физических свойств толщ, а также границы изменения химического состава горных пород.

Таким образом, краткий обзор некоторых работ, затрагивающих вопрос о времени формирования наблюдающихся особенностей строения земной коры и возможности сопоставления палеозойской и мезо-кайнозойской металлогении с современным ее глубинным строением, показал, что такое сопоставление правомерно. Во-первых, не устанавливается четкая связь между мощностью земной коры и неотектоникой, во-вторых, довольно четко прослеживается зависимость особенностей строения земной коры от проявлений магматизма и метаморфизма. «Голая» тектоника вряд ли способна вызвать перестройку глубоких частей коры.

Указанное, по нашему мнению, справедливо и для рассматриваемой территории.

Так, И. Х. Хамрабаев в ряде работ (1968, 1971, 1974 и др.) отмечает, что между глубинным строением земной коры и размещением эндогенных месторождений существует определенная связь. Касаясь возможности сопоставления современного глубинного строения земной коры Тянь-Шаня с палеозойской металлогенией, он предполагает, что в настоящее время земная кора Тянь-Шаня находится на пороге критического изменения в резуль-

тате сокращения отдельных слоев и поглощения ее верхней мантией (участки «коромантийной смеси»). Это может свидетельствовать о том, что наблюдаемые ныне типы разреза консолидированной земной коры территории отражают ситуацию глубинного строения в верхнепалеозойском времени.

В свое время были проведены некоторые расчеты (построения) для Чаткало-Кураминского региона, позволяющие судить о роли магматических процессов в формировании особенностей земной

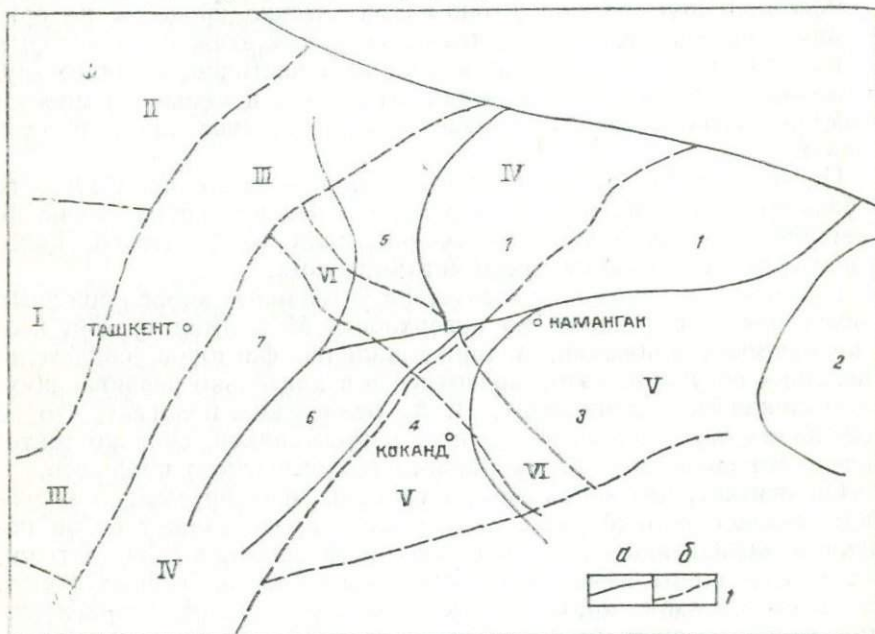


Рис. 7. Схема геоструктурных блоков земной коры территории Восточного Узбекистана, по Е. М. Бутовской и др. (1971) и В. А. Паку и др., 1974.

1—граница геоструктурных блоков: а—выделенных по сейсмологическим данным (блоки I, 2, 3, 4, 5, 6, 7), б—выделенных по гравимагнитным данным (блоки I, II, III, IV, V, VI). Геоструктурные блоки: 1—Фергано-Чаткальский, 2—Восточно-Ферганский, 3—Центрально-Ферганский, 4—Западно-Ферганский, 5—Западно-Чаткальский, 6—Кураминский, 7—Приташкентский; I—Средне-сырдарьинский, II—Западно-Чаткальский, III—Тузкан-Келесский, IV—Кураминский, V—Ферганский, VI—Кумбельский;

коры данного региона и о времени формирования ее современно-го строения.

Проведенные на территории Восточного Узбекистана сейсмологические исследования дали возможность выделить здесь ряд блоков земной коры (рис. 7, табл. 2), отличающихся характером скоростных разрезов, но примерно с однотипным в каждом блоке (Бутовская и др., 1971, 1974).

Вместе с тем анализ особенностей гравитационного и магнитного полей, установленных в процессе гравимагнитных исследований, охвативших более широкую территорию и подтвердивших в основном главные границы блоков, полученные сейсмическими

методами, позволили несколько по иному выделить блоки земной коры (Пак, Роз, 1974). В частности, Фергано-Чаткальский, Западно-Чаткальский и Кураминский блоки вошли в состав единого Кураминского (рис. 7), что может свидетельствовать о «суммарной однородности» («гравимагнитная») их внутреннего строения и позволяет предполагать, что различие скоростных разрезов в едином Кураминском (гравимагнитный) блоке обусловлено последующим перераспределением вещества земной коры. Есть основания предполагать, что это перераспределение связано с посленижнекарбоневой магматической деятельностью<sup>7</sup>.

Это тем более вероятно, что в пределах указанных блоков ниже-среднекарбоневый (доакчинский) магматизм одинаков как по вещественному составу, так и по масштабам проявления за исключением, может быть, образований базальт-андезит-липаритового комплекса (минбулакская свита), ограниченно развитого в пределах Фергано-Чаткальского блока.

Анализируя строение отдельных («сейсмических») блоков земной коры Восточного Узбекистана и сопоставляя его с характером посленижнекарбоневых магматизма, можно сделать некоторые предположения.

1. По соотношению гранитного и базальтового слоев выделяются три группы блоков<sup>8</sup>, с резким преобладанием гранитного слоя (отношение гранит—базальт 1,8—1,4; Фергано-Чаткальский, Восточно-Ферганский, Западно-Чаткальский), примерно равным соотношением указанных слоев (отношение 1,17; Центрально-, Южно-, Западно-Ферганский и Кураминский блоки) и с преобладанием базальтового слоя (отношение 0,63; Приташкентский блок).

2. В блоках, характеризующихся примерно равными мощностями гранитного и базальтового слоев, магматизм проявлен слабо. Исключение составляет Кураминский блок, о чем будет сказано ниже. Он интенсивно проявляется там, где отношение одного слоя к другому близко к 1,5 ед. и более.

3. Вулканогенная форма магматизма широко развита в тех блоках, где суммарная мощность гранитного и базальтового слоев превышает мощность лежащих выше образований (мезо-кайнозойские и частично палеозойские) в 2,5 раза и более.

Несмотря на то, что в Кураминском блоке мощности гранитного и базальтового слоев примерно равны, в пределах блока наблюдается интенсивная магматическая деятельность.

В Кураминском блоке, на современном срезе которого значительно проявлены продукты магматизма, установлены крупные вторжения высокоскоростных пород (скорости 6,0—6,5 км/сек) в

<sup>7</sup> Имеется ввиду магматическая деятельность с начала образования акчинской (С<sub>2</sub>) свиты.

<sup>8</sup> Соответствуют Южно-Туркестанскому, Ферганскому и Кураминскому типам земной коры (Хамрабаев, 1974), хотя по некоторым другим параметрам и отличаются от них.

образования, лежащие выше гранитного слоя. Сделано предположение, что указанные высокоскоростные вторжения представляются выплавки гранитного слоя. В связи с этим они были «изъяты» из верхних частей разреза земной коры и «возвращены» в гранитный слой. Это зафиксировано в Кураминском и Западно-Чаткальском блоках (см. правую часть табл. 2).

Сопоставление наблюдаемого и предполагаемого строения блоков позволяет думать, что различия в строении земной коры

Строение отдельных, выделенных по типам скоростных  
(по Е. М. Бутовской)

Блок	Наблюдаемое в настоящее				
	общая мощность земной коры, км	мощность гранитного слоя, км	мощность базальтового слоя, км	мощность образований выше гранитного слоя, км	мощность гранит + базальт, км
Фергано-Чаткальский и Восточно-Ферганский	56,0	$\frac{20-25}{22,5}$	$\frac{10-15}{12,5}$	$\frac{18-24}{21,0}$	35,0
Центрально и Западно-Ферганский	48,5	$\frac{15-20}{17,5}$	15,0	$\frac{14-18}{16,0}$	32,5
Южно-Ферганский	45,5	$\frac{15-20}{17,5}$	15,0	$\frac{12-14}{13,0}$	32,5
Западно-Чаткальский	43,0	$\frac{15-20}{17,5}$	$\frac{10-15}{12,5}$	$\frac{14-18}{16,0}$	30,0
Кураминский	45,5	$\frac{10-25}{17,5}$	15,0	$\frac{5-12}{8,5}$	32,5
Приташкентский	40,5	$\frac{10-12}{11,0}$	$\frac{15-20}{17,5}$	$\frac{10-14}{12,0}$	28,5

отдельных блоков — результат перераспределения вещества в процессе магматической деятельности, а до него строение блоков было сходным. В этом случае между объемом перемещенного вещества и степенью различия в строении отдельных блоков должно наблюдаться пропорциональное изменение соотношений мощностей слоев.

Приведенные в правой половине табл. 2 данные подтверждают высказанное положение. Действительно, отношения гранита к базальту в Фергано-Чаткальском и Кураминском блоках, обладающих одинаковыми гравимагнитными полями, становятся близкими, а если учесть объем вулканитов, выходящих на дневную поверхность, то почти идентичными.

Все это дает основание говорить о том, что особенности строения земной коры в определенной степени связаны с перераспределением вещества в процессе магматической деятельности.

Несколько раньше (Горьковой, Уломов, 1967) на имеющихся материалах были рассмотрены взаимосвязи магматических проявлений Чаткало-Кураминских гор и глубинного строения земной коры. Предварительные выводы показали наличие зависимостей между соотношениями различных слоев земной коры, характером

Таблица 2

разрезов, блоков земной коры восточного Узбекистана и др., 1971, 1974)

время		Предполагаемое (к началу Р вулканической деятельности)				
отношение гранит: базальт	мощность вторжений в расчете на 3 блока, км	мощность гранитного слоя, км	мощность гранит+базальт, км	мощность образований выше гранитного слоя, км	отношение гранит: базальт	отношение гранит+базальт к слою выше гранита
1,80		22,5	35,0	21,0	1,80	1,70
1,17		17,5	32,5	16,0	1,17	2,0
1,17		17,5	32,5	13,0	1,17	2,5
1,40	2,6	20,1	32,6	13,4	1,69	2,4
1,17	3,3	20,8	35,8	5,2	1,40	6,8
0,63		11,0	28,5	12,0	0,63	2,4

и формой проявления магматических образований, что говорит об определенной роли магматизма в формировании тех или иных особенностей строения земной коры.

Таким образом, можно считать, что строение земной коры региона в значительной степени обусловлено магматической деятельностью. А в связи с тем, что в пределах рассматриваемой территории интенсивная магматическая деятельность практически завершилась в пермское время<sup>9</sup>, есть основания предполагать, что существенные изменения в строении земной коры в после-

<sup>9</sup> В Южном Чаткале, Северо-Восточной Фергане отмечаются незначительные проявления магматизма мел-палеогенового времени.

пермское время не происходили и наблюдаемые особенности ее строения сформировались в основном в карбоне — перми и одно-возрастны с проявлениями эндогенных полезных ископаемых.

Представляется, что высказанные положения могут быть распространены на всю территорию центральной части Средней Азии.

Таким образом, можно отметить следующее:

1) наблюдаемые особенности глубинного строения земной коры сформировались в основном не позже карбон-пермского времени и, вероятно, одновременно с основной массой эндогенных месторождений;

2) особенности строения верхних частей земной коры связаны с магматической деятельностью, более глубоких — с процессами, обуславливающими магматизм и региональный глубинный метаморфизм;

3) вопрос о правомерности выявления зависимостей между современным глубинным строением земной коры и палеометаллогенией можно считать решенным положительно.

#### **ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ**

Рассмотрим зависимости размещения месторождений, профилирующих для рассматриваемого региона, от характера строения основных геофизических границ (Мохоровичича, Конрада, поверхности гранито-гнейсового слоя) и общего строения земной коры, а также некоторые закономерности их приуроченности к определенным геофизическим полям.

Указанные зависимости рассмотрены на примере около 250 месторождений и рудопоявлений (в дальнейшем для краткости — месторождения) золота, вольфрама, свинца — цинка, ртути — сурьмы, флюорита, меди, отчасти висмута и серебра.

Полученные выводы и закономерности являются предварительными, требующими уточнения в процессе дальнейших исследований. Однако на уровне имеющегося фактического материала они обоснованы, особенно в случаях повторяемости выявленных соотношений или их закономерно-направленного изменения.

**Месторождения золота.** Большинство месторождений находится в пределах Южно-Тяньшаньской области (Букантауская, Нурадино-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны), меньше — в Кураминской зоне Срединно-Тяньшаньской области.

Практически все месторождения Южно-Тяньшаньской области располагаются к западу от полосы, проходящей от северо-западного склона Кураминского хребта к Кугитангтау и разделяющей область на две части с различными скоростями продольных волн по границе М (8,2—8,4 км/с в западной части и 7,9—7,95 км/с в восточной). Глубина залегания поверхности М в районах развития золоторудных месторождений изменяется от 40 до 55 км (рис. 8). Большинство наиболее значительных месторождений,

располагающихся в западной части, приурочены<sup>10</sup> к глубинам порядка 40 км. К востоку, в основном за счет увеличения мощности базальтового слоя мощность земной коры районов развития месторождений плавно нарастает до 55 км (район проявлений Рудаки, Таррор, Туды-Сары).

Морфологические особенности поверхности М районов развития месторождений в западной части (Мурунтау, Кокпатас, Кульджуктау) выражены слабо. Видимо, она представляет довольно ровную платообразную поверхность, залегающую, как отмечалось выше, на глубине 38—42 км. Месторождения в восточ-

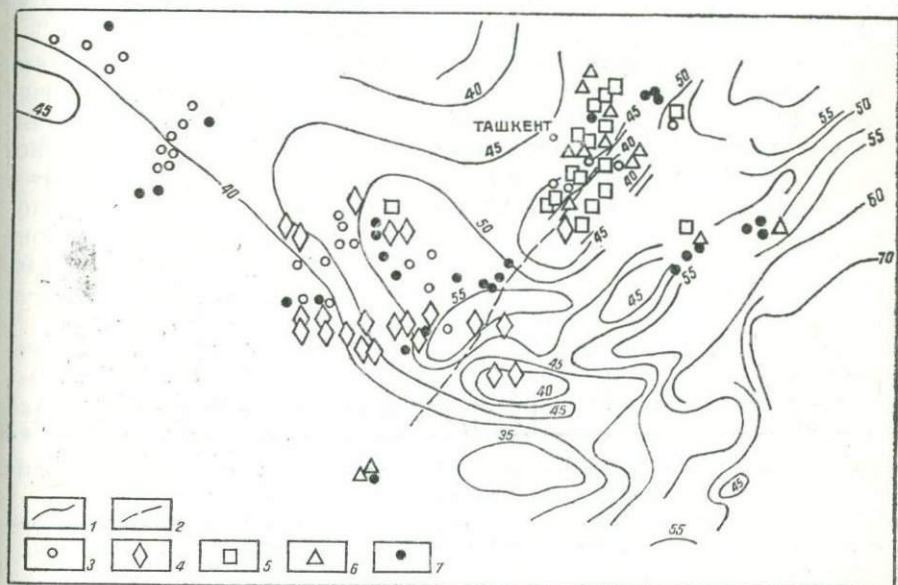


Рис. 8. Схема рельефа поверхности Мохоровичича и расположение эндогенных проявлений.

1—изолинии поверхности М, 2—граница областей с разными скоростями продольных волн по границе М. Эндогенные проявления: 3—золота, 4—вольфрама, 5—свинца-цинка, 6—флюорита, 7—ртути-сурьмы.

ной части располагаются над склоном и осевой частью довольно пологого, корытообразного прогиба запад-северо-западного простириания.

В Кураминской подзоне месторождения (Кочбулак, Кызылалма) приурочены к глубинам до поверхности М 40—45 км; морфологически поверхность выражена поднятием северо-восточного простириания с примыкающим к нему с запада асимметричным прогибом до 45—46 км; месторождения располагаются на западном склоне.

<sup>10</sup> Здесь и далее имеется в виду приуроченность в проекции на дневную поверхность.

Мощность земной коры района месторождения Курутегерек (Чаткальская подзона) составляет 50—52 км.

По отношению к поверхности базальтового слоя (К) (рис. 9) почти все месторождения Южно-Тяньшаньской области располагаются в районах, где глубина до нее составляет 25—30 км. В морфологическом отношении в большинстве случаев это изо-

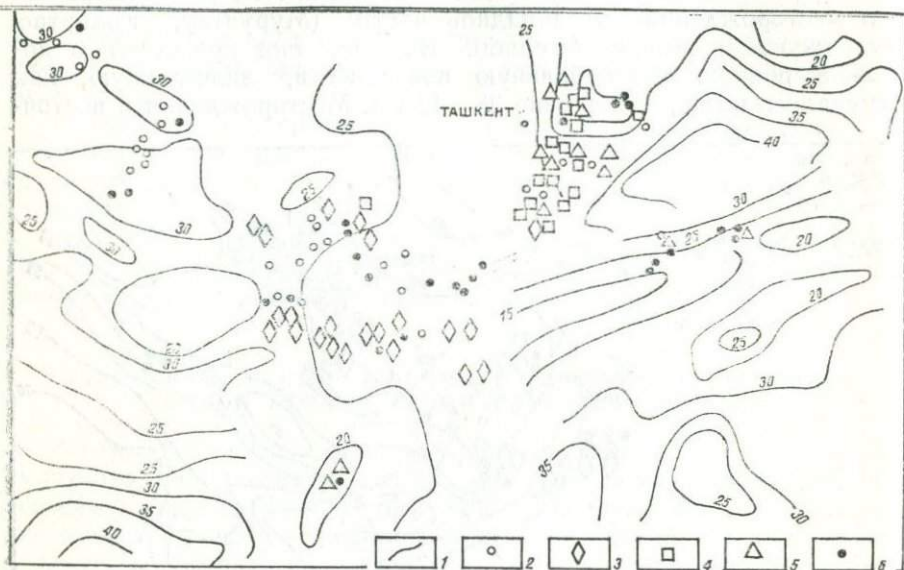


Рис. 9. Схема рельефа поверхности Конрада и расположение эндогенных проявлений.

1 — изолинии поверхности К; 2 — золото; 3 — вольфрам; 4 — свинец-цинк; 5 — флюорит; 6 — рутин-сурьма.

метричные, или близкие к ним неглубокие впадины с амплитудой 4—5 км.

В Кураминской подзоне они, наоборот, приурочены к поднятиям, а глубина до поверхности К несколько меньше — 20—25 км.

По отношению к мощности базальтового слоя золоторудные проявления располагаются следующим образом.

На территории месторождений западной части (Тамдытау, Букантау, Кульджуктау) мощность базальтового слоя равна 10—15 км (повышение к району Кульджуктау), а отношение гранито-гнейс-базальт для Букантауской группы — 3,0, Тамдытау — 2,3, Кульджуктау — 2,0. Районы месторождений западной части Северного и Южного Нуратау и Зирабулак-Зияятдинских гор — от 15—20 до 25 км при  $M_{ГГ} : M_{Б}$  0,7; восточнее территории месторождений, расположенных в пределах гор Мальгузар и Западной части Туркестанского и Зарафшанского хребтов, — 25—30 км, а  $M_{ГГ} : M_{Б}$  — 0,6.

Месторождения Чаткало-Кураминского региона располагаются на площадях с различной мощностью базальтового слоя — от 15 до 30 км; отношение  $M_{ГГ}$ ,  $M_{Б}$  также различно — от 0,6 до 0,2.

Все месторождения располагаются на площадях, где глубина залегания гранито-гнейсового слоя 6—10 км в Южном Тянь-Шане и 12—14 в Кураме. В морфологическом отношении они в первом случае тяготеют к положительным формам рельефа, во втором — к отрицательным (рис. 10).

Для месторождений района Тамдытау характерно наличие высокоскоростных включений ( $V_p=6,1-7,2$  км/с) верхних (2—8 км) частей разреза земной коры.

Сопоставление размещения месторождений с аномальным магнитным полем показало следующее. Большинство месторождений (63%) приурочено к площадям<sup>11</sup> с положительными значениями напряженности магнитного поля, причем расположены они в основном на территориях со слабо положительным и слабо отрицательным магнитным полем (от +0,5 до -0,5 мэ). К территориям с высокими положительными значениями напряженности магнитного поля (от +2 до +5 мэ) приурочено 25% всех месторождений, а на территориях со значениями меньше -0,75 мэ месторождений практически нет.

Месторождения самой западной (Букантау) части приурочены к площадям с высокими положительными (в основном от +3 до +5 мэ) значениями напряженности магнитного поля, а расположенные в пределах Тамдытау — Кульджуктау — к площадям с низкими отрицательными и положительными значениями напряженности (в основном, от +0,5 до -0,5 мэ).

В западной части Северного и Южного Нуратау и в Зирабулак-Зиятдинских горах площади месторождений характеризуются положительными, изменяющимися в довольно широком диапазоне (от 0 до 3,0 мэ) значениями напряженности магнитного поля, а расположенные в пределах гор Мальгузар и западных частях Туркестанского и Зарафшанского хребтов — низкими отрицательными (от -0,75 до 0,0 мэ).

Месторождения Чаткало-Кураминского региона (за исключением Кочбулака и Чадака -0,25 и -0,0 мэ) расположены на площадях с положительным значением напряженности, изменяющимся от 0,0 до 3,5—4,0 мэ.

Четкой закономерности в приуроченности наиболее значительных месторождений к площадям с определенной напряженностью магнитного поля не наблюдается. Так, площади месторождений Кочбулак и Чадак имеют низкие отрицательные значения, Мурунтау — от 0 до +0,25 мэ, Акчасай — от +0,75 до 1,0 мэ, Кызылалма — от +2,0 до +2,5 мэ, Кокпатас — от +4,0 до +5,0 мэ.

<sup>11</sup> Здесь и далее в соответствии с принятой методикой снятия информации характеризуется площадь 10×10 км, на которую попадает месторождение.

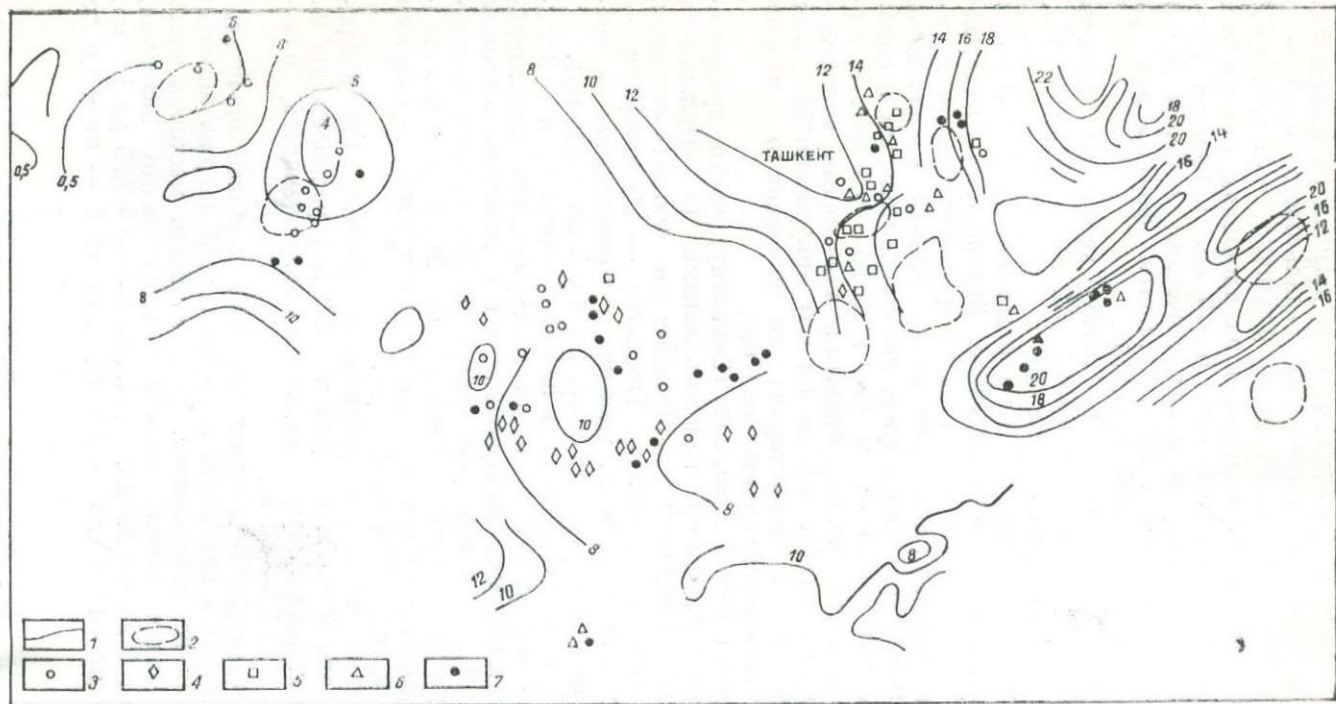


Рис. 10. Схема рельефа поверхности гранито-гнейсового слоя и расположение эндогенных проявлений

1 — изолинии поверхности гранитного слоя, 2 — высокоскоростные вторжения в верх ней (3—6 до 10 км) части земной коры, 3—7 — эндогенные проявления: 3 — золота, 4 — вольфрама, 5 — свинца — цинка, 6 — флюорита, 7 — ртути — сурьмы.

По характеру гравитационного поля месторождения делятся на две группы, приуроченные к площадям с отрицательными и положительными аномалиями силы тяжести. К первой группе относятся практически все месторождения Южно-Тяньшаньской области, кроме месторождений гор Мальгузар и западных окончаний Туркестанского и Зарафшанского хребтов. При этом площади их размещения характеризуются слабо пониженным и пониженным гравитационным полем, а для последних — слабо повышенным. Во вторую группу, кроме указанных, попадают все месторождения Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань), причем площади их размещения характеризуются здесь интенсивностью локальной составляющей гравитационного поля от сильно повышенной до экстремально максимальной. Это же относится и к проявлениям, зарегистрированным в пределах Каракум-Таджикской металлогенической области.

Таким образом, по золоторудным месторождениям можно сделать следующие выводы. Выделяются две крупные группы, отличающиеся и по приуроченности к участкам земной коры с различным строением — Кураминская и Кызылкумская (Рахматуллаев, Хамрабаев, 1979). Наиболее интересные месторождения Кызылкумского типа располагаются в районах, где мощность земной коры порядка 40 км, а гранито-гнейсовый слой преобладает над базальтовым. Кызылкумскому типу отвечают площади с отрицательными гравитационными аномалиями и низкими положительными магнитными. Кураминский тип — мощность коры 40—45 км, базальт преобладает над гранито-гнейсом, гравитационное и магнитное поля положительные.

**Месторождения вольфрама.** За небольшим исключением (Чорух-Дайрон, Саргардон, Южный Янгикан) все месторождения расположены в пределах Южно-Тяньшаньской металлогенической области (Зарафшано-Гиссарская и Нуратино-Туркестанская зоны) и относятся к скарновому типу.

Месторождения Зарафшано-Гиссарской зоны располагаются в районах, где глубина залегания поверхности М составляет 42—55 км (см. рис. 8). При этом наиболее значительные приурочены к глубинам 42—45 км; морфологически поверхность районов представлена валлообразными и куполообразными поднятиями субширотного или запад-северо-западного простирания. По мере увеличения глубины до поверхности М масштабы месторождений убывают (Джайляу, Кухисафит, Пети; 55 км).

Однако месторождение Койташ (Нуратино-Туркестанская зона) приурочено к средней части пологого корытообразного прогиба, ось которого воздымается в северо-западном направлении; глубина до поверхности М 52 км.

Небольшие жильные месторождения Северо-Чаткальской подзоны (Срединно-Тяньшаньская металлогеническая область) приурочены к северо-восточному прогибу поверхности М с глубиной 46—47 км, а в Кураминской подзоне (Чорух-Дайрон; скар-

новое) — к приосевой части валлообразного поднятия того же простирания; глубина до границы М — 40 км.

Все месторождения Южно-Тяньшаньской области располагаются на площадях, где глубина до поверхности базальтового слоя составляет от 20—23 до 25—27 км, а мощность везде около 25 км (см. рис. 9). Морфология поверхности в большинстве случаев не ясна из-за недостаточности данных и лишь для группы месторождений Зирабулак-Зиаэтдинских гор (Ингичка, Тым и др.) это склон куполообразного поднятия с тенденцией к местному «раздуву» (утолщению) базальтового слоя.

В Чаткало-Кураминском регионе глубина залегания кровли базальтового слоя на площадях размещения месторождений составляет 15 км в Чаткальской и до 30 км в Кураминской частях при мощности слоя до 30 км в первом случае и до 10—15 во втором.

На площадях развития месторождений Южно-Тяньшаньской области гранито-гнейсовый слой залегает на глубине 8 км при мощности от 10—12 до 15—17 км (см. рис. 10); намечается приуроченность более крупных месторождений к большим мощностям слоя.

Месторождения Чаткало-Кураминского региона расположены на площадях, где поверхность гранито-гнейсового слоя находится на глубине 14 км, а мощность его от первых километров до 15—18. Наиболее значительные месторождения Чарух-Дайронской группы приурочены к наибольшим мощностям гранито-гнейсового слоя, и здесь же отмечаются довольно крупные включения высокоскоростных пород в верхней части разреза.

В геофизических полях (магнитном и гравитационном) месторождения вольфрама располагаются следующим образом.

**Магнитное поле.** Большинство (70%) месторождений расположено на площадях с отрицательными значениями напряженности магнитного поля, причем в интервал от  $-0,75$  до  $-0,5$  мэ попадает их третья часть. Распределение месторождений по интервалам напряженности в области отрицательных значений непрерывное (т. е. в каждый интервал попадает группа или какое-нибудь месторождение). Однако наиболее существенные, представляющие практический интерес месторождения (70% их также характеризуется отрицательными значениями напряженности), располагаются на площадях с напряженностью от 0 до  $-1,0$  мэ (четыре интервала из 12 отрицательной области).

В области положительных значений распределение как всех, так и практически интересных месторождений прерывистое.

Характер распределения всех и наиболее существенных месторождений по интервалам напряженности магнитного поля не совпадает.

**Гравитационное поле.** Основная масса месторождений располагается на площадях, характеризующихся гравитационным полем со слабой и средней интенсивностью локальной составляющей.

Площади практически всех месторождений Нуратинских гор имеют слабо повышенную интенсивность.

Более пестрая картина наблюдается для месторождений Зарафшано-Гиссарской зоны. Группа месторождений Зирабулак-Зиаэтинских гор (Ингичка, Тым, Шаршар и др.) характеризуется гравитационным полем с пониженной интенсивностью локальной составляющей. Месторождениям же Каратюбинских гор наоборот присуща повышенная (Каратюбе, Чаштепе и др.) и сильно повышенная интенсивность (Яхтон, Аякча и др.). Такое же поле и на месторождениях Майхура и Кабути. Месторождения Кухисафит и Пети находятся в области сильно пониженного гравитационного поля.

В Чаткало-Кураминском регионе площади месторождений характеризуются слабо повышенной (Чорух-Дайрон), слабо пониженной (Саргардон) и пониженной (Дайковое) интенсивностью локальной составляющей гравитационного поля.

По вольфрамовым месторождениям можно сделать следующие выводы. Большинство из них приурочено к положительным формам рельефа поверхности М с глубиной до нее 40—45 км. Глубина до поверхности базальтового слоя составляет 20—25 км, мощность также порядка 25 км. В отдельных случаях намечается тенденция и местному утолщению базальтового слоя (Ингичка), а также тяготение более крупных месторождений к большим мощностям гранито-гнейсового слоя.

В геофизических полях территории большинства месторождений имеют отрицательное магнитное поле слабой напряженности и низкое отрицательное и положительное гравитационное.

**Месторождения свинца — цинка.** Практически все свинцово-цинковые месторождения располагаются в пределах жестких структур (Срединно-Тяньшаньская и Каракумо-Таджикская металлогенические области).

По отношению к морфологическим особенностям и глубине залегания поверхности М (см. рис. 8) выделяются две группы месторождений. Первая, представленная скарновыми и жильными месторождениями (Алтын-Топкан, Кансай, Кургашикан, Гудас и др.), приурочена к положительным формам рельефа этой поверхности с глубиной примерно 40—43 км. В основном это валобразное поднятие под Кураминским хребтом.

Вторая группа — стратиформные месторождения (Учкулач, Сумсар, Сары-Кан и др.) — характеризуется приуроченностью к прогибам поверхности М с глубиной порядка 47—52 км. Группа колчеданно-полиметаллических месторождений (Хандиза, Южный Карасан и др.) расположена (в проекции) на довольно крутом склоне субширотного поднятия; глубина его 40—42 км.

Месторождения располагаются на территориях, где глубина до поверхности базальтового слоя составляет от 15 до 25 км, а мощность от 17—20 до 30 км (см. рис. 9). Морфологически скарновые, жильные, и, видимо, колчеданно-полиметаллические ме-

сторождения тяготеют к прогибам этой поверхности и минимальным мощностям слоя, а стратиформные — к поднятиям и максимальным мощностям (Учкулач — порядка 27—28 км, Сарыкан, Канджайляу — 30 км). Для последних довольно четко устанавливается местное увеличение (раздув) базальтового слоя.

По отношению к поверхности гранито-гнейсового слоя (см. рис. 10) особых отличий в распределении месторождений не наблюдается. Все они располагаются на площадях, где глубина до нее (там, где есть данные) составляет 12—14 км (исключение — проявления крайнего запада территории Тезкудук и Кулкудук — 4 км), а мощность слоя — 15—18 км. Лишь для коксуйской группы месторождений (Сарыкан, Канджайляу) она несколько меньше.

В геофизических полях месторождения распределены следующим образом.

**Магнитное поле.** Если рассматривать все месторождения, то большая их часть (65%) приурочена к территориям с отрицательными значениями напряженности магнитного поля, причем основная масса попадает в два интервала — 0,25—0,5 мэ и <—3,0 мэ.

Большинство проявлений, связанных с положительным полем, приурочено к значениям от 0 до +0,75 мэ.

При рассмотрении практически интересных месторождений картина иная. Большинство их (66%) характеризуется положительным магнитным полем. При этом скарновые месторождения приурочены к положительным магнитным аномалиям (Курусай, интервал 0—0,25 мэ, Кургашинскан, Алтын-Топкан, Чал-Ата — 0,5—0,75 мэ, Кансай 3,5—4,0 мэ), а стратиформные — к отрицательным (Учкулач, Учкулач — Дальний — 1,25 ÷ —1,0 мэ, Хандиза — 0,5 ÷ —0,25 мэ). Все указанные месторождения попадают в соответствующие максимумы кривой распределения.

**Гравитационное поле.** Месторождения располагаются на площадях с положительными значениями локальной составляющей поля, изменяющимися от повышенной до экстремально максимальной.

Закономерных различий в гравитационном поле месторождений не наблюдается. Месторождение Хандиза характеризуется экстремально максимальным гравитационным полем, Учкулач — сильно повышенным, скарновые и жильные месторождения Чаткало-Кураминских гор — от повышенного до высокого и лишь месторождения Левобережное и Кошмансай — слабо пониженным гравитационным полем.

**Выводы по свинцово-цинковым месторождениям.** По отношению к поверхностям М и К довольно отчетливо выделяются две группы месторождений — стратиформные и скарновые. Первые приурочены к прогибам поверхности М и поднятиям К с максимальными мощностями базальтового слоя (27—30 км), а вторые, наоборот, — к поднятиям поверхности М и прогибам К и мини-

мальными мощностями базальтового слоя (17—20 км). По отношению к поверхности гранито-гнейсового слоя такие различия не наблюдаются.

Большинству всех месторождений присуще отрицательное магнитное поле, а среди только наиболее крупных — положительное, причем здесь скарновые характеризуются положительным, а стратиформные — отрицательным.

Гравитационное поле практически всех месторождений положительное и изменяется в основном от повышенных до высоких значений локальной составляющей.

**Месторождения флюорита.** Почти все месторождения размещены в пределах Кураминской подзоны Срединно-Тяньшаньской металлогенической области. Единичные известны в восточной части Кантранской и Южно-Гиссарской подзон Южно-Тяньшаньской области и в Кугитангской подзоне Каракумо-Таджикской.

Все месторождения Кураминской подзоны приурочены к районам, где граница М залегает на глубине 40—45 (см. рис. 8), а морфологически выражена поднятием северо-восточного простирания с примыкающим к нему с запада асимметричным прогибом. При этом наиболее значительные месторождения, относящиеся к кварц-карбонат-барит-флюоритовой рудной формации, приурочены к восточному, более крутому склону указанного прогиба. Месторождения кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой рудной формации располагаются в осевой части поднятия или тяготеют к нему. Кроме того, все месторождения в области сочленения трех «геофизических областей» с разными скоростями продольных волн по границе М — 7,85—7,9 км/с (с северо-востока), 7,9—7,95 (с юго-востока) и 8,2—8,4 (с запада).

В пределах Южно-Тяньшаньской области известные месторождения также приурочены к склонам прогибов, но здесь месторождения, ассоциирующие с ртутно-сурьмяными, — к несколько большим глубинам (порядка 50 км). Характерно, что и здесь месторождения кварц-барит-сфалерит-флюоритовой формации приурочены к глубинам порядка 40 км, причем тяготеют к гребням поднятий.

Рассмотрение взаимосвязей месторождений с границей Конрада показало следующее (см рис. 9).

И здесь в большинстве случаев месторождения приурочены к склонам поднятий; глубина до поверхности К около 20 км. Лишь в Катранской подзоне она несколько больше — 25 км. В отличие от соотношений с границей М здесь приуроченность конкретных рудных формаций к различным частям морфоструктурных форм границы К не наблюдается.

В Кураминской подзоне месторождения приурочены к участкам с глубиной залегания поверхности гранито-гнейсового слоя 12—14 км, в Катранской — 18—20, а Южно-Гиссарской — 10 км. (см. рис. 10). В морфологическом отношении месторождения приурочены к склонам прогибов, но тяготеют к участкам, осложненным флексурами.

В пределах Кураминской подзоны отмечается значительное количество высокоскоростных включений в верхней части разреза земной коры. К участкам их развития намечается определенное тяготение месторождений кварц-карбонат-барит-флюоритовой рудной формации, в то время как месторождения кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой рудной формации как-будто от них не зависят. Кроме того, сопоставление с общим разрезом земной коры (рис. 11) показало, что для месторождений первой формации характерно резкое увеличение мощности базальтового слоя до 25—30 км и сокращенная мощность гранито-гнейсового

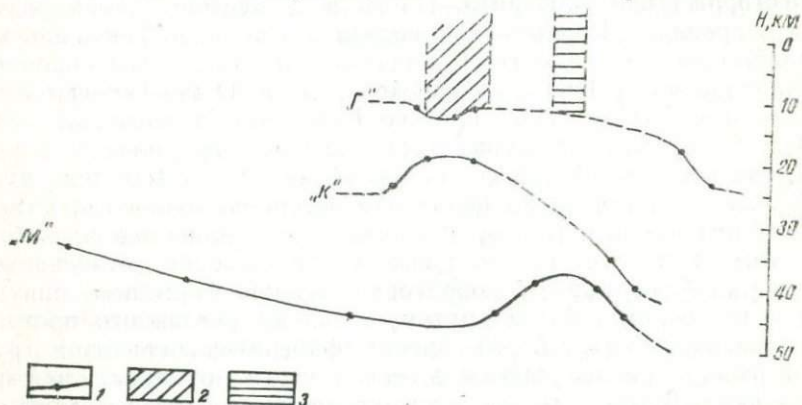


Рис. 11. Схема строения земной коры по профилю, проходящему через зоны размещения флюоритовых месторождений Агата-Чибаргатинского и Наугарзанского районов. Масштаб горизонтальный 1 : 1500000, вертикальный — 1 : 500000.

1 — границы раздела земной коры с точками снятия глубин, 2 — зона развития месторождений кварц-карбонат-барит-флюоритовой рудной формации (Агата-Чибаргата), 3 — зона развития месторождений кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой рудной формации (Наугарзан).

(10 км). В районе развития месторождения второй формации наблюдается резкое вздутие поверхности М и довольно резкое погружение границы К. Мощность базальтового слоя 10—15 км, а гранито-гнейсового — 15—20 км.

В отношении гравимагнитной характеристики площадей распространения флюоритовых месторождений можно отметить следующее.

Основная часть месторождений (79%) расположена на площадях с отрицательными значениями напряженности магнитного поля, причем значения напряженности непрерывно и довольно равномерно изменяются от 0 до —3 мэ. Наиболее крупные месторождения, а также максимальная концентрация всех проявлений приходится на интервал  $0 \div -0,25$  мэ.

К территориям с положительными значениями напряженности приурочено три проявления флюорита в интервале 0,5—0,75 и 1,25—1,5 мэ.

Практически все месторождения флюорита находятся на площадях, характеризующихся положительными значениями грави-

тационного поля с повышенной, сильно повышенной и высокой интенсивностью локальной составляющей. При этом намечается, что месторождения кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовой формации располагаются на площадях с большими значениями интенсивности, а кварц-карбонат-барит-флюоритовой — с минимальными в пределах отмеченного интервала.

**Выводы по флюоритовым месторождениям.** Намечается приуроченность месторождений различных рудных формаций к различным частям морфоструктурных элементов поверхности М. Для поверхности К такая зависимость не наблюдается. Это дает основание высказать предположение о связи формирования флюоритовых месторождений с процессами, происходящими в верхней мантии.

Площади развития большинства флюоритовых месторождений характеризуются низкими отрицательными значениям напряженности магнитного поля и довольно высокими положительными значениями интенсивности локальной составляющей гравитационного. Наличие определенных закономерностей свидетельствует о существовании причинной зависимости между наблюдаемыми явлениями.

**Месторождения ртути — сурьмы.** Практически все месторождения размещены в пределах Южно-Тяньшаньской области. Все они располагаются в районах с глубиной до поверхности М от 40 до 50—55 км (см. рис. 8). Месторождения западной части области приурочены к глубинам порядка 40 км; месторождениям, расположенным в средней части, соответствуют глубины 50—55 км, а в восточной — 45—50. При этом месторождения в восточной части приурочены к склону поднятия, ближе к его осевой части. Месторождения средней части — к склонам прогибов. Характер взаимосвязей в западной части не ясен, поскольку данных по границе М мало. Кроме того, месторождения поднятий часто ассоциируют с флюоритовыми проявлениями; для них характерно, видимо, и ртутно-сурьмяное существенно сурьмяное оруденение.

Большинство месторождений располагается на участках с глубиной до границы К порядка 25 км и лишь на крайнем западе — 30 км (см. рис. 9). В отношении связи с морфоструктурными формами определенной зависимости не наблюдается, так как данных по границе К недостаточно. Можно лишь отметить, что в восточной части они приурочены к более крутому склону линейного поднятия, видимо, ближе к его осевой части. Намечается, правда, определенная взаимосвязь между мощностью базальтового слоя и типом сурьмяно-ртутной минерализации. Так, месторождение Сымап, относящееся к кварц-карбонатно-киноварной рудной формации, размещается на площади, где мощность базальтового слоя около 35 км, а Хайдаркан, Абшир (кварц-антимонито-киноварная рудная формация) и группа Терекских месторождений

(кварцево-антимонитовая с флюоритом рудная формация) — к участкам, где базальтовый слой имеет мощность 20—25 км.

По отношению к кровле гранито-гнейсового слоя (см. рис. 12) различаются две группы месторождений. Месторождения восточной части<sup>12</sup>, наиболее интересные в практическом отношении, приурочены к глубинам порядка 20 км, западной—8—10 км. В морфологическом отношении в восточной части это плоское дно корытообразной впадины, в западной, видимо, пологие склоны поднятий, хотя данных для уверенного суждения недостаточно. Связи различных рудных формаций с морфологическими формами поверхности гранито-гнейсового слоя или глубиной его залегания не наблюдается. Можно лишь отметить, что рудопроявления западной части относятся к золотосодержащим рудным формациям.

Большая часть (61%) месторождений ртути—сурьмы находится на площадях, характеризующихся отрицательными значениями напряженности магнитного поля, причем сюда попадают и все (за исключением Ортасая) наиболее значительные месторождения. Величина напряженности меняется в довольно широких пределах — от +2,0 до —2,25 мэ, а месторождения в этом интервале размещены практически непрерывно.

По характеру гравитационного поля месторождения Южно- и Срединно-Тяньшаньской областей различаются. Большинство первых (16 из 23) расположено на площадях со слабо повышенными и повышенными значениями локальной составляющей поля, хотя в целом в области преобладают площади с пониженными значениями. Вторые, существенно сурьмяные, приурочены к полям с пониженными значениями.

**Выводы по ртути-сурьмяным месторождениям.** Отмечаются определенные различия мощностей земной коры для различных пространственных групп месторождений. Наиболее интересные в практическом отношении месторождения приурочены к средним мощностям (относительно месторождений). Намечается некоторая связь между мощностью базальтового слоя и минеральным типом месторождений. Мощность надбазальтового слоя на характер оруденения, видимо, не влияет.

Четкой зависимости между размещением месторождений и гравитационными и магнитными полями не наблюдается, хотя можно отметить приуроченность почти всех наиболее крупных месторождений к площадям с отрицательным значением напряженности магнитного поля.

**Месторождения висмута.** По данным Э. А. Дуин-Барковской (1979), большинство висмутового и висмутсодержащего оруденения размещено в пределах Срединно-Тяньшаньской области, в частности, в Чаткало-Кураминских горах. В связи с тем, что висмутовая минерализация в основном ассоциирует с орудене-

<sup>12</sup> К востоку от линии, разграничивающей области с различной скоростью продольных сейсмических волн по границе М.

нием других типов, часто с флюоритовым, взаимоотношения ее с особенностями глубинного строения будут близкими. Кроме того, она занимает небольшую территорию, соответствующую в геофизических полях одной структуре. Это не позволяет выявить какие-либо особенности их взаимосвязи. Можно лишь отметить, что в размещении висмутовых месторождений намечаются две полосы северо-восточного простирания. Одна приурочена к приосевой части отмечавшегося выше поднятия в поверхности М, другая — к приосевой части смежного (к северо-западу) прогиба, к глубинам до поверхности М 40 и 45 км соответственно. При этом большинство месторождений, приуроченных к поднятию, относятся к кварц-халькопирит-висмутовой формации, тогда как в месторождениях прогиба содержание меди несущественно.

К поверхности К месторождения приурочены к глубинам от 15 до 25 км, причем здесь наблюдается обратная картина — месторождения прогиба в поверхности М приурочены больше к апикальной части куполообразного поднятия поверхности К, а остальные располагаются на его более крутых склонах.

По отношению к кровле гранито-гнейсового слоя большинство месторождений располагается в районах, где он залегает на глубинах 14—15 км. Отмечается некоторое тяготение к высокоскоростным включениям в верхней части (3—4 км) разреза земной коры.

**Месторождения серебра.** Практически все серебряное оруденение находится в виде комплексных руд и, главным образом, в полиметаллических месторождениях. Месторождения серебра, относящиеся к позднему этапу, в основном сосредоточены в пределах Кураминской подзоны. Здесь серебро присутствует в месторождениях совместно с полиметаллами, висмутом, флюоритом и др. Соотношения с глубинным строением аналогичны висмутовым с той лишь разницей, что практически все проявления приурочены к осевой части отмечавшегося поднятия границы М северо-восточного простирания. Глубина порядка 40 км, а до поверхности базальтового слоя 20—25 км; мощность базальтового слоя 15—20 км, к юго-западу увеличивается. По отношению к поверхности гранито-гнейсового слоя месторождения приурочены к глубинам 12—14 км; мощность от 6 до 12 км, также увеличивается к юго-западу. Намечается тенденция к тяготению к районам высокоскоростных включений, но для серебра в висмутовых месторождениях.

**Медное и редкощелочное оруденение.** Какие-либо зависимости размещения указанного оруденения от особенностей глубинного строения и геофизических полей не устанавливаются, так как практически все медное оруденение локализовано в одном Алмалыкском рудном поле, а для редкощелочного так же известно лишь одно месторождение.

Алмалыкское поле приурочено к склону северо-восточного валообразного поднятия поверхности М с глубиной ~45 км. Глу-

бина до поверхности К 23—25 км, а до гранито-гнейсового слоя— 10—12 км. В геофизических полях характеризуется положительным значением напряженности магнитного поля и высоким значением локальной составляющей гравитационного.

Месторождение редких щелочей приурочено к прогибу поверхности М глубиной 45 км. До границы К— 25 км и поверхности гранито-гнейсового слоя — 13 км. Площадь месторождения характеризуется отрицательными значениями напряженности магнитного поля и повышенным значением локальной составляющей гравитационного.

Для обоих месторождений характерна ассоциация с включениями высокоскоростных пород в верхние горизонты земной коры.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СВЯЗИ РУДОНОСНОСТИ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Приведенные выше данные о соотношениях между размещением различных типов месторождений и особенностями глубинного строения отдельных территорий, а также сопоставление особенностей глубинного строения площадей размещения месторождений позволяют высказать некоторые, может быть предварительные, соображения о взаимосвязях глубинного строения земной коры и эндогенных рудных месторождений.

В первую очередь следует отметить, что такая взаимосвязь действительно существует. В региональном плане для территории Средней Азии в ряде работ И. Х. Хамрабаева показано, что с определенными выделенными им типами земной коры ассоциируют определенные типы эндогенной рудной минерализации; аналогичные взаимосвязи установлены в Казахстане, на Урале, Забайкалье и др.

Эти закономерности свидетельствуют, по-видимому о том, что особенности строения земной коры конкретных территорий определяют типы эндогенной рудной минерализации, проявление которых возможно на данной территории.

Анализ имеющихся по рассматриваемому региону материалов показывает, что в строении земной коры рудоносных территорий отмечаются две общие особенности: 1) значительное усложнение рельефа поверхности геофизических границ и 2) часто резкое увеличение (раздув) мощности базальтового слоя в результате воздымания его поверхности с одновременным прогибанием поверхности границы М. Это особенно справедливо для рудных полей сналически-фемического профиля.

Можно предположить, что в слое земной коры с граничными скоростями  $V_p=7,9-8,3$  км/с и  $V_p=6,8-7,0$  км/с (базальтовый слой), протекают процессы, приводящие к возникновению определенных рудно-магматических комплексов с одновременным изменением физических (физико-химических) параметров вещества

слоя, обуславливающих изменение его границ, либо в области прохождения глубинных эманаций, вызывающих формирование в верхних частях земной коры рудно-магматических комплексов, в указанном слое одновременно изменяются физические (физико-химические) параметры, обуславливающие перемещение геофизических границ. При этом не исключается и провоцирование глубинными эманациями различных процессов в базальтовом слое.

Сказанное позволяет нам в качестве рабочей гипотезы, требующей дальнейшей проверки с проведением специальных исследований, высказать следующее. Между размещением эндогенных месторождений и глубинным строением земной коры существует определенная связь типа парагенетической — формирование эндогенных месторождений (или рудно-магматических комплексов) и преобразование земной коры — следствие единого процесса. Общие особенности строения земной коры указывают на типы возможного проявления оруденения, а особенности внутреннего строения базальтового (больше) или гранито-гнейсового (?) слоев — возможные места его формирования (в проекции на дневную поверхность).

## СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СВЯЗИ МЕТАЛЛОГЕНИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

В основе каждой закономерности или вывода лежат факты и их правильная интерпретация. Выше в общем плане рассмотрено отношение рудоносности к отдельным элементам земной коры. Здесь делается попытка проанализировать на количественной основе связи рудоносности с отдельными элементами коры и геофизическими полями. Надо оговориться, что материал, представленный для анализа, неравнозначен по детальности и информативности, поэтому сделанные выводы имеют различную степень достоверности. Особенно это касается сведений о неоднородности земной коры, в частности, данных о распределении высокоскоростных включений в ее верхней части. К тому же такие данные получены для двух рудных районов (Алмалык-Ангренского и Центрально-Кызылкумского).

### СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОД ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Корреляционные зависимости между характеристиками глубинного строения и металлогенной Средней Азии исследовались в двух выборках. В первой из них использовались карты мощности земной коры и поверхность  $K$ , а также данные по 292 эндогенным месторождениям различных металлов, во второй — характеристики земной коры (мощность консолидированной коры, отношение мощностей базальтового и гранитного слоев и др.), полученные по 10 профилям ГСЗ и данные по эндогенным месторождениям и рудопроявлениям, расположенным вблизи этих профилей (в полосе шириной порядка 30 км).

Способы статистической обработки экспериментальных данных в основном совпадают, различаясь в деталях. В том и другом случае использовался разработанный (Усманов, 1984) метод плотностей размещения. Суть метода заключается в следующем. Пусть имеется некоторый признак  $X$  со значениями  $x_1, x_2, \dots, x_k$ . Исследуемая территория  $D$  по значениям признака делится на  $k$  частей:  $D_1, D_2, \dots, D_k$ . В  $i$ -той части территории значение признака  $x$  равно  $x_i$ . Дано также пространственное размещение совокупности точечных объектов  $M$  на данной территории. Задача заклю-

чается в определении меры влияния  $i$ -того значения признака  $X$  на пространственное размещение объектов совокупности  $M$ . В качестве основной величины используется средняя плотность размещения объектов на всей исследуемой территории:  $\bar{\sigma} = \frac{N}{S}$

и в  $i$ -той ее части:  $\sigma_i = \frac{n_i}{S_i}$  где  $N$  и  $n_i$  — количество объектов на всей территории и в  $i$ -той ее части,  $S$  и  $S_i$  — площади всей территории и  $i$ -той ее части. Вводится мера связи, названная коэффициентом пространственной зависимости:

$$\delta = \frac{\bar{\sigma}_i - \sigma}{\text{Sup} \{ \sigma_i, \sigma \}} \quad (1)$$

и критерий  $Z_i$  для проверки гипотезы  $H_0: \sigma_i = 0$ , при альтернативной  $H_1: \sigma_i \neq 0$

$$Z_i = \frac{n_i S - N S_i}{[N S_i (S - S_i)]^{1/2}} \quad (2)$$

Величина  $Z_i$  при больших  $N$  распределена нормально с математическим ожиданием  $\mu = 0$  и дисперсией  $\sigma^2 = 1$ . При выборе двухсторонних критических областей и 2%-ного уровня значимости гипотеза  $H_0$  принимается, если  $|Z_i| \geq 2,33$  и отклоняется, если  $|Z_i| < 2,33$ .

#### КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СВЯЗЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ГЛУБИНОЙ ЗАЛЕГАНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ МОХОРОВИЧИЧА И КОНРАДА ПО ПЛОЩАДНЫМ ДАННЫМ

Рассмотрим результаты применения описанного метода для исследования пространственной связи эндогенных месторождений с мощностью земной коры в целом и до поверхности  $K$  по указанной выше выборке из 292 месторождений. Данные по залеганию этих поверхностей извлечены из карты геофизических полей с элементами глубинного строения Средней Азии и дисперсией (м-б 1:500000), составленной Е. М. Бутовской, Х. Юсупходжаевым и И. Х. Хамрабаевым (по материалам И. Х. Хамрабаева, В. А. Пака, Ф. Зуннунова, Х. Юсупходжаева, Е. М. Бутовской, Б. Б. Таль-Вирского, Эргешева, М. А. Беляевского).

Территория была разбита на районы, в которых мощность земной коры варьирует в определенных пределах. Для каждого из выделенных районов подсчитывались: площадь  $S$ , количество месторождений  $n$ , плотность размещения месторождений  $\frac{n}{S}$  (количество месторождений, приходящееся на единицу площади), отношение плотности  $\sigma$  размещения месторождений в данном районе к средней плотности  $\bar{\sigma}$  месторождений на всей исследованной территории (относительная плотность), значение коэффициента пространственной зависимости  $\delta$  (по формуле (1)), характеризую-

щего связь размещения месторождений с мощностью земной коры, и критерий значимости  $Z$  (2) для установления значимых оценок этого коэффициента. Перечисленные величины рассчитаны для общей выборки, включающей все месторождения, и отдельно для выборок месторождений следующих элементов и групп элементов: Au; Pb; Zn; Cu; Pb, Zn, Cu; Hg, Sb; Sn; W; Sn, W, Mo; CaF<sub>2</sub>.

Результаты вычислений приведены в табл. 3. В районах с некоторыми интервалами мощности земной коры месторождения отдельных типов не известны. В таблице такие интервалы опущены. По данным таблицы составлены графики (рис. 12).

Аналогичная работа выполнена и для глубины залегания поверхности К (табл. 4 рис. 13).

Приводим краткое описание результатов статистической обработки данных.

Выявлена отчетливая зависимость пространственного распределения месторождений золота от мощности земной коры. Около половины известных золоторудных месторождений расположено в районах с мощностью коры 35—40 км (табл. 3).

Плотность их размещения в этих районах в 7 раз превосходит среднюю плотность в районах с мощностью коры 40—65 км. В районах с мощностью земной коры от 40 до 60 км плотность размещения золоторудных месторождений примерно постоянная (рис. 12).

Для полиметаллических и меднорудных месторождений также установлена обратная зависимость плотности их размещения от мощности земной коры. В районах с мощностью земной коры от 35 до 50 км их плотность больше, чем в районах с мощностью коры 50—55 км.

Месторождения Hg и Sb также не характерны для районов с мощностью коры более 50 км, их плотность в этих районах примерно в 4 раза меньше, чем на остальной части территории.

Пространственное распределение месторождений редких металлов Sn, W, Mo отличается от распределения месторождений других элементов: плотность их размещения в меньшей степени зависит от мощности земной коры (оценки коэффициента пространственной зависимости малы и незначительны). Для этих месторождений выделяются районы со средней мощностью земной коры (45—50 км), в которых плотность размещения примерно в 1,5 раза больше, чем в остальных районах.

Вследствие отмеченных выше обстоятельств в целом наблюдается обратная зависимость плотности размещения эндогенных месторождений от мощности земной коры: с увеличением мощности земной коры от 35 до 60 км плотность размещения достаточно плавно уменьшается от 1,96 до 0,14 месторождений на 100 км<sup>2</sup> (табл. 3, рис. 12). Такая тенденция нарушается только в интервале 45—50 км, что объясняется указанной выше особенностью предпочтительного размещения редкометалльных месторождений в участках коры с такими мощностями.

Распределение эндогенных месторождений и рудопроявлений по площадям с различными мощностями земной коры в центральной части Средней Азии

Главный элемент месторождений	Кол-во месторождений	Средняя плотность размещения месторождений для всей территории (на 100 км <sup>2</sup> )	Интервалы мощности земной коры, км	Площадь S районов с данным интервалом мощности земной коры	Количество месторождений в районах с данным интервалом мощности земной коры, n	Плотность размещения месторождений на 100 км <sup>2</sup> , $\sigma = \frac{n}{S} \cdot 100$	Относительная плотность, $\frac{\sigma}{\bar{\sigma}}$	Значение коэффициента пространственной зависимости, $\delta$	Критерий значимости, U
Au	78	0,09	35-40	9500	34	0,35	3,88	0,74	3,03
			40-45	12200	11	0,09	1,00	0	-0,000
			45-50	33300	20	0,06	0,67	-0,33	-1,44
			50-55	21800	9	0,04	0,44	-0,55	-1,39
			55-60	8500	4	0,05	0,55	-0,44	-0,13
			60-65	77000	44	0,05	0,55	-0,44	-2,87
Pb, Zn	47	0,05	35-40	9500	9	0,09	1,8	0,46	0,05
			40-45	12200	6	0,05	1,0	0,00	-0,61
			45-50	33300	29	0,09	1,8	0,46	-0,15
			50-55	21800	3	0,01	0,5	-0,80	-2,18
Cu	19	0,02	35-40	9500	6	0,08	4	0,75	1,43
			40-45	12200	3	0,02	1	0	0,08
			45-50	33300	7	0,02	1	0	-0,09
Pb, Zn, Cu	65	0,07	35-50	55000	62	0,11	1,57	0,36	4,24
			50-55	21800	3	0,01	0,14	-0,85	-1,94
Hg, Sb	23	0,02	35-40	9500	6	0,06	3	0,67	0,77
			40-45	12200	4	0,03	1,5	0,33	0,17
			45-50	33300	10	0,03	1,5	0,33	0,30
			50-55	21800	3	0,01	0,5	-0,5	-0,67
Sn	24	0,03	40-45	12200	4	0,03	1	0	0,13
			45-50	33300	16	0,05	1,6	0,6	1,38
			50-55	21300	4	0,02	0,6	-0,3	-0,48

Продолжение таблицы 3

Главный элемент месторождений	Код-во месторождений	Средняя плотность $\sigma$ размещения месторождений для всей территории (на 100 км <sup>2</sup> )	Интервалы мощности земной коры, км	Площадь S районов с данным интервалом мощности земной коры	Количество месторождений в районах с данным интервалом мощности земной коры, n	Плотность размещения месторождений на 100 км <sup>2</sup> , $\sigma = \frac{n}{S} \cdot 100$	Относительная плотность, $\frac{\sigma}{\bar{\sigma}}$	Значение коэффициента пространственной зависимости, $\delta$	Критерий значимости, U
W	44	0,05	35—40	9500	8	0,08	1,6	0,37	0,50
			40—45	12200	3	0,02	0,4	-0,6	0,52
			45—50	33300	20	0,06	1,2	-0,17	0,58
			50—55	21800	13	0,06	1,2	0,17	0,33
Sn, W, Mo	68	0,08	35—40	9500	8	0,08	1	0	0,58
			40—45	12200	7	0,06	0,75	-0,25	0,34
			45—50	33300	36	0,11	1,37	0,27	1,52
			50—55	21800	17	0,08	1	0	1,19
CaF <sub>2</sub>	22	0,02	35—40	9500	5	0,05	2,5	0,6	0,58
			40—45	12200	2	0,01	0,5	0,5	-0,25
			45—50	33300	15	0,04	2,0	1,0	1,77
Общее (для всех типов эндогенных месторождений)	292	0,338	35—40	9500	63	0,633	1,96	0,420	1,79
			40—45	12200	44	0,361	1,07	0,064	0,18
			45—50	33300	144	0,320	1,28	0,26	2,36
			50—55	21800	37	0,170	0,50	-0,499	-2,48
			55—60	8500	4	0,047	0,14	-0,861	-1,52

Для сравнения приведем некоторые данные по Казахстану. В. И. Гольдшmidt (1979) установил обратную зависимость

Таблица 4

Распределение эндогенных месторождений и рудопроявлений по районам с различной глубиной залегания поверхности Конрада в центральной части Средней Азии

Главный элемент месторождения	Общее количество месторождений на всей территории	Средняя плотность размещения месторождений для всей территории (на 100 км <sup>2</sup> )	Интервал глубины залегания поверхности К, км	Площадь S районов с данным интервалом глубины залегания поверхности К, км <sup>2</sup>	Плотность размещения месторождений P на 100 км <sup>2</sup> , $\sigma = \frac{n}{S} \cdot 100$	Относительная плотность, $\frac{\sigma}{\sigma_{\text{ср}}}$	Значение коэффициента пространственной заисмости, $\delta$	Количество месторождений, n
Au	78	0,09	15—20	28700	0,03	0,33	-0,67	8
			20—25	31700	0,05	0,55	-0,44	15
			25—30	20200	0,21	2,33	0,57	43
			30—35	4700	0,25	2,77	0,64	12
Pb, Zn	45	0,05	15—20	28700	0,04	0,8	-0,2	3
			20—25	31700	0,06	1,2	0,16	20
			25—30	20200	0,05	1,0	0,0	11
			30—35	4700	0,02	0,4	-0,6	1
Cu	20	0,02	15—20	28700	0,03	1,5	0,33	8
			20—25	31700	0,01	0,5	-0,5	2
			25—30	20200	0,04	2,0	0,5	9
			30—35	4700	0,02	1,0	0,0	1
W	44	0,05	15—20	28700	0,02	0,4	-0,6	7
			20—25	31700	0,05	1,0	0,0	18
			25—30	20200	0,09	1,8	0,44	19
CaF <sub>2</sub>	2	0,02	15—20	28700	0,01	0,5	-0,5	3
			20—25	31700	0,03	2,0	0,45	12
			25—30	20200	0,03	1,5	0,33	7
Hg, Sb	23	0,026	15—20	28700	0,02	0,77	-0,23	5
			20—25	31700	0,03	1,15	0,13	9
			25—30	20200	0,03	1,15	0,13	7
			30—35	4700	0,04	1,53	0,35	2
Sn, Mo	31	0,04	15—20	28700	0,05	1,25	0,2	16
			20—25	31700	0,01	0,25	-0,75	3
			25—30	20200	0,06	1,5	0,33	12
Общая для всех типов эндогенных месторождений	279	0,327	15—20	28700	0,240	0,72	-0,27	69
			20—25	31700	0,211	0,63	-0,36	67
			25—30	20200	0,574	1,72	0,727	116
			30—35	4700	0,574	1,72	0,727	27

условных запасов руд Au и Cu от глубины залегания поверхности M. Для W и Mo в среднем характерны большие мощности

коры, чем для Au и Cu. Эти данные согласуются с приведенными выше результатами по центральной части Средней Азии.

На рис. 13 приведены зависимости относительной плотности размещения эндогенных месторождений от глубины залегания поверхности К (для всех месторождений и отдельно для месторождений Au, W, Hg и Sb). Районы с глубинами залегания поверхности К меньше и больше 25 км существенно различаются по плотности размещения золоторудных месторождений: в последних эта плотность в 4 раза больше.

Для месторождений Pb, Sn и Cu значимые оценки характеристик распределения не получены. Можно отметить лишь не-

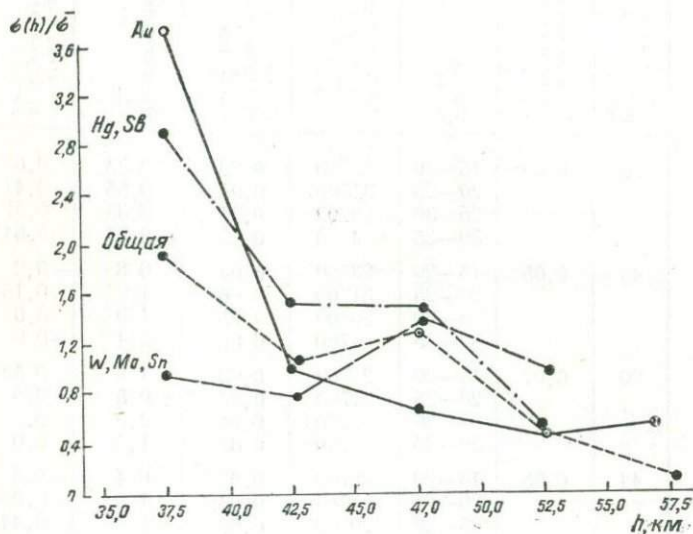


Рис. 12. Зависимость относительной плотности  $\sigma(h)/\bar{\sigma}$  размещения эндогенных месторождений от мощности  $h$  земной коры в центральной части Средней Азии. Кружок — значимые оценки.

которую тенденцию к повышению плотности их размещения в интервалах 20—30 км. В районах с наиболее глубоким залеганием поверхности К, т. е. с максимальной суммарной мощностью гранитного и осадочного слоев (25—30 км), получены наибольшие значения плотности размещения месторождений редких металлов W, Zr и Mo (в 2—4 раза больше, чем в других районах).

При объяснении этой закономерности нужно учитывать приуроченность большинства редкометалльных месторождений к гранитоидным массивам и районам их распространения.

Плотности размещения месторождений Hg, Sb и флюорита в районах с глубиной залегания поверхности К, превышающей 20 км, больше, чем в остальных частях территории.

В целом плотность размещения эндогенных месторождений

в районах с подошвой гранитного слоя глубже 25 км в 2—3 раза больше по сравнению с районами, где она расположена выше этой отметки.

Влияние поверхности М и К на пространственное распределение эндогенных месторождений различное: плотность их раз-

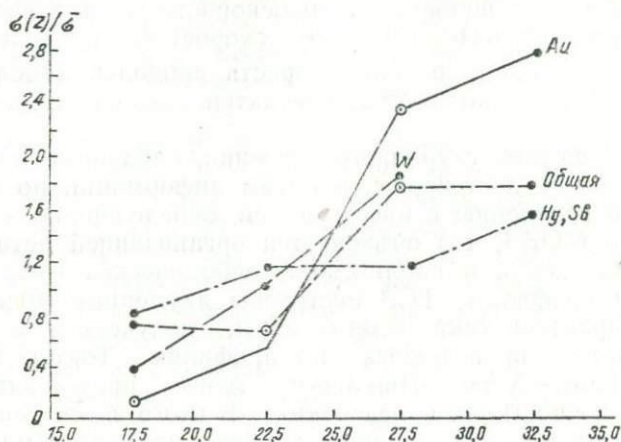


Рис. 13. Зависимость относительной плотности  $\sigma(z)/\bar{\sigma}$  размещения эндогенных месторождений от глубины  $z$  залегания поверхности Конрада в центральной части Средней Азии (без депрессий).

Кружок — значимые оценки.

мещения находится соответственно в обратной и прямой корреляционной зависимости от глубины залегания этих поверхностей (т. е. от мощности земной коры в целом и суммарной мощности гранитного и осадочного слоев).

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ОСОБЕННОСТЯМИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПО ПРОФИЛЬНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Для нахождения корреляционных связей между характеристиками глубинного строения земной коры и металлогении использована информация, полученная по десяти сейсмическим профилям. Пять из них (Фараб—Тамдыбулак, Фараб—Бабатаг, Карабекаул—Койташ, Арысь—Балхаш, Каскеленский) отработаны методом ГСЗ, два (Токтогул—Зоркуль, Наукат—Гарм—Хорог—Ишкашим) — с использованием результатов дискретных профильных наблюдений с помощью сейсмической аппаратуры «Земля» и площадной сейсмологической съемки по данным экспедиционной сети сейсмических станций, три (Ташкент—Сох, Ташкент—Термез, Айни—Кокпатас) — методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ).

Вдоль выбранных профилей с шагом, равным 15 км, снимались значения следующих сейсмических характеристик глубинного

строения:  $N_{\text{КК}}$  — мощность консолидированной коры,  $\bar{V}_{\text{КК}}$  — средняя скорость пробега продольной сейсмической волны в ней,  $V_{\text{М}}$  — скорость продольной волны на границе М,  $N_{\text{Б}}/N_{\text{Г}}$  — отношение мощностей базальтового и гранитного слоев,  $n$  — количество слоев, расположенных выше кровли базальтового слоя,  $N_{\text{ВВ}}$  — общая мощность высокоскоростных включений выше кровли базальтового слоя со скоростью продольных волн  $V_{\text{В}} \geq 6,3$  км/с,  $\bar{V}_{\text{ВВ}}$  — средняя скорость продольной волны в этих включениях,  $N$  — количество контактов всех слоев, пересеченных разломами.

Характеристики глубинного строения, найденные по профилям ГСЗ, наиболее достоверны, и объем информации по ним самый полный по сравнению с информацией, определенной по профилям «Земля» и МОВЗ, что объясняется организацией детальной системы возбуждения и наблюдения сейсмических импульсов. По всем пяти профилям ГСЗ построены двумерные модели земной коры. Характеристики земной коры, полученные в результате исследований, проведенных по профилям Токтогул—Зоркуль, Наукат—Гарм—Хорог—Ишкашим, менее представительны по объему и точности их определения. В итоге здесь получены отдельные фрагменты глубинных границ раздела земной коры и довольно скудные сведения о сейсмических скоростях в консолидированной коре.

Наименее представительны данные о глубинном строении земной коры по профилям МОВЗ, полученные при обработке обменных и проходящих волн от землетрясений. Хотя глубинное строение вдоль этих профилей скорректировано с данными по профилям ГСЗ в местах их пересечения, расположение кровли и базальтового, и гранитного слоев по профилям МОВЗ весьма условно, а информация о пластовых и граничных скоростях отсутствует. Поэтому набор сейсмических параметров здесь ограничен: мощность консолидированной коры, отношение мощностей базальтового и гранитного слоев, количество слоев, расположенных выше кровли базальтового слоя, количество тектонических контактов.

Для сопоставления перечисленных параметров земной коры с оруденением характеристика последнего снималась с металлогенической карты-схемы, учитывающей более 1000 рудных точек территории Средней Азии. С этой целью на металлогеническую карту нанесены все десять сейсмических профилей и границы блоков земной коры, условно однородных по глубинному строению. Границы блоков установлены по данным профильно-площадной сейсмологической съемки (Е. М. Бутовская, В. П. Суров и др.) и разномасштабных гравиметрических наблюдений (Х. Юсупходжаев и др.). В соответствии с условием об однородности внутриблокового строения мы стали считать, что характеристики земной коры вдоль каждого профиля распространяются на те блоки, через которые они проходят.

Нанесенные на карту профили были разбиты на 15-километровые отрезки так же, как при снятии сейсмических параметров. Затем через отметки перпендикулярно линии профиля проведены прямые до пересечения с границами соответствующих блоков. В зонах, образованных этими прямыми и границами блоков и имеющих ширину 30 км, подсчитывалось общее количество точек, относящихся к определенному генетическому типу и конкретному элементу. Всего по генетическому признаку выделено 9 групп точек: магматическая (*а*), пегматитовая (*б*), скарновая (*в*), грейзеновая (*г*), альбититовая (*д*), гидротермальная плутоногенная (*е*), гидротермальная вулканогенная (*ж*), қолчеданная (*и*), стратиформная (*к*), а по принадлежности к конкретному элементу — 10 видов: золото, медь, олово, свинец-цинк, редкоземельные, висмут, ртуть, сурьма, вольфрам, серебро. Полученные суммы точек делились на площади зон, в пределах которых велся подсчет, и множились на 1000 км<sup>2</sup>. Таким образом, установлены плотности распределения металлогенических точек, отнесенные к единице площади в 1000 км<sup>2</sup>. Эти значения приписывались серединам соответствующих отрезков профилей.

Плотность распределения рудных точек в целом мы обозначили через  $\sigma$ , плотности распределения точек, отнесенных к определенному генетическому типу или элементу — соответственно через  $\sigma_a, \sigma_b, \dots, \sigma_u$  (в индекс вынесен класс типа) и  $\sigma_{Au}, \sigma_{Cu}, \dots, \sigma_{Ag}$  (в индекс вынесено название элемента по периодической таблице элементов).

Значения  $\sigma, \sigma_a, \dots, \sigma_{Ag}$  для каждой профильной точки и соответствующие характеристики глубинного строения сведены в единую таблицу, которая послужила основой для поиска корреляционных связей.

Сначала были построены графики, по оси абсцисс которых откладывался один из восьми перечисленных выше геофизических параметров, а по оси ординат — плотности  $\sigma, \sigma_a, \dots, \sigma_{Ag}$ .

Первичный анализ полученных графиков показал, что прямой, однозначной связи между металлогеническими и геофизическими признаками нет, и что необходим поиск более сложных зависимостей. Анализ позволил также установить, что такие геофизические характеристики, как скорость продольной волны на границе М, общая мощность высокоскоростных включений выше кровли базальтового слоя (включения со скоростью  $V_p \geq 6,3$  км/с), средняя скорость продольной волны в этих включениях на данном уровне информации о глубинном строении являются малозначимыми. Поэтому из дальнейших построений эти характеристики исключены.

Следующий этап в наших исследованиях — проведение простейшего статистического анализа. С этой целью рассчитывались коэффициенты зависимости  $\delta$ . Прежде всего, расчеты были сделаны для общей плотности  $\sigma$  и мощности консолидированной коры  $H_{кк}$ . Проводились они двумя способами. По первому под-

считывалась сумма значений общей плотности  $\sigma$ , найденных по всем профилям, а также общая площадь зон, внутри которых подсчитывались рудные точки, причем учитывались и те зоны, в которых величина  $\sigma$  оказывалась равной нулю, т. е. точки отсутствовали. Разделив сумму плотностей на общую площадь, мы нашли среднюю плотность  $\sigma$  для всего составленного множества точек. Далее так же подсчитывалась средняя плотность для каждого значения мощности коры  $H_{\text{КК}}$  имеющего место в нашем множестве, т. е. суммировались плотности в зонах с параметром

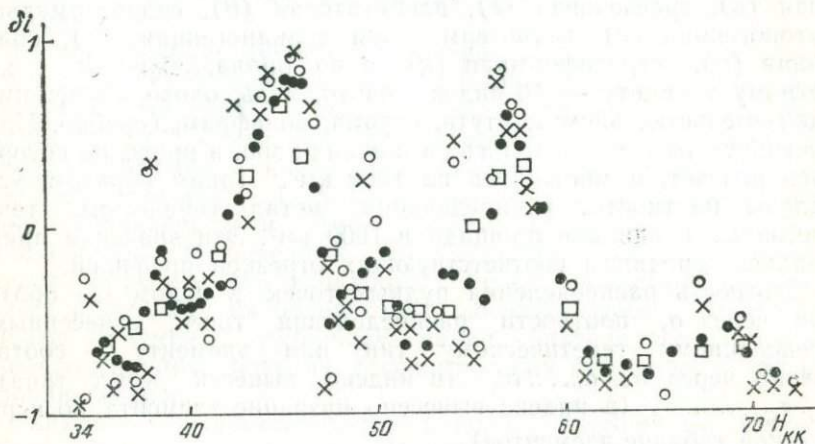


Рис. 14. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  общей плотности рудных точек от мощности консолидированной коры (Пояснение см. в тексте).

$H_{\text{КК}}$  и площади этих зон, и находилось отношение двух сумм. Коэффициент зависимости вычислялся по формуле (1).

По второму способу коэффициент зависимости находился делением суммы плотностей, общей для каждого значения  $H_{\text{КК}}$ , на соответствующие числа событий. Для полученных обоими способами значений строились графики распределения этой величины по  $H_{\text{КК}}$ . Оба графика по существу совпали, т. е. нормирование на число событий не дало существенных отклонений по отношению к нормированию на площадь. Поэтому во всех остальных случаях определения коэффициента зависимости мы применяли второй способ расчета. На рис. 14 приводятся графики распределения величины  $\delta_i$  для общей плотности рудных точек  $\sigma$  по мощности консолидированной коры  $H_{\text{КК}}$ . Крестиками показаны результаты расчета по первому способу, кружками — по второму. На рисунке видно, что рассчитанные точки имеют значительный разброс относительно нулевой линии. Для уменьшения этого разброса и выявления тенденции приуроченности месторождений и рудопроявлений к определенным значениям мощности  $H_{\text{КК}}$  проведено осреднение графиков  $\delta$ . Сначала осреднение проводилось методом третьей

скользящей точки. Результаты даны сплошными кружками. Затем графики  $\delta$  осреднялись по интервалам значений  $H_{\text{КК}}$ . Длина интервала бралась равной 3 км, шаг скольжения интервала — 1,5 км. Результаты осреднения даны квадратиками.

Из сравнения результатов следует, что осреднение по интервалам мощности коры занижает значимые положительные зна-

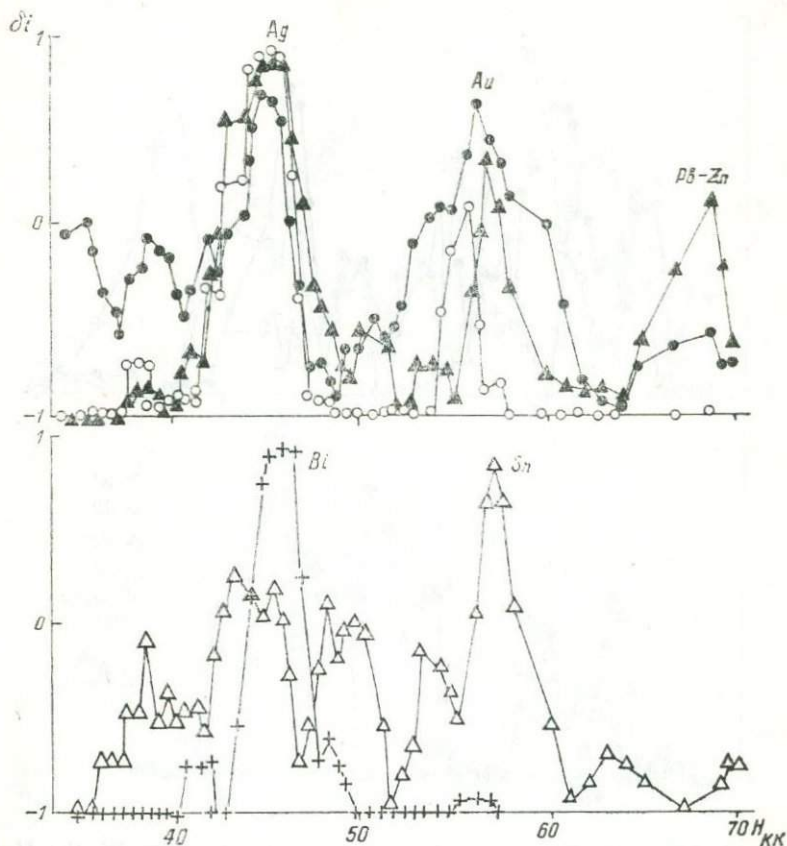


Рис. 15. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек Au, Ag, Pb—Zn, Sn, Bi от мощности консолидированной коры ( $H_{\text{КК}}$ ).

чения коэффициента зависимости больше, чем осреднение методом третьей скользящей точки, хотя и снимает все лишние детали. В дальнейшем графики распределения величины мы осредняли только методом третьей скользящей.

Из осредненных графиков (рис. 14) следует, что повышенная плотность рудных точек без разделения на генетические типы и элементы характерна для областей с мощностью консолидированной коры 42—47 и 56—58 км.

На рис. 15, 16 показаны только осредненные графики распределения коэффициента  $\delta$  по величине  $H_{\text{КК}}$ , вычисленного отдельно для каждого элемента. Рассмотрение этих графиков приводит к следующим выводам. Значимые положительные коэффициенты зависимости  $\delta$  для золота указывают на приуроченность повышен-

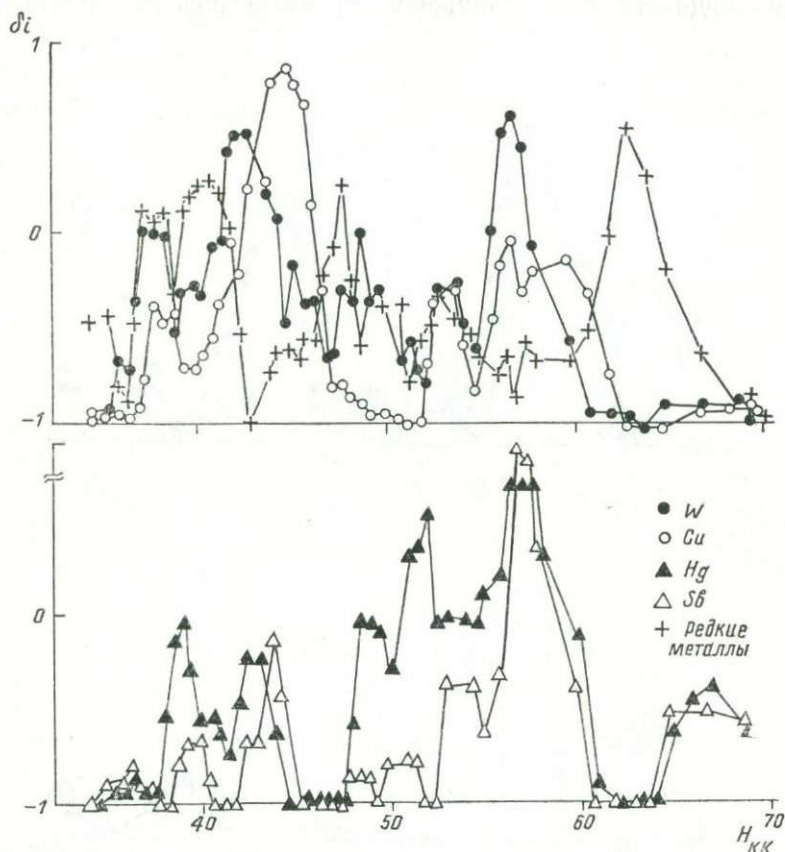


Рис. 16. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек W, Cu, Hg, Sb, редких металлов от мощности консолидированной коры ( $H_{\text{КК}}$ ).

ной плотности точек с золотом к участкам с мощностью консолидированной коры 44—47 и 56—58 км, для меди — к участкам с мощностью  $H_{\text{КК}}=43—47$  км, для олова — 56—58, полиметаллов — (свинец, цинк) 43—47, висмута — 44—47, редкометаллов — 40—42 и 63—64, вольфрама — 42—44 и 56—58, сурьмы — 57—58, ртути — 51—52 и 56—58 и серебра — 43—47 км. Таким образом, повышенное содержание рудных точек характерно для участков с определенной мощностью консолидированной коры.

Расчеты коэффициента зависимости плотности рудных точек от числа тектонических контактов показали, что значимой связи

между величиной  $\sigma$  и этим параметром глубинного строения не существует. Вероятно, отсутствие такой связи объясняется непредставительностью информации о тектонических нарушениях внутри земной коры. Вычисления, проведенные подобным образом на основе данных об отношении мощностей базальтового и гра-

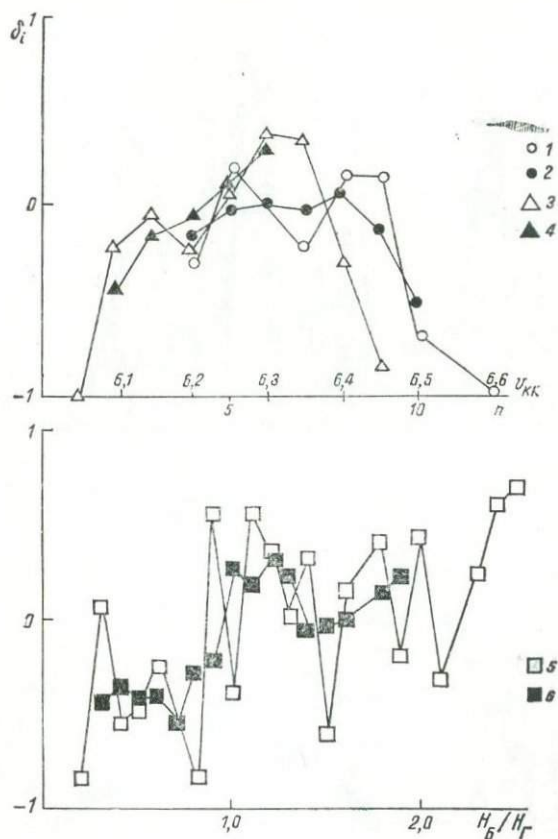


Рис. 17. Коэффициент зависимости  $\delta_i^1$  плотности рудных точек с золотом от величины средней скорости продольных волн в консолидированной коре ( $V_{KK}$ ) (1—результаты расчета, 2—результаты осреднения), количество слоев ( $n$ ), составляющих «гранитный» слой (3—результаты расчета, 4—результаты осреднения), отношения мощностей «базальтового» и «гранитного» слоев  $H_b/H_g$  (5—результаты расчета, 6—результаты осреднения).

нитного слоев, количество слоев  $n$ , из которых состоит гранитный слой, и средней скорости в консолидированной коре  $\bar{V}_{KK}$ , в отдельных случаях дали положительные результаты.

На рис. 17 показаны графики распределения коэффициента по величинам  $\bar{V}_{KK}$  (а),  $H_b/H_g$  (б) и  $n$  (в) для золота. Крестиками, соединенными тонкими линиями, даны результаты расчета,

сплошными кружками, соединенными толстыми линиями, — результаты осреднения. Из графиков следует, что для золота нет значимой связи со средней скоростью  $V_{\text{КК}}$ . Зато для параметров  $H_{\text{Б}}$ ,  $H_{\text{Г}}$  и  $p$  такая связь наблюдается отчетливо. Так, для отношения  $H_{\text{Б}}/H_{\text{Г}}$ , несмотря на значительное число случаев

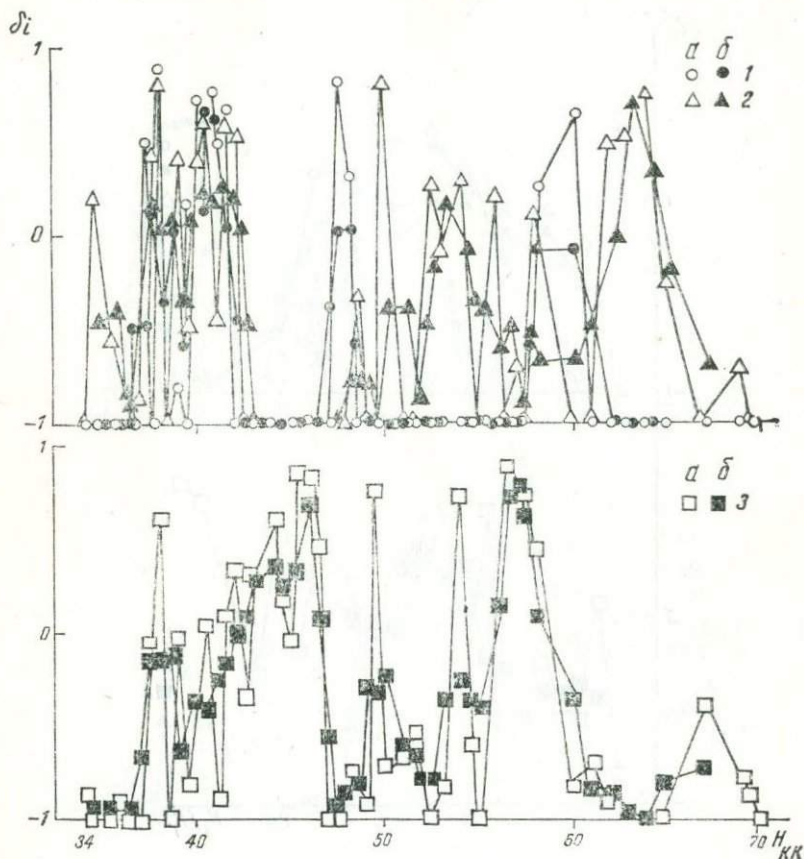


Рис. 18. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от мощности консолидированной коры  $H_{\text{КК}}$ .

Генетические типы (а — результаты расчета, б — результаты осреднения): 1 — магматический, 2 — пегматитовый, 3 — скарновый.

$H_{\text{Б}}/H_{\text{Г}} < 1$ , коэффициент зависимости плотности распределения точек с золотом имеет отрицательные значения. Положительные значения коэффициента  $\delta \geq 0,2$  наблюдаются в интервале  $H_{\text{Б}}/H_{\text{Г}} = 1,0-1,3$ , дальше величина его падает до 0, а затем снова возрастает. Однако следует иметь в виду, что на каждое значение признака  $H_{\text{Б}}/H_{\text{Г}} \geq 1,4$  (с шагом классификации 0,1) приходится только по 2—3 события. Таким образом, намечающуюся тенденцию к увеличению зависимости плотности распределения

золота от увеличения соотношения мощностей базальтового и гранитного слоев следует проверять на большой статистике наблюдений.

Влияние расслоенности гранитного слоя земной коры на степень проявления точек с золотом подтверждает осредненный гра-

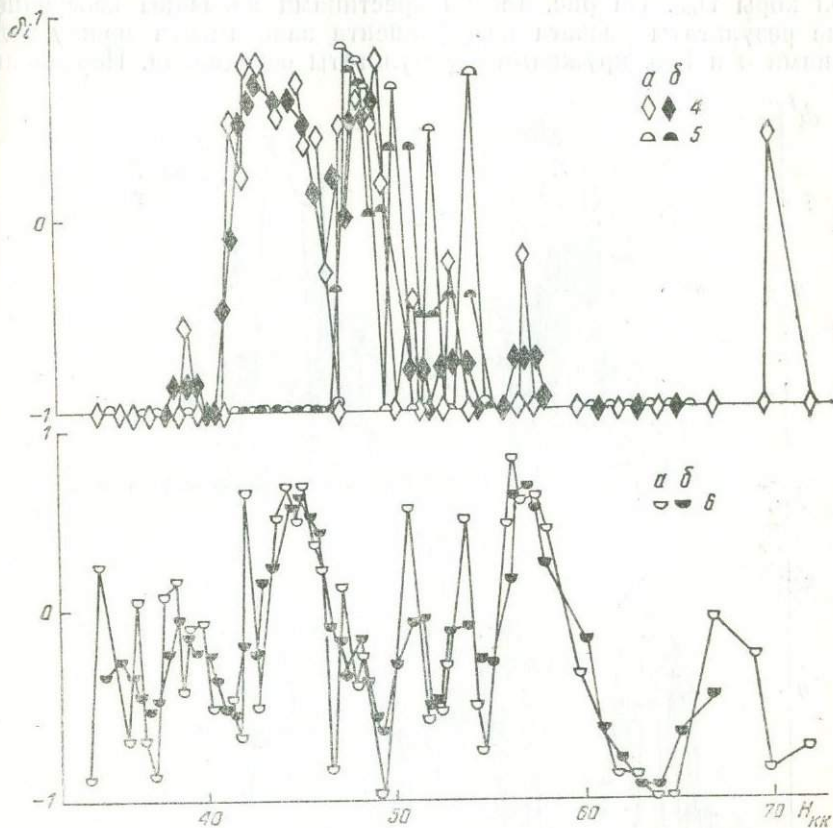


Рис. 19. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от мощности консолидированной коры  $H_{KK}$ .

Генетические типы (а — результаты расчета, б — результаты осреднения): 4 — грейзеновый, 5 — альбитовый, 6 — гидротермальный плутогенный.

фик (рис. 17). Для значений  $n \leq 4$  (число слоев от 1 до 4) при большой статистике событий коэффициент  $\delta_i$  имеет отрицательные значения, но тенденция прямой зависимости  $\sigma_{\Delta n}$  от количества слоев  $n$  намечается с первой же точки графика. Со значения  $n=5$  эта зависимость становится значительной. К сожалению, продолжить построение графиков для  $n \geq 8$  нам не удалось, так как количество слоев, равное 8, мы наблюдали в одном, и  $n=9$  — в трех случаях.

Исследования зависимости плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от геофизических параметров показали, что как и в случае распределения рудных точек по элементам наиболее выразительная связь существует между плотностью рудных точек и мощностью консолидированной коры  $H_{\text{КК}}$ . На рис. 18—20 крестиками показаны неосредненные результаты расчета коэффициента зависимости между величинами  $\sigma$  и  $H_{\text{КК}}$ , кружками — результаты осреднения. Перечислим

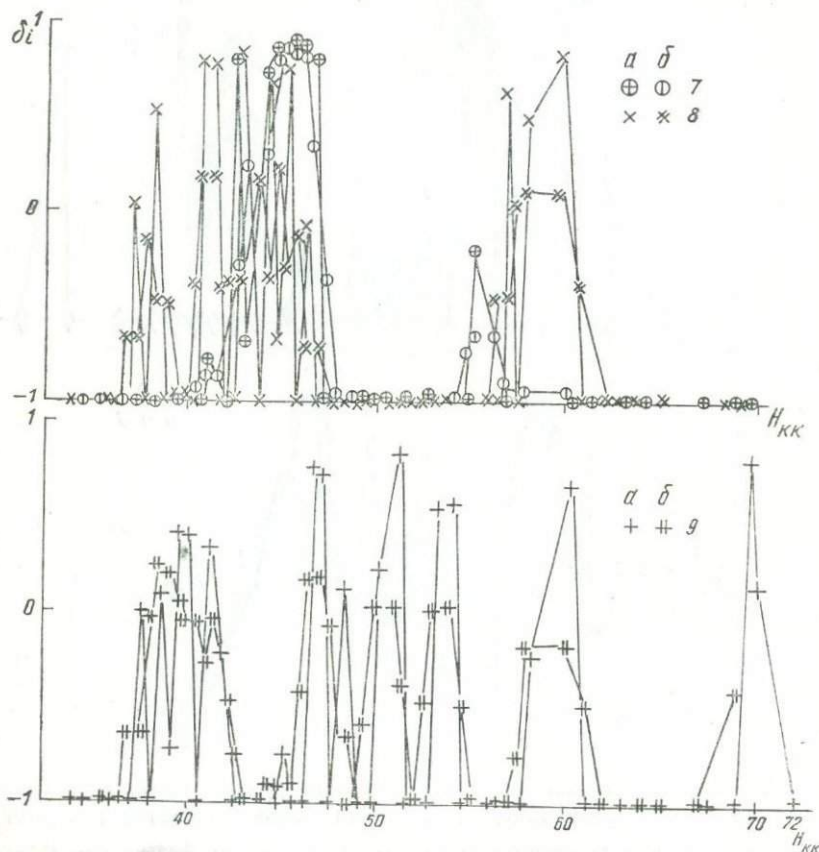


Рис. 20. Коэффициент зависимости  $\delta_1$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от мощности консолидированной коры  $H_{\text{КК}}$ .

Генетические типы (*a* — результаты расчета, *b* — результаты осреднения): 7 — гидротермальный вулканогенный, 8 — колчеданный, 9 — гидротермально-осадочный.

значения  $H_{\text{КК}}$ , в пределах которых зависимость величины  $\sigma$  для каждого генетического типа является значимой Тип *a* —  $H_{\text{КК}}=40-42$  км, *b* — 39—40 и 62—64 км, *в* — 43—46 и 56—58 км, *г* — 42—50 км, *д* — 47—61 км, *е* — 43—46 и 56—58 км, *ж* — 43—47 км, *з* — значимой зависимости нет, тип *и* —  $H_{\text{КК}}=38-39$  км.

При расчетах коэффициента  $\delta$  для отношения мощностей базальтового и гранитного слоев получилось, что связи между этим параметром и плотностью рудных точек, распределенных по генетическому признаку, для шести признаков не наблюдается совсем (типы *a, б, д, e, з, и*), а для трех (типы *в, г, ж*) она су-

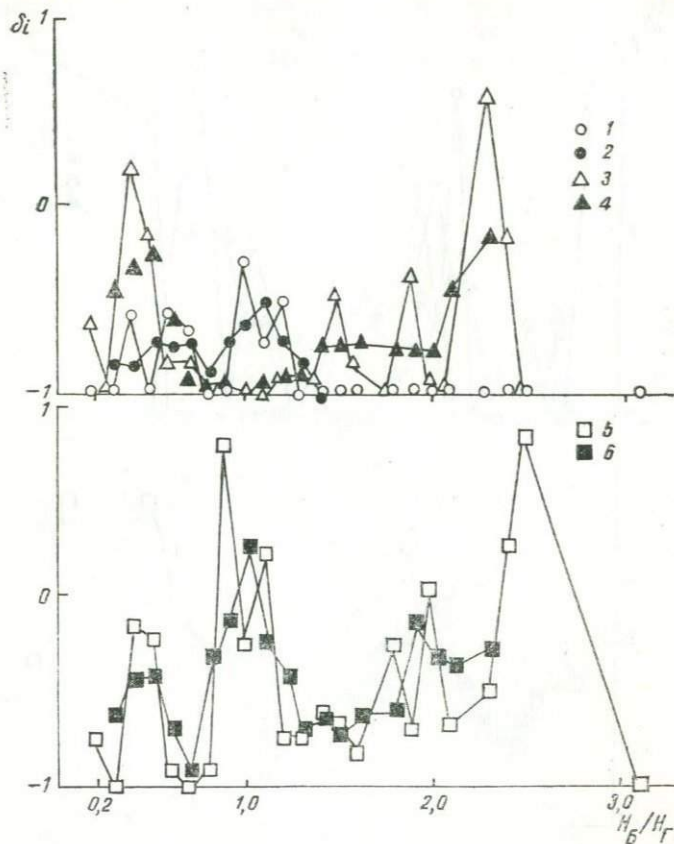


Рис. 21. Коэффициент зависимости  $\delta_1$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от отношения мощностей базальтового и гранитного слоев  $H_6/H_7$ .

Генетические типы (результаты расчета — полный знак, осреднения — залитый): 1—2 — магматический, 3—4 — пегматитовый, 5—6 — скарновый.

ществует только для значения  $H_6/H_7 = 1,0$ , т. е. при условии равенства мощностей базальтового и гранитного слоев (рис. 21—23).

Приводим графики коэффициента зависимости  $\delta$ , рассчитанного для 9 генетических типов рудных точек и геофизических параметров  $\bar{V}_{НК}$  и  $p$  соответственно (рис. 24—25). Из графиков видно, что для 8 генетических типов зависимость плотности рудных точек от средней скорости в консолидированной коре также

не выявлена и только для типа *и* существует значимая связь в диапазоне значений  $\bar{V}_{\text{КК}}=6,1-6,2$  км/с. В отношении же влияния расслоенности земной коры на величину плотности рудных типов *а*, *б*, *в*, *и* (рис. 24—25) зависимости величины  $\sigma$  от параметра *n* не наблюдается. Для типа *в* значимой зависимости нет, но тен-

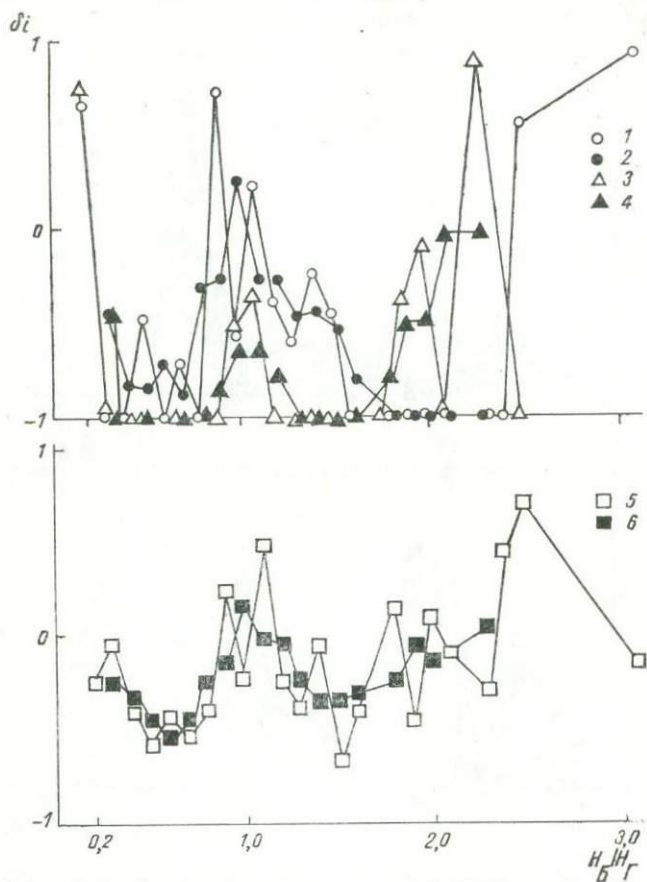


Рис. 22. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от отношения мощностей базальтового и гранитного слоев  $H_B/H_G$ .

Генетические типы (результаты расчета — полый знак, осреднения — залитый): 1—2 — грейзеновый, 3—4 — альбитовый, 5—6 — гидротермальный плутоногенный.

денция к ее появлению с увеличением числа слоев *n* на графике видна отчетливо. Плотность рудных точек типов *г*, *е*, *ж* находится в прямой зависимости от параметра *n*; значимой эта зависимость становится для  $n=5-6$ . Для рудных точек типа *д* (альбитовый) наблюдается обратная картина: значимая связь существует только для значений  $n=2-4$  (слабая расслоенность).

Мы подробно рассмотрели результаты исследований связи между особенностями проявления металлогении и характеристиками глубинного строения при условии классификации точек по генетическому типу, между плотностью точек с золотом и теми же характеристиками глубинного строения и между плотностью рудных точек, распределенных по типу металлов, и мощностью консолидированной коры. Ниже приводим результаты, получен-

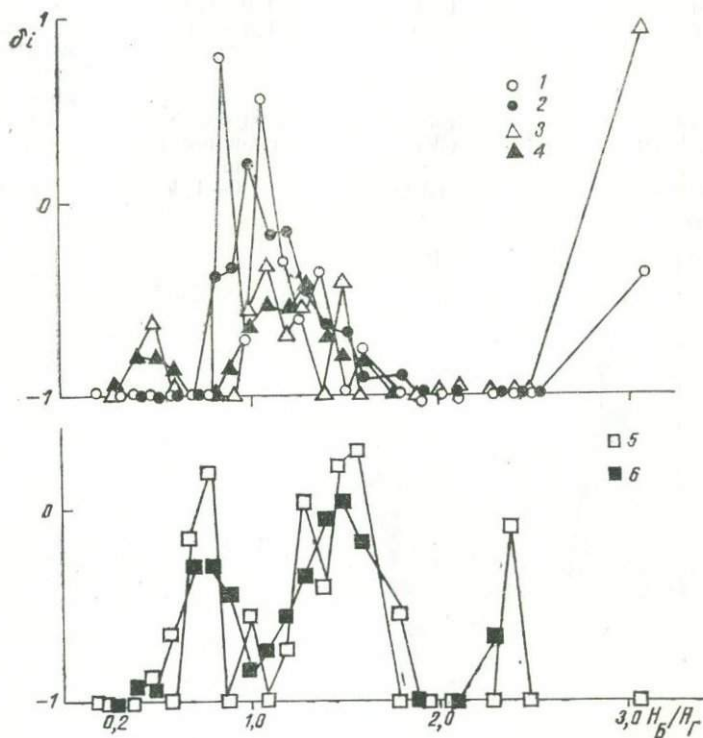


Рис. 23. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по генетическому типу, от отношения мощностей базальтового и гранитного слоев  $H_B/H_G$ .

Генетические типы (результаты расчета — полый знак, осреднения — залитый): 1—2 — гидротермальный вулканогенный, 3—4 — колчеданный, 5—6 — гидротермально-осадочный.

ные при исследовании связи между плотностью рудных точек при условии их классификации по типу металла и величинами  $H_B$ ,  $H_G$ ,  $\bar{V}_{\text{КК}}$  и  $n$  (рис. 26, 27 и 28 соответственно). Результаты представлены значениями перечисленных геофизических параметров, при которых существует значимая связь.

Металл	Параметр	Отношение мощностей $H_B / H_T$	Количество слоев, $n$
Медь	(Cu)	1,0—2,3	5—6
Олово	(Sn)	Зависимости нет	Зависимости нет
Свинец-цинк	(Pb—Zn)	0,9—1,3	5—6
Редкоземельные	(TR)	Зависимости нет	Зависимости нет
Висмут	(Bi)	1,0—1,2	6
Ртуть	(Hg)	1,8—2,1	Зависимости нет, но наблюдается тенденция к ее появлению
Сурьма	(Sb)	2,2 и более	То же
Вольфрам	(W)	Зависимости нет	—
Серебро	(Ag)	1,0—1,4	5—6

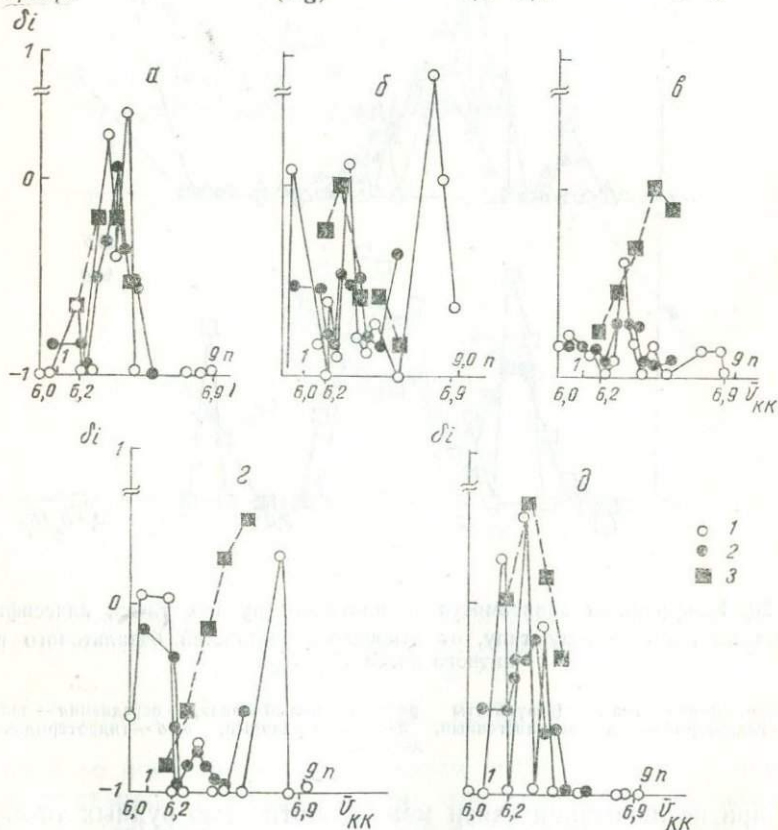


Рис. 24. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек различных генетических типов от средней скорости в консолидированной коре ( $\bar{V}_{KK}$ ) и количества слоев, слагающих гранитный слой ( $n$ ).

Генетические типы: а — магматический, б — пегматитовый, в — скарновый, г — грейзеновый, д — альбититовый. 1—2 — зависимость  $\delta_i$  от  $\bar{V}_{KK}$  (1 — результат расчета, 2 — результат осреднения, 3 — зависимость  $\delta_i$  от  $n$ ).

Анализ полученных результатов позволяет сделать вывод, что наиболее информативный геофизический признак в отношении проявления особенностей металлогении — мощность консолидированной коры. Существует также значимая связь между плотностью рудных точек, классифицированных и по генетическому признаку, и по типу металла, и параметром  $H_B / H_T$  в опре-

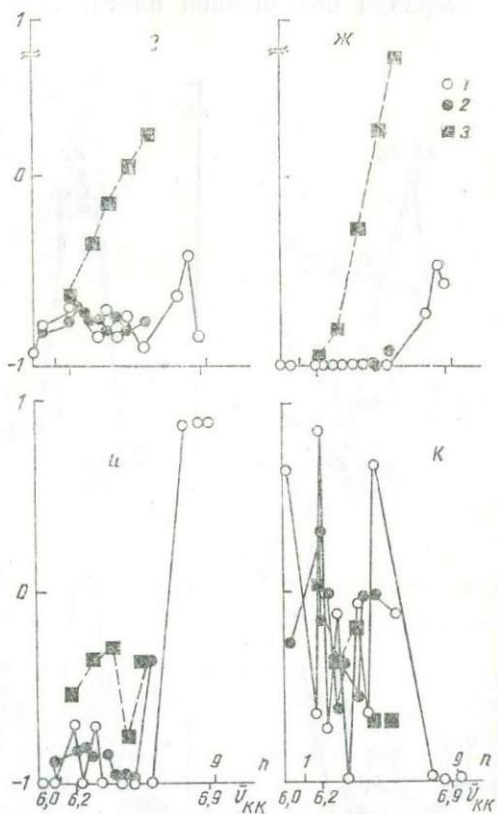


Рис. 25. Коэффициент зависимости  $\delta_1$  плотности рудных точек различных генетических типов от средней скорости в консолидированной коре ( $\bar{V}_{KK}$ ) и количества слоев, слагающих гранитный слой ( $n$ ).

Генетические типы: *г* — гидротермальный плутогенный, *ж* — гидротермально-осадочный. Зависимость  $\delta_1$  от  $\bar{V}_{KK}$ :  
 1 — результаты расчета, 2 — результаты осреднения, 3 — зависимость  $\delta_1$  от  $n$ .

деленных пределах его значений. По существу неинформативным в этом плане оказался параметр  $V_{KK}$  — средняя скорость в консолидированной коре.

Сравним результаты, полученные по площадным и профильным геофизическим данным.

По площадным для месторождений золота установлено монотонное уменьшение плотности их размещения с увеличением мощности коры, наибольшее значение плотности приходится на интервал 35—40 км, а по профильным выделены два интервала с повышенной плотностью золоторудных месторождений и рудопроявлений: 44—47 и 56—58 км.

Для месторождений свинца и цинка по площадным данным выделены два интервала повышенной плотности — 35—40 и 45—

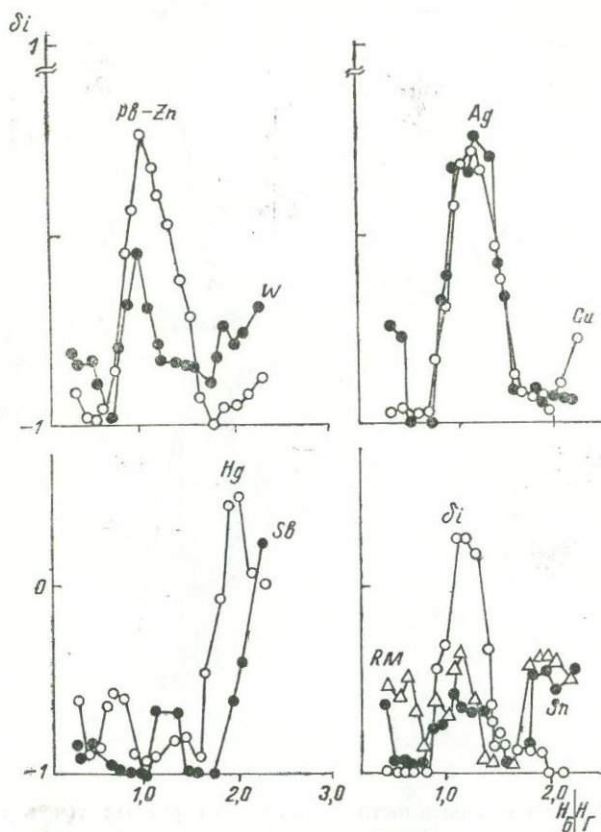


Рис. 26. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по элементам, от отношения мощностей базальтового и гранитного слоев ( $H_B / H_Г$ ).

50 км, по профильным — один интервал — 43—47 км, частично совпадающий со вторым.

В целом для всех месторождений выделено по два интервала повышенной плотности: 35—40 и 45—50 км по площадным, 42—47 и 56—58 км по профильным данным. Два из них практически совпадают.

Основное отличие профильных данных состоит в наличии интервала 56—58 км с повышенной плотностью месторождений.

Учитывая, что материалы обрабатывались одним и тем же методом, различия в результатах, вероятно, объясняются исходными данными.

Геофизические данные, названные выше площадными и профильными, получены разными способами экстраполяции.

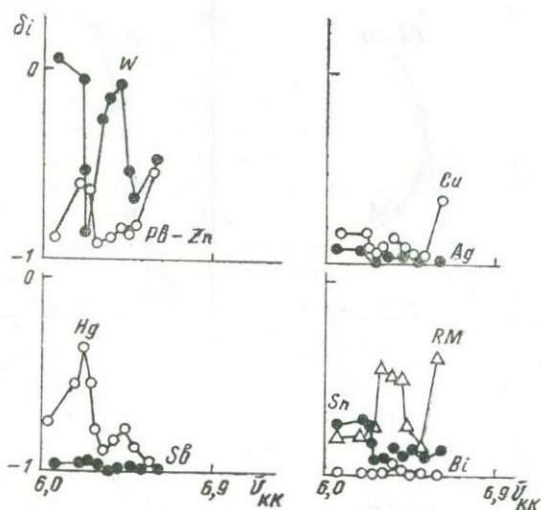


Рис. 27. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по элементам, от средней скорости в консолидированной коре  $\bar{V}_{kk}$ .

Различаются также исходные металлогенические данные: в первом случае это крупные и средние месторождения, во втором — все месторождения и рудопроявления. В обоих случаях устанавливается наличие статистической зависимости между пространственным распределением эндогенных месторождений всех типов и основными характеристиками глубинного строения.

#### СВЯЗЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Эта связь проанализирована на базе карты локальных магнитных аномалий Средней Азии в м-бе 1:1000000, составленной Х. И. Юсупходжаевым и др. по материалам аэромагнитных съемок Западного (Я. Г. Воробьев, А. М. Шукевич), Новосибирского (П. П. Коноплин, А. И. Пургалин, А. Х. Рентбор), Узбекского (Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев, И. А. Фузайлов) геофизических трестов, Управления геологии КиргССР (А. М. Бескровный, Н. И. Доманов) сопоставленной с кадастровой металлоген-

нической картой Средней Азии в м-бе 1:1000000. Учтено более 1100 значительных месторождений и крупных рудопроявлений. Статистический анализ распределения месторождений производился А. Шариповой на ЭВМ СМ-3 ИГиГ УзССР по интервалам аномалий  $\Delta T: 10,0 \div 2,0; 2,0 \div 1,0; 1,0 \div 0,5; 0,5 \div 0,0;$

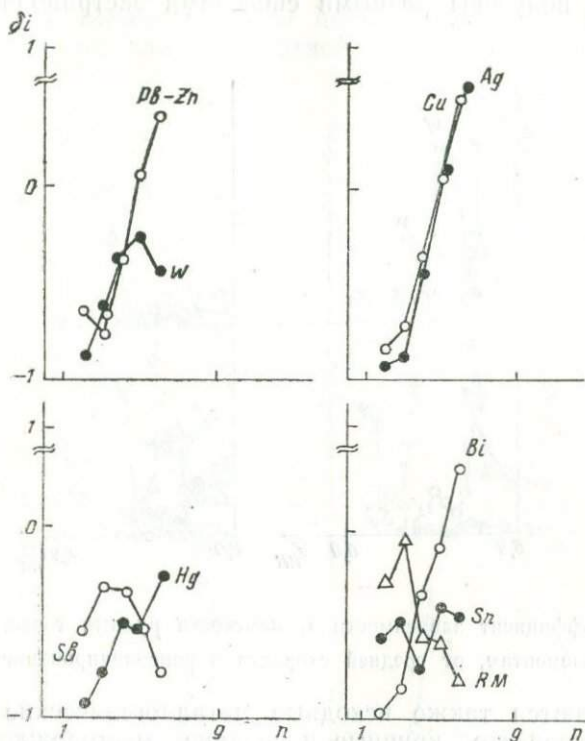


Рис. 28. Коэффициент зависимости  $\delta_i$  плотности рудных точек, классифицированных по элементам, от расчлененности земной коры ( $n$  — количество слоев, слагающих гранитный слой).

$0,0 \div -0,5; -0,5 \div -1,0$  миллиэрстед. Известно, что территория Средней Азии в целом характеризуется сравнительно низким магнитным полем. Более значительные положительные магнитные поля имеют локальный характер и свойственны площадям Северного, Среднего Тянь-Шаня и Центрального Памира. В Среднем Тянь-Шане это районы Молдотого, Акшийрак, Кураминские горы (особенно Западный и Южный Карамазар), восточное и Южное Приаралье. Отдельные положительные аномалии имеются в Южном Тянь-Шане и связаны с небольшими проявлениями эффузивно-осадочной железорудной минерализации (Надир в Юж-

ной Фергане) или ксенолитами гибридных пород в гранитодах (Кошрабадский массив).

С отмеченной особенностью магнитного поля Средней Азии в известной мере связано то, что в этом районе пока нет ни одного разрабатываемого железорудного месторождения, хотя считать Среднюю Азию промышленно перспективной на железное оруденение (независимо от его генетического типа) преждевременно. Анализ связи плотности всех эндогенных месторождений с магнитными полями показывает, что максимальной плотностью их размещения ( $0,393 \div 0,415$ ) при удовлетворительном, среднем и хорошем уровнях значимости ( $3,46 \div 5,02$ ) характеризуются поля с максимальными ( $5,0 \div 1,0$  мЭ) значениями положительных аномалий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Минимальную плотность ( $0,042$ ) имеют нейтральные площади ( $0,0 \div -0,5$  МЭ).

При таком характере распределения вольфрамовые, свинцовые месторождения тяготеют к площадям с максимальными значениями ( $2,0-10,0$  мЭ) аномалий, а железорудные — с умеренно высокими ( $1,0-2,0$  мЭ). Месторождения меди и некоторых редких элементов тяготеют к полям с отрицательными ( $-0,5 \div 1,0$  мЭ) аномалиями. Анализ распределения месторождений других металлов (молибден, олово, ртуть, сурьма, мышьяк, золото) так же, как и классов месторождений по крупности, значимых результатов не дает. Из полученных данных приуроченность месторождений редких элементов к отрицательным магнитным полям, а железорудных и свинцовых к положительным геологически можно объяснить следующим образом: первые обычно связаны с кислыми гранитоидами или эффузивами, создающими отрицательные магнитные поля, вторые (железорудные и свинцовые месторождения), как правило, — с интрузивами повышенной железистости (от гранитоидов до габбро), вызывающими положительные магнитные поля. Здесь необъяснима лишь статистическая приуроченность максимальной плотности железорудных месторождений не к максимальным, а к умеренноположительным полям. Необъяснима также и полученная прямая связь максимальной плотности вольфрамовых месторождений с полями максимальных положительных аномалий.

Известно, что самые высокие в Средней Азии положительные локальные аномалии многих полей вызваны телами рудных габбро, несущими магнетитовое или ильменит-магнетитовое оруденение, аналогичное Кочканарскому на Урале. Это Тебинбулакский массив в северо-западной части Султануиздага и Зайчский в Юго-Западном Памире. Ряд высоких магнитных аномалий связан с осадочно-вулканогенными проявлениями железных руд — Молдотое в Восточной части Срединного Тянь-Шаня, НаDIR и Сох в Южной Фергане и несколько точек в зоне Центрального Памира.

## СВЯЗЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СО СТЕПЕНЬЮ ГЕТЕРОГЕННОСТИ И ДЕФОРМИРОВАННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Логически можно утверждать, что между гетерогенностью и деформированностью земной коры и размещением эндогенных месторождений существует положительная связь. Это утверждение основывается на мировом опыте изучения распределения рудных месторождений. Мы его проверяли на материалах детального изучения глубинного строения некоторых рудных районов (Центральные Кызылкумы, Ангрэн-Алмалыкский район), выполненного сейсмологическими методами, на сейсмических профилях, пересекающих рудные районы Средней Азии, а также на результатах дешифрирования космических снимков, выполненных В. Г. Трифоновым, О. М. Борисовым, Р. И. Надириным и др. в 1983 г.

Под гетерогенностью (неоднородностью) земной коры или отдельных ее слоев мы подразумеваем участие в ее строении разнородных горизонтов, прослоев, линз с различными физическими характеристиками. Чем больше число и мощность таких тел в разрезе земной коры в целом, или базальтового или гранитного слоев, тем более они гетерогенны, разнородны (Бутовская и др., 1980).

В число элементов, определяющих гетерогенность, входят прослой или линзы с более повышенными или пониженными, чем во вмещающей среде, скоростями прохождения сейсмических волн, плотностными, тепловыми или электрическими характеристиками. Эти элементы гетерогенности геофизики именуют высокоскоростными или низкоскоростными включениями. Последние иначе называются «волноводами». Один из выдержанных, но мозаичных по строению волноводов в Средней Азии залегает на глубине 24—38 км в пределах так называемого «гранулито-базитового слоя». Он, по мнению Е. М. Бутовской и др., играет важную роль в механизме накопления и разрядки потенциальной энергии в земной коре региона. Однако его связи с металлогенией пока не совсем ясны, поскольку он обнаруживается и под рудными, и под нерудоносными районами. Более отчетливо намечается связь рудоносности с высокоскоростными включениями ( $V_p=6,0-6,5$  км/с при скоростях прохождения продольных волн во вмещающей среде 5,0—5,6 км/с) при условии близости (2—6 км) залегания к современной поверхности Земли. Мы сейчас располагаем материалами по гетерогенности, полученными в результате сейсмологических исследований земной коры и верхней мантии, по геолого-геофизическим профилям, пересекающим главнейшие геотектонические элементы Западной части Средней Азии со станциями типа «Земля», «Черепаша» (Е. М. Бутовская, В. А. Пак, Т. Эргешев и др.), сейсмологической площадной и детальной площадной сейсмической съемки для верхней части (0—10 км) земной коры в Ангрэн-Алмалыкском и Центрально-Кызылкумском рудных районах с применением станций «Земля», «Поиск» — 1—48 —

КМПВ — ОВ» и др. (Е. М. Бутовская, Т. М. Гольцева, В. П. Суворов и др.).

Обратимся к геолого-геофизическим профилям. На так называемом Восточно-Памирском профиле, являющемся северным отрезком международного профиля Токтогул — Узген — Ош — Каракуль — Зоркуль — Нангапарбат — Сринагар (Беляевский, Вольвовский и др., 1982; Хамрабаев, Бутовская и др., 1983) выделяют три интервала с севера на юг, характеризующихся повышенной гетерогенностью. Это северный борт Ферганской депрессии и Чаткальский район, южный борт Ферганы и северная часть Алайского хребта (в 75—115 км к юго-востоку от г. Ферганы) и Центральный Памир (от оз. Каракуль южнее 50—60 км). В Чаткальском и прилегающем Кураминском районах очень много разнородных включений. Высокоскоростные залегают на глубинах 4—10 км. В Алайском хребте высокоскоростное тело с  $V_p=6,0—6,4$  км/с находится на глубине 5—6 км от современной поверхности. Этот район характеризуется наличием промышленной ртутно-сурьмяной и золото-редкометалльной минерализаций (Кадамжай, Хайдаркан, Акджилга и др.). Следующее высокоскоростное тело (включение) залегают на глубинах 8—11 км в 150—170 км к юго-востоку от Ферганы по линии профиля Фергана — Иркештам (Беляевский, Вольвовский и др., 1982). В этих местах пока известны лишь небольшие рудопроявления золота и редких металлов.

Рассмотрим материалы детального изучения верхней части (0—10 км) земной коры в Алмалык-Ангренском и Центрально-Кызылкумском районах. Алмалык-Ангренский район характеризуется, как мы отмечали выше, положительным магнитным полем, повышенным геотермическим режимом и умеренной (35—40 км) мощностью земной коры. По характеру разреза этот район отнесен к фемически-сиалическому (Кураминскому) типу (Хамрабаев и др., 1974, 1977). В этом районе оконтурено высокоскоростное тело ( $V_p=6,6—6,8$  км/с) грибообразной формы, вытянутое в широтном направлении от Алмалыкского до Кочбулакского района на востоке и Кызыл-Алмасая на севере. Центральная часть этого тела залегают всего лишь в 2—3 км от современной поверхности, а края погружаются до 8—10 км. Большинство медных, свинцово-цинковых и золотых месторождений размещено над этим высокоскоростным телом. Природа его еще не ясна. В результате детальных сейсмологических исследований в Центральных Кызылкумах выявлена большая контрастность земной коры под золоторудными полями. Здесь оконтурено три высокоскоростных ( $V_p=6,2—6,7$  км/с) тела: в районах Мурунтау, Кокпатав и в промежутке между ними на глубине 2—4 км от современной поверхности под песками Джаманкул. В последнем случае рудопроявления пока неизвестны.

В Мурунтауском поле кроме сейсмологических работ проведены магнитометрические, геотермические, петрофизические исследования и магнитотеллурическое зондирование со станциями

типа ЦЭС-1. В итоге выяснилось, что земная кора до глубины 8 км характеризуется низкоомным разрезом, т. е. низкими электрическими сопротивлениями и повышенным геотермическим режимом. Температура здесь до глубины 1 км составляет 47°C, а на глубине 7 км предположительно достигает 230°C. Мощность земной коры 40—45 км, по характеру разреза отнесена к сиалическому типу.

В пределах рудного поля Мурунтау отмечается овалный контур положительной магнитной аномалии. Это соответствует установленной связи большинства рудных, в том числе золотых проявлений с полями положительных магнитных аномалий. Отмеченные обстоятельства указывают на прямую корреляцию между высокоскоростными включениями в верхней части земной коры и положительными магнитными полями. Не исключено, что эти включения служат источниками магнитных (полей) аномалий.

Целесообразно остановиться на вопросе о природе этих высокоскоростных тел. Пока прямых и бесспорных данных об их составе нет. Скорее всего, это интрузивные образования среднего или основного состава (диориты, габбро-диориты), являющиеся остатками магматических очагов, функционировавших в средневерхнекарбовое или пермское время. В эпоху рудообразования, т. е. среднекарбовое или нижнепермское время (240—300 млн. лет назад) эти очаги находились приблизительно на глубине 3—4 км от поверхности и магма в них интенсивно дифференцировалась, прорываясь вверх по доступным каналам и давая начало семейству пород от диоритов (габбро-диоритов и монцитов) до гранитов. Интрузии сопровождалась многофазовой постмагматической рудной минерализацией, локализацией на всем интервале глубин от очага (камеры) до 3—3,5 км вверх от него. При этом на расстоянии 2—2,5 км от него отложились обнаженные ныне в Алмалык-Ангренском районе медно-молибденовые, золотые и полиметаллические руды. Выше могли быть отложены золото-серебряные, сурьмяно-серебряные (с ртутью) и другие руды, которые ныне, вероятно, смыты. На расстоянии 1—2,5 км от очага отлагались золото-редкометалльные, редкометалльные (молибден, олово, вольфрам и др.) руды, аналоги которых частично вскрыты в Центральном Кызылкумах (золото-шеелитовые).

Подводя итог изложенному, хочется подчеркнуть, что при дальнейших исследованиях строения коры особую ценность будет представлять выявление и оконтуривание высокоскоростных включений в верхней части земной коры, особенно в закрытых и полузакрытых территориях с ранее установленными сиалическими или сиалически-фемическими типами разреза. При этом площади с близким (2—4 км) залеганием таких включений в совокупности с петрологическими, геохимическими (особенно гидрогеохимическими и биогеохимическими) признаками могут выдвигаться как перспективные на золотое, медное, полиметаллическое и отчасти редкометалльное (W, Mo, Sn) оруденение.

Теперь о деформированности земной коры. Специальные исследования на больших площадях по выяснению степени деформированности территории Средней Азии не проводились. Наши суждения на этот счет основываются, главным образом, на результатах дешифрирования космоснимков Среднего и Южного Тянь-Шаня, выполненного на материалах советских спутников В. Г. Трифоновым, О. М. Борисовым, Р. И. Надыршиным, и Памира — А. Марусси (по материалам спутников американской системы Лэндсат) наряду с Гималаями и Каракорумом.

Как дополнительный материал использованы результаты некоторых петрофизических исследований, проведенных Э. Искандеровым, О. Нурмаматовым, И. И. Ивановым на горных породах Памира и Центральных Кызылкумов.

По данным дешифрирования космофотоснимков на территории Среднего Тянь-Шаня наиболее деформированы (имеется в виду густота разломов, разрывов разных категорий и кольцевых структур) следующие площади. Восточно-Карамазарская (Канимансур, Гава, Ашт и др.), Западно-Карамазарская (Кансайское, Табошарское поля), Северо-Карамазарская (Алмалык-Ангренский район и др.), Правобережно-Ангренская, Юговосточно-Чаткальская (Кассанский район). В южном Тянь-Шане выделяются Канская, Хайдаркан — Кадамджайская, Исфайрамсайская, Варзобская.

Правобережная и юго-восточная Чаткальская площади имеют в 1,5—2 раза меньшую мозаичность, чем Карамазарская, а на Алмалыкской отмечено мало линейных дислокаций, зато здесь 4 кольцевые структуры, слабо рассеченные короткими субмеридиональными и субширотными разломами.

Обращает на себя внимание сгущение дислокаций вблизи северо-восточных и восточных окончаний Кайракумского водохранилища.

Исфайрамская площадь несколько отличается от Хайдаркан-Кадамджайской и Канской площадей отсутствием дислокаций северо-восточного направления и редкостью меридионального.

В то же время обобщение Р. И. Надыршина по Западному Узбекистану не обнаруживает отчетливых связей участков сгущения деформаций (разломов) с известными рудными районами (Надыршин, 1983).

Для центральной части Зарафшано-Гиссарской зоны южного Тянь-Шаня Р. Б. Баратов и др. (1982) проанализировали связи оруденения с кольцевыми структурами. Они отметили тяготение некоторых рудных полей к этим структурам. Однако другие рудные поля находятся вне сферы этих структур. Природа всех кольцевых структур как в этом, так и в Кураминском регионе не установлена. В последнем оконтуренные структуры не совпадают или совпадают частично с вулкано-тектоническими структурами (Чилтенской, Кызылнуринской и др.).

По данным петрофизических и тектонических исследований на Памире наиболее деформированы породы Центрально-Памирской зоны, особенно ее западной части. В пределах Центральных Кызылкумов — верхняя толща пород (первые 2 км) Мурунтауского поля.

Приведенные далеко неполные визуальные сравнительные данные позволяют констатировать следующее:

во всех случаях участки с наибольшей деформированностью (мозаичностью) верхней части земной коры совпадают с полями повышенных положительных магнитных аномалий и участками с высокоскоростными включениями, лежащими на глубине 2—10 км;

почти во всех случаях (за исключением Восточно-Кайракумской и Исфайрамской площадей) с районами наибольшей деформированности совпадают рудные районы с промышленными месторождениями. Выделяются даже отдельные сгущения дислокаций, совпадающие с рудными полями (например, Алтытопкан-Курсайская площадь, соответствующая одноименным полиметаллическим рудным полям). Тем не менее эти факты (связи) преждевременно считать закономерными. Они малочисленны и не всегда достоверны. Есть случаи несовпадения или отклонения.

#### СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАВИТАЦИОННЫМИ ПОЛЯМИ

Специальный анализ связи гравитационных полей с оруденением в широком региональном плане не производился. Однако имеются детальные работы по зависимости распределения золоторудных полей в гравитационных аномалиях (Д. М. Граменицкий). Закономерности распределения основных типов золоторудных месторождений и рудопроявлений относительно элементов геофизических полей изучались на примере наиболее характерных золоторудных объектов Узбекистана, принятых за эталонные (Мурунтау, Кокпатас, Кочбулак, Кызыл-Алма, группа Алмалыкских объектов и др.).

Для привязки объектов использовались следующие качественные и количественные параметры поля силы тяжести:

- 1) положение в области регионального (50—100 км) максимума (минимума) и в пределах локальной аномалии или вне ее;
- 2) положение в центральной или краевой части экстремума;
- 3) расстояние до линии максимального градиента;
- 4) расстояние до центра аномалии;
- 5) наличие в районе объекта изгиба в общем направлении гравитационного поля;
- 6) преобладающее направление поля в районе объекта;
- 7) расстояние до оси изгиба в общем направлении гравитационного поля;
- 8) положение месторождения со стороны пологого или крутого склона аномалии.

Количественные признаки подвергались статистической обработке, по результатам которой для каждого параметра строились кривые частот встречаемости объектов по интервалам.

Анализ полученных материалов позволил наметить ряд закономерностей.

Так, основная часть объектов (10 из 14) размещается в пределах региональных максимумов гравитационного поля. Особенно это характерно для месторождений гипабиссальных фаций.

Приуроченность к краевым частям экстремумов гравитационного поля присуща всем типам золоторудных объектов. По удаленности от оси экстремумов все объекты делятся на две группы — одна с максимумом 7,5 км, другая — 17,5.

Большинство золоторудных объектов приурочено к изгибам в общем направлении гравитационного поля. В районах месторождений Западного Узбекистана преобладает субширотное и северо-западное направление гравитационного поля, а Восточного — субширотное и северо-восточное.

Основная масса золоторудных объектов размещается вне локальных аномалий гравитационного и магнитного полей (экзоконтакты интрузий?)

Перечисленные закономерности связи золоторудных объектов с гравитационными полями (в совокупности с др. поисковыми критериями) позволили наметить ряд перспективных площадей в пределах закрытых территорий (участки правобережья Ахангарана, северо-западной окраины Ферганской долины, Центральных Кызылкумов).

Материалы, рассмотренные в настоящей главе, позволяют сделать следующие выводы.

1. Между аномалиями локальных магнитных, гравитационных полей, степенью неоднородности и деформированности земной коры с одной стороны и густотой (плотность) проявления эндогенной минерализации с другой отмечается прямая статистическая связь. Однако отчетливые зависимости между характером (интенсивностью) и знаком геофизических полей, типами эндогенного оруденения пока не установлены.

2. Найденные связи в совокупности с другими геологическими и геофизическими критериями могут быть использованы при металлогенических построениях и мелкомасштабном прогнозировании в рамках Средней Азии, особенно на закрытых территориях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Средней Азии, в частности Узбекистана, характеризуется весьма неровной степенью геологической и геофизической изученности. Наши познания о геологическом строении, довольно детальные и достоверные в площадном отношении, ограничены малой глубиной (10—15 км) и тем, что значительная часть мезозойских образований, с которыми связана основная масса рудных полезных ископаемых, «закрыта» молодыми мезозой-кайнозойскими формациями. Такие закрытые области занимают большую часть Узбекистана и Туркмении. Все это позволяет делать пока общие выводы о глубинном строении литосферы рассматриваемой территории, а сопоставление связей геологических структур и металлогении осуществлять на уровне крупных тектонических единиц — провинций и областей и лишь отчасти структурно-формационных или металлогенических зон. Тем не менее в Узбекистане предпринимались попытки сопоставления рудных точек (месторождений, рудопроявлений) и их скоплений с основными поверхностями слоев земной коры (Мохо, Конрада, гранито-гнейсового слоя). Такое сопоставление с использованием новейших материалов проведено и в настоящей работе.

По результатам геофизических, главным образом сейсмических, исследований отмечается резкое различие в строении платформенной части Средней Азии (Туранская плита) и области новейшего горообразования (Тянь-Шань, Памир). Для платформенных областей характерна нормальная толщина земной коры (35 — 43 км). Горным районам свойственна резкая дифференциация по мощности: аномально высокие мощности в поднятиях (55 — 65 и до 85 км на Памире) и низкие (43—48 км) в депрессиях. Если учесть значительную мощность покровных осадков в депрессиях (7 — 9 и до 18 км), на долю консолидированной части коры здесь приходится менее 37 км. Для горной области характерно также наличие хорошо развитой астеносферы (полиастеносферы), отличающейся зоной пониженных плотностей, скоростей и повышенных электрических сопротивлений. Имеющиеся материалы и их анализ позволяют общее утолщение земной коры в орогене объяснить утолщением базальтового слоя

за счет верхнемантийных дифференциатов, а также включением в разрез волноводных слоев «коро-мантийной смеси» со скоростью 7,5 — 7,7 км/с.

В связи с этим в отдельных местах отмечается дисгармоничность структуры базальтового слоя по отношению к вышележащему гранито-гнейсовому. Как известно, подобная дисгармония имеет место в осадочном покрове (солевые диапиры). Е. М. Бутовская и др. отмечают наличие волновода в подошве гранито-гнейсового слоя.

Что касается неоднородностей более высокого порядка, то следует отметить что в рудных районах (Алмалык-Ангренский, Мурунтауский) установлены высокоскоростные «вторжения», высокая электропроводность (0,01 — 0,1 ом. м) и значительная сложность структуры верхней части земной коры. По мнению многих исследователей, это связано с орудением.

Анализ геологического развития и особенностей глубинного строения земной коры региона позволил сформулировать положение о том, что наблюдаемые особенности глубинного строения земной коры сформировались в основном не позднее карбон-пермского времени и, вероятно, одновозрастны с формированием основной массы эндогенных месторождений. Особенности верхних частей в основном связаны, видимо, непосредственно с магматической деятельностью, более глубоких — с процессами, обуславливающими магматизм и региональный глубинный метаморфизм. Это дает основание с достаточной степенью обоснованности проводить сопоставление наблюдаемого глубинного строения земной коры с палеометаллогенией.

Крупные геотектонические элементы (металлогенические области) отличаются мощностями консолидированной коры. Так, в пределах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали ее мощность увеличивается в ЮВ направлении от 38 до 58 км (Алайский хр). В пределах каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня она составляет 46—55 км, а в жестких массивах (Курамино-Ферганский, Каракумо-Таджикский) сохраняется около среднего значения — 40 км. Отличаются металлогенические области соотношениями и общей морфологией границ геофизических слоев («гранито-гнейсового», «базальтового», «мохо»), с чем как-то можно связать и общую специфику металлогении областей (фтор, свинцово-медно-золоторудную с сиалчески-фемическим профилем, редкометалльную — с сиалическим.).

Намечается и определенная зависимость размещения месторождений, а в некоторых случаях и их типов от характера строения земной коры.

Данные по взаимосвязям месторождений с глубинным строением земной коры позволили высказать предположение, что общие особенности строения земной коры определяют типы возможного проявления эндогенных рудных месторождений, а местные

особенности строения «гранито-гнейсового» и «базальтового» (больше) слоев — возможные места их формирования.

На основании металлогенических обобщений можно сделать следующие выводы:

1) независимо от мнений о различном возрасте наблюдаемых сейчас характеристик земной коры, ее временных перестроек и возраста оруденения, различные металлогенические области отличаются и спецификой земной коры и металлогении, которая сохраняет длительную унаследованность (от допалеозоя до мезозоя);

2) предложенный формализованный подход к изучению и установлению количественных связей между проявлениями рудообразования и геофизическими характеристиками глубинного строения земной коры является перспективным;

3) степень информативности каждого геофизического признака при определении связей оруденения с особенностями глубинного строения различна;

4) установлены статистические связи распределения определенных типов оруденения с мощностью консолидированной коры, ее гетерогенностью и деформированностью. При некоторых отклонениях при разном исходном материале всегда отмечается связь оруденения не с максимальной, а оптимальной мощностью земной коры, что характерно как для Тянь-Шаня, так и для Памира;

5) несомненна связь оруденения и его масштабов с интенсивностью различных преобразований, процессов внутри коры. Это выразилось в аномальных усложнениях морфологии геофизических границ раздела, уплотнениях и разуплотнениях, раздувах «базальтового» слоя и т. п.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоритических моделей земной коры.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., 1962.
- Алиев С. А. [и др.]. Глубинное строение земной коры зоны Газлийских землетрясений, 1976.— В кн.: Газлийские землетрясения, 1976. Т. III. Геолого-геофизическая природа очагов. М.: Наука, 1984.
- Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн PS, регистрируемых при землетрясениях.— Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1957, № 1.
- Андреев Б. А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии.— ДАН СССР, 1958, т. 121, № 6.
- Антоненко А. Н. [и др.]. Состояние и перспективы развития метода обменных волн.— В сб.: «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата, Наука, 1973.
- Антоненко А. Н. Глубинная структура земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
- Артемьев М. Е., Досымов А. Изостазия Средней Азии.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974, № 11.
- Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Изостазия и новейшая тектоника Памира и Южного Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1979, № 4.
- Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Некоторые вертикальные движения и аномалии силы тяжести Памира и Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения.— В кн.: Тектоносфера Украины и других районов СССР. Киев, Наукова думка. 1980.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. Тр. Научно-исслед. ин-та геологии и минералогии. М.: вып. 1, 1933.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1.
- Ахмеров Р. З., Насыров А. М., Пак В. А. Применение аппаратуры «Земля» для изучения строения земной коры.— В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.
- Бакшт Ф. Б. О зонах пониженного магнитного поля над золоторудными месторождениями Горного Алтая. Геология и геофизика, 1970, № 3.
- Балеста С. Т. Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки по геофизическим данным. 27 Международ. геолог. конгресс, доклады. т. 8, М.: Наука, 1984.
- Басов М. Д., Гатина Р. М., Чернявский Г. А. Некоторые результаты глубинных МТЗ в Узбекистане.—V Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. Тезисы докладов. Киев: Наукова думка, 1978.

- Бекжанов Г. Р., Қолмоғоров Ю. А., Цареградский В. А. Связь эндогенных рудных месторождений Казахстана с глубинными разломами, интрузивным магматизмом и строением земной коры. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1965, № 5.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
- Беляевский Н. А. [и др.]. Памиро-Гималаи. Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1963, № 2.
- Борисов А. А. Морфология поверхностей Мохоровичича и ее структурные значения.— Сов. геол., 1964, № 4.
- Борисов А. А. Глубинная структура СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1867.
- Борисов А. А., Федьинский В. В. Геофизическая характеристика геосинклиналей Средней Азии.— В сб. Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность М., Наука, 1964.
- Булин Н. К. Определение глубины складчатого фундамента при помощи обменных проходящих волн типа PS регистрируемых при землетрясениях. — Изв. АН СССР, геофиз., 1960, № 6.
- Булин Н. К., Ициксон М. И. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении. — В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. т. XI. М.: Наука, 1975.
- Бутовская Е. М. О волне PS при близких землетрясениях. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 16 (143), 1952.
- Бутовская Е. М. Сейсмические данные о строении земной коры Юго-Восточного Узбекистана. — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.
- 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 Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Методика и результаты интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований на примере геоструктур Средней Азии. — Геофизический журнал. Киев: Наукова думка, 1981, т. 3, № 2.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Комплексная обработка данных сейсмологии и ГСЗ при построении моделей земной коры. — В сб. Применение численных методов в исследованиях литосферы. Новосибирск, 1982.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1982.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Некоторые результаты изучения строения земной коры в Восточном Узбекистане по геофизическим данным в связи с особенностями ее магматизма и металлогении. Междунар. геол. конгресс XXIII сессия, 1968 г. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1968.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977.
- Витте Л. В. Проблемы эволюции континентальной коры. Изд. «Наука», Сиб. отд., Новосибирск, 1983.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Советское радио, 1975.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. О природе региональных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных территорий. — Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1962, № 5.

- Ворошилов А. А. [и др.]. Структурные закономерности размещения оловянного и вольфрамового оруденения на северо-востоке СССР. — В кн. Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: 1983.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. — ДАН СССР, 1952, т. 87, № 6.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. — Труды Геофизического института АН СССР, № 25 (152), 1954.
- Коллектив. Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1983.
- Гольдшмидт В. И. Опыт применения высокоточной гравитационной разведки в Центральном Казахстане. Бюлл. НТИ ГК СССР, 1963, № 6.
- Гольдшмидт В. И., Колмогоров Ю. А. Использование результатов региональных геофизических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях. — В кн.: Геофизические поиски рудных м-ний. Алма-Ата, 1970.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе УзССР. ДАН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины, ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6.
- Горьковой О. П., Уломов В. И. Некоторые предварительные выводы о взаимосвязи проявлений магматизма с глубинным строением земной коры. — Узб. геол. ж., 1967, № 3.
- Деменницкая Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. — Сов. геол., 1958, № 6.
- Коллектив. Земная кора и металлогения юго-восточной части балтийского щита. Л.: Наука, 1983.
- Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение юго-западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований. — Сов. геол., 1965, № 6.
- Егоркин А. В., Матушник Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, №5.
- Зак И. С. [и др.]. Взаимосвязи металлогении и глубинного строения Карело-Кольского региона. Геология рудных м-ний, 1977, № 6.
- Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. М.: Изд. МГУ, 1964.
- Зуннунов Ф. Х. Об интерпретации отраженных волн при глубинном сейсмическом зондировании. — ДАН УзССР, 1970, № 10.
- Зуннунов Ф. З. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана. Геофизический сборник АН УССР, вып. 72. Киев: Наукова думка, 1976.
- Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985.
- Ициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — Сов. геол., 1964, № 11.
- Ициксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. — Сов. геол. 1966, № 1.
- Казанли Д. Н. Геофизические данные при анализе металлогении и построении прогнозов в Казахстане. Материалы научной сессии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958.
- Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Центр. Казахстане. Вестник АН КазССР, 1959, № 4 (169).
- Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. — В кн. Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Изд. АН КазССР, 1960.
- Коновалов Ю. Ф., Кошлаков Г. В. Результаты интерпретации ма-

- териалов магнито-теллурического зондирования. — В кн.: Памиро-Гималаи. Глубинное строение земной коры. М., Наука, 1982.
- Косминская И. П. Метод глубинного зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968.
- Косминская И. П., Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности строения и эволюции земной коры межгорных и краевых прогибов. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1965, т. (3).
- Косминская И. М., Михота Г. Г., Гулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 10.
- Кочетков И. А., Розенфарб И. А. Схема тектонического строения северо-западной части рудного Алтая по геофизическим съемкам. — В сб. Методы разведочной геофизики, вып. 12, 1971.
- Крылов С. В. [и др.]. Особенности строения земной коры в Западной Сибири по данным глубокого сейсмического зондирования. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири, Новосибирск: Наука, 1981.
- Лаверов Н. П. Тенденции в освоении ресурсов и некоторые особенности металлогении урана. — В кн. Эндогенное рудообразование, М.: Наука, 1985.
- Лишневский Э. Н. Особенности размещения рудной минерализации в Забайкалье по геофизическим данным. — Советская геология, 1972, № 6.
- Лишневский Э. Н. Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алиньской складчатой области по геолого-гравиметрическим данным. — Советская геология, 1974, № 6.
- Лишневский Э. Н., Овчинников Л. Н. Основные черты стереометаллогении восточного фланга зоны БАМ. Геол. рудных м-ний, 1977, т. 19, № 5.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М.: Изд. АН СССР, 1957.
- Макаров В. И. Альпийско-Центрально-Азиатский орогенический пояс. Тянь-Шань и смежные области. — В кн. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М., Наука, 1982.
- Мельканович И. М. [и др.]. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований. ДАН УзССР, 1967, № 2.
- Менакер Г. И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. Геология рудных месторождений, 1972, № 6.
- Михайлов А. А., Люстих Е. М. Изостазия и изостатические гипотезы. М.; Изд. АН СССР, 1957.
- Моисеенко Ф. С. Связь рудных месторождений с глубинным строением земной коры и некоторые вопросы рудогенеза. Сов. геология, 1975, № 8.
- Моисеенко Ф. С., Есиков Н. П. О прогнозно-поисковом значении зависимостей между размещением рудных месторождений и глубинным строением земной коры. ДАН СССР, 1974, т. 126, № 4.
- Молочнов Г. В., Секриеру В. Г. Исследование эффективной глубины проникновения электромагнитного поля в слоистой среде и возможности приближенной интерпретации МТЗ. Вопросы геофизики, вып. № 4. Л.: Изд. ЛГУ, 1974.
- Непрочнов Ю. П. [и др.]. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., Наука, 1965.
- Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстоянии до 3500 км от эпицентра. — В кн.: Экспериментальная сейсмика. М., Наука, 1964.
- Никольский Ю. И. Некоторые возможности использования геофизических данных при изучении металлогении рудных провинций СССР. — В сб. Методы разведочной геофизики, вып. 12, 1971.
- Новосельский И. В. Геоэлектрические особенности земной коры и верх-

- ней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М., Наука, 1984.
- Новосельский И. Н., Пак В. А. Геоэлектрическая характеристика земной коры и верхней мантии.— В кн.: Литосфера Памира и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: 1982.
- Пак В. А., Роз Н. К., Шманенко Ю. С. Гравимагнитное поле Узбекистана в связи со строением земной коры.— В кн. Земная кора Узбекистана, Ташкент: 1974.
- Пейве А. В. [и др.]. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозе. 27-й Международ. геол. конгресс. Докл. «Тектоника», т. 7, М.: Наука, 1984.
- Померанцев И. В., Шумилина Л. С. Некоторые результаты работ со станциями «Земля» в Ташкенте.— ДАН СССР, т. 178, 1918, № 4.
- Померанцев И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля», М.: Недра, 1977.
- Пузырев Н. В. К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений. Геология и геофизика, 1963, № 9.
- Пуринг В. В., Дитмар Г. В., Мокамовский В. А., Уфименцов Т. Ф. Об использовании особенностей глубинного строения земной коры для металлогенического анализа и тектонического районирования. Геология и геофизика, 1976, № 9.
- Пуринг В. В., Дитмар Г. В., Максимовский В. А., Смирнова Г. П. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМа.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
- Пушкарев И. К., Шацлов В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь-Балхаш.— В кн.: «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата; Наука, 1968.
- Радкевич Е. И. [и др.]. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении. Геол. и геофиз., 1975, № 12.
- Радкевич Е. И. [и др.]. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока М., Наука, 1984.
- Региональная металлогения Центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
- Рихтер В. Г., Вольвовский И. С. Неотектоника как показатель аномальных мощностей земной коры.— Сов. геол., 1966, № 12.
- Родионов П. Ф. [и др.]. Особенности физических полей на колчеданных месторождениях Среднего Урала.— В кн. Земная кора и структуры рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981.
- Розова Е. А. Землетрясения Средней Азии. Тр. СИ АН СССР, 1947, № 123.
- Рыжков О. А. К вопросу о связи палеозойской тектоники и металлогении Средней Азии с ее современным глубинным строением.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1973, № 9.
- Рябой В. Г. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг—Аральское море. Сов. геол. 1966, № 5.
- Сабитова Т. М. Глубинное строение земной коры Северного и Среднего Тянь-Шаня по данным сейсмологии.— В сб.: Состояние геологических процессов в палеозойских складчатых строениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.
- Сопочко Г. А., Никифорова А. В., Тепляков В. Л. Закономерности размещения колчеданного оруденения в Джусинском рудном районе по геофизическим данным.— В кн. Земная кора и структуры рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981.
- Строительева А. О., Каймирасова Т. Г. Глубинное строение и металлогения Жайльминской синклинали Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982.
- Схема металлогенического районирования центральной части Средней Азии. Картографическая ф-ка Мингео УзССР, 1979.

- Таль—Вирский Б. Б. Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов по данным взрывной сейсмологии.— В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан УзССР, 1971.
- Томсон И. Н., Казанский В. И., Дюжиков О. А.— В кн. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983.
- Филатов Е. И., Ширай Е. П. Эволюция медного и свинцового рудообразования в геологической истории. Тез. докл. на 27 междунар. геол. конгресс. М.: 1984.
- Фоменко К. Е. Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в Юго-Восточной Туркмении.— В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Фотиади Э. Э. [и др.]. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР.— В кн. Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и земная кора Средней Азии.— В кн. Мат. II Среднеазиатского петрографического совещания. Душанбе: Дониш, 1971.
- Хамрабаев И. Х. В кн.: Земная кора Узбекистана, Ташкент: Фан, 1974.
- Хамрабаев И. Х. Земная кора и оруденение Средней Азии.— В кн. Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979.
- Хамрабаев И. Х. Земная кора и оруденение Средней Азии.— В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Том XIII. М.: Наука, 1981.
- Хамрабаев И. Х., Кошлаков Г. В. Районирование территории Средней Азии по типам строения земной коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Комплексная обработка данных сейсмологии и ГСЗ.— В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан УзССР, 1983.
- Харламов М. Г. Глубинное строение и металлогения Казахстанской складчатой области.— В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983.
- Чупров В. С., Столпнер М. Н., Антипов В. С. Ртутоносность и некоторые особенности глубинного строения зон тектономагматической активизации.— В кн.: Металлогения областей тектономагматической активизации. Иркутск: 1973.
- Шацлов В. И. Северный Тянь-Шань.— В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980.
- Щерба Г. Н. Прогнозная карта на редкие металлы для Центр. Казахстана.— В сб. Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата: 1959.
- Щерба Г. Н., Попов А. А. Некоторые данные о мощности земной коры в Южной части Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1962, № 1.
- Щерба Г. Н., Степанов В. В., Сенчило Н. П. Характер земной коры и рудоносность.— В кн.: Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983.
- Щербакова Б. И., Бовенко В. Г., Эрнанди Г. В. Использование метода обменных волн от землетрясений для изучения глубинного строения о. Куба.— В сб. Прикладная геофизика, вып. 87, 1977.
- Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983.
- Юсупходжаев Х. И. [и др.]. Строение земной коры по данным гравиметрии.— В кн. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977.

- Юсупходжаев Х. И., Хасанов П. Х. Изучение строения земной коры по профилю Арысь—Ташкент—Ош—Зоркуль по данным гравиметрии. Сов. геол., 1977, № 4.
- Юсупходжаев Х. И. [и др.]. Строение земной коры по данным гравиметрии. В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: 1977.
- Юсупходжаев Х. И. [и др.]. Особенности изостазии орогенических областей Средней Азии.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984.
- Яковлев И. А., Шейнкман А. Л., Сысоев Б. К. Количественная интерпретация МТЗ с использованием кажущейся проводимости и эффективной глубины проникновения электромагнитного поля. Прикладная геофизика Вып. 79, М.: Недра, 1975.
- Ячменников Ю. М. Разработка автоматизированной системы обработки материалов исследований КМПВ с комплексным использованием преломленных и отраженных волн. Автореф. канд. дисс. М.: 1986.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение (И. Х. Хамрабаев, Т. М. Воронич) . . . . .	3
Обзор работ по связи металлогении с глубинным строением земной коры и геофизическими полями (О. П. Горьковой) . . . . .	5
Состояние геофизической изученности территории (С. С. Сейдузова, Х. И. Юсупходжаев, В. П. Суров, В. А. Пак, Т. Э. Эргашев) . . . . .	19
Металлогеническое и геофизическое районирование (сопоставление) (Т. М. Воронич, О. П. Горьковой) . . . . .	34
Некоторые общие особенности строения земной коры (И. Х. Хамрабаев, О. П. Горьковой, Т. Э. Эргашев, Х. И. Юсупходжаев) . . . . .	42
Связь металлогении с глубинным строением земной коры (О. П. Горьковой, И. Х. Хамрабаев, Т. М. Воронич) . . . . .	58
Статистический анализ связи металлогении Средней Азии с глубинным строением и геофизическими полями (И. Х. Хамрабаев, С. С. Сейдузова, Ф. А. Усманов, Н. В. Барсукова, С. Худайбергенова) . . . . .	82
Заключение . . . . .	114
Литература . . . . .	117

ИБРАГИМ ХАМРАБАЕВИЧ ХАМРАБАЕВ  
ТАТЬЯНА МЕЛЕНТЬЕВНА ВОРОНИЧ  
ОЛЕГ ПАВЛОВИЧ ГОРЬКОВОЙ И ДР.

## СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

*Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики  
им. Х. М. Абдуллаева и Бюро отделения наук о Земле АН УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*  
Художник *Б. А. Хайбуллин*  
Технический редактор *Г. П. Науленко*  
Корректор *А. Ковалева*

ИБ № 4045

Сдано в набор 26.02.87 г. Подписано к печати 24.04.87 г. P05377. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 7,75. Уч.-изд. л. 8,5. Тираж 1000. Заказ 47. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Фан» УзССР: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.  
Типография Издательства «Фан»: Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Цена 1 р. 30 к.

5054

