

Э. М. ЦИРИХОВА

БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА И ОРУДЕНЕНИЕ



Э. М. ЦИРИХОВА

БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА И ОРУДЕНЕНИЕ



МОСКВА "НЕДРА" 1983



4059

Цирихова Э.М. Блоковая тектоника и оруденение. М., Недра, 1983, 168 с.

Рассмотрены вопросы связи элементов блоковой тектоники и оруденения, методы их изучения, даны характеристика и перечень элементов блоковой тектоники. Обоснован новый тип тектонических форм на примере блоковых структур. Определено местоположение глубинных структурных элементов, приведена их систематика и выявлена связь с геологическим строением и современным рельефом на основе его геофизических, морфометрических и других методов. Изучена связь проявлений оруденения с элементами блоковой тектоники.

Для геологов научных и производственных организаций, занимающихся изучением месторождений полезных ископаемых.

Табл. 11, ил. 21, список лит. — 47 назв.

Рецензент — канд. геол.-мин. наук *Е.П. Малиновский* (ИГЕМ АН СССР)

Эльма Мисостовна Цирихова

БЛОКОВАЯ ТЕКТНИКА И ОРУДЕНЕНИЕ

Редактор издательства А.П. Хуповка
Обложка художника А.Е. Григорьева
Художественный редактор О.Н. Зайцева
Технический редактор О.А. Колотвина
Корректор М.П. Курылева
Оператор Л.А. Боброва

ИБ № 4580

Подписано в печать 12.09.83. Т-08408. Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,87. Уч.-изд. л. 12,97. Тираж 880 экз. Заказ 30 27 /8545-1. Цена 2 руб.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современное состояние теоретических основ геологической науки характеризуется отсутствием единой и вместе с тем достаточно обоснованной геотектонической концепции, которая могла бы явиться надежной основой для проведения металлогенического анализа не выходящих на поверхность месторождений полезных ископаемых. Возможность координировать глубинные процессы с приповерхностными (глубины сосредоточения рудных месторождений) возникла с выходом работ В.И. Смирнова, посвященных активизации рудогенерирующих очагов в зонах длительно развивающихся разломов. Огромное значение выдвинутого направления состоит не только в его влиянии на планомерное развитие теоретических и практических работ, но и в подтверждении его результатами изучения больших глубин методом опорного бурения, исследованием изотопного состава некоторых элементов абсолютно-геохронологическим, геофизическим, геохимическим, морфометрическим, дистанционным и другими методами.

Данные многочисленных исследований способствовали дополнению и изменению господствующей геосинклинальной гипотезы. Идеи "фиксизма", обратимого развития планетарных фаз складчатости и т.д. привели к успехам в учении о рудообразовании, к установлению принципиальных отличий в рудоносности складчатых областей и платформенных участков, к выявлению стадийности в развитии магматизма и т.д. На этой основе были определены единство и различия глубинных структур Земли и условия размещения в ее недрах месторождений полезных ископаемых. В связи с этим большой интерес представляют элементы блоковой тектоники и их связь с оруденением.

Изучение элементов блоковой тектоники проводилось в настоящей работе с использованием регионального и детального геологического картирования, морфометрического метода, дистанционных, геофизических и геохимических методов, метода геологического прогнозирования.

В работе даны примеры изучения элементов блоковой тектоники, в частности, территории наиболее сложной центральной части Кавказской складчатой области, Алданского щита и др.

Вопрос связи оруденения с элементами блоковой тектоники относится к числу сложнейших для всех рудных регионов. В предлагаемом исследовании поставленной проблемы сосредоточено внимание на металлогенической роли элементов блоковой тектоники, рассматриваются геологические особенности локализации месторождений полезных ископаемых в пределах изучаемых регионов, а также взаимоотношения и распределение типов руд в зависимости от элементов блоковой тектоники. Рассмотрение этих вопросов с определенной детальностью позволило выявить условия влияния элементов блоковой тектоники на размещение промышленных скоплений некоторых типов руд.

Результаты изучения связи оруденения с элементами блоковой текто-

ники, вопросами развития которой автор занимается более четверти века, позволяют выдвигать перспективные участки скрытого оруденения, а расшифровка блокового строения дает новую оценку геологической значимости регионов. В итоге перспективными оказываются только определенные системы элементов тектоники из числа оформляющих тектонические блоки.

Это представление расширяет возможность обнаружения новых месторождений даже в таком давно изученном регионе, как Кавказ. Расшифровка же возможного блокового строения того или иного рудного района может явиться, наряду с другими, новым поисковым критерием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

В процессе написания книги автор пользовался консультациями профессоров Г.Ф. Яковлева, А.В. Пэка, И.Н. Томсона, М.Г. Бергера, а также советами А.Я. Архипенковой, К.Л. Рехвиашвили, К.Б. Зангиева и помощью О.Б. Кайтукова. Всем им автор выражает свою искреннюю признательность. Особую благодарность автор приносит профессорам Н.А. Хрущову и В.Б. Черницыну за критические замечания и ценные советы.

ТЕРМИН "БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА" И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Вопросам связи блоковой тектоники и оруденения посвящено немного работ. Имеющиеся исследования отличаются приближенным характером и чаще всего охватывают большой круг вопросов. Среди этих работ наибольший интерес представляет исследование М.А. Фаворской, И.Н. Томсона, Р.Г. Иванова, В.А. Баскиной, И.К. Волчанской, Ю.П. Дежина, В.С. Кравцова и Д.И. Фрих-Хара [29]. Однако эта работа в основном поисковая и ограничивается в отдельных случаях только постановкой вопросов.

Термин "блоковая тектоника" появился сравнительно недавно. Впервые в советской геологической литературе этот термин был введен В.В. Белоусовым (1958 г.) при делении земной коры на вертикально перемежающиеся блоки с учетом колебательных движений. По всей вероятности, блоковая тектоника характеризуется следственной связью со сводово-глыбовыми тектоническими подвижками.

Сводово-глыбовым тектоническим подвижкам в геологической науке и литературе отведено немало места. Еще в 1937 г. Г. Клоос предлагал называть глыбовые структуры "фельдкермами", "геоблоками".

Как известно, утвердился последний термин, который был использован для характеристики текторегiónов в глобальном масштабе. Л.И. Красный [15] отмечает: "Блоки Земли отражают их особые свойства, неповторимые в каждом естественном объекте. . . Геоблоки — крупные "объемные" региональные структуры размером (по площади) на континентах 1—5 млн.км², в транзиталах 2—8 млн.км², в океанах 10—12 млн.км²". Эти сведения по определению термина можно расширить с точки зрения встречаемости геоблоков, а с точки зрения внутренней структуры и размеров — сузить. С учетом подобного сглаживания, по-видимому, термин "блоковая тектоника" может характеризоваться наличием собственных параметров и характеристик, так же как и дизъюнктивные (разрывные) и пликативные (складчатые) элементы тектоники. Эти данные позволяют отметить, что *под блоковой тектоникой в региональном плане можно объединить ту часть тектоники, которая характеризует деформированные любыми видами напряжений глыбы разных размеров (от планетарных до локальных), развивающиеся в разных регионах земной коры (материковые и океанические) и ограниченные элементами глубинной тектоники* *.

* К элементам глубинной тектоники относятся все проявления тектоники, имеющие или имевшие непосредственную связь с вязким веществом мантии [24].

Что касается *блоковых структур*, выявленных в результате ограничения блоков земной коры элементами дизъюнктивной и пликвативной тектоники разных порядков и систем, то они относятся к *разряду локальных элементов блоковой тектоники*. К элементам блоковой тектоники локального плана могут относиться горст-антиклинали, грабен-синклинали и другие сложные структурные элементы, которым свойственны присущие только им отличительные черты в магматическом, минерогеническом или другом плане.

Элементы блоковой тектоники получили широкое признание. С ними связаны решения практических задач. Так, коллективом авторов в составе Р.Т. Джрбашяна, О.П. Елисеевой, А.Х. Мнацакяна, А.С. Остроумовой, М.А. Фаворской было изучено взаимоотношение мелового и палеогенового магматизма с блоковой тектоникой на территории Армении в 1968 г. В.Н. Данилович (1960 г.), основываясь на экспериментальных данных М.В. Гзовского о положении главных касательных напряжений при поперечном изгибе упругой модели, пришел к выводу о том, что краевые разломы (пологие надвиги) ограничивают мезозойские межгорные впадины. Об этом свидетельствуют данные Е.В. Павловского и Н.А. Флорэнсова по Байкальской горной стране.

Если рассматривать результаты предыдущих исследований в историческом аспекте, то необходимо отметить, что вопросы блоковой тектоники тесно связаны с элементами глыбовой тектоники и развитием учения о глубинных разломах, ограничивающих отдельные блоки.

Вопросы зарождения и развития глубинных разломов представляют большой интерес для исследователей, занимающихся изучением движений и деформаций земной коры в процессе круговорота вещества Земли.

Начальная ступень круговорота вещества Земли связана с процессами магматизма, последующим выветриванием и осадконакоплением, а также с процессами метаморфизма.

Перечисленные четыре стадии движения вещества немислимы без деформационных усилий, сопровождаются различного рода и направления деформациями, связанными с элементами глубинной тектоники.

Основываясь на обзорах и многочисленных статьях, автор попытался подытожить наиболее необходимые, с современной точки зрения, сведения об элементах глубинной тектоники. Развитие взглядов на вопросы глубинной тектоники удобно подразделить по времени на отдельные периоды.

Данные о вопросах глубинной тектоники мы находим в работах гениального русского ученого М.В. Ломоносова (О слоях земных, 1763 г. и др.), где трактуются положения о постоянном изменении и развитии Земли и земной коры под действием внутренних и внешних природных сил. Подобные общие представления мы обнаруживаем в работах П.С. Палласа, Д. Гёттона и др.

В XIX веке происходило интенсивное развитие исследований глубинной тектоники, связанное с работами Л. Эли де Бомона, Л. Буха, Д. Холла и др. Э. Зюссом (1885 г.) было выдвинуто положение о колебательных

движениях земной коры и о возникновении тангенциальных и радиальных напряжений. Первые сведения о блоковом строении земной коры мы находим в работах видного немецкого ученого А.Ф. Гумбольдта.

А.Ф. Гумбольдт (1915 г.) считал, что Азиатский материк представляет собой геометрическую систему широтных и меридиональных хребтов с действующими вулканами на их пересечении. К широтной системе хребтов Гумбольдт относит Алтай, Тянь-Шань, Куньлунь, Гималаи; к меридиональным — Урал, Хинган и др. Вообще, для начала XX века характерно зарождение учения о подразделении земной коры на плиты и геосинклинальные складчатые зоны (Э. Ог, А.П. Карпинский, Д.С. Белянкин, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, Г. Штилле и др.). Были заложены основы классического мобилизма — гипотеза о значительных горизонтальных перемещениях коры А. Вегенером.

После Великой Октябрьской революции началось систематическое изучение геологических особенностей строения территории нашей страны. Среди работ этого периода по геотектонике можно выделить работы В.П. Ренгартена, Н.Б. Вассоевича, А.А. Блохина, Е.А. Кузнецова, Л.А. Вardanянца и других. В 1934 г. впервые создается учебный курс по геотектонике М.М. Тетяевым. В его работе "Основы геотектоники" был систематизирован и обобщен весь имеющийся материал по геотектонике и даны методы изучения геотектоники. Тектонические движения были подразделены на три типа: колебательные, складчатые и разрывные. Впервые М.М. Тетяевым в 1941 г. предложены мотивы связи магматизма с тектогенезом.

К 40-м годам было установлено, что заложение и развитие геосинклиналей связано с разломами, пересекающими не только кору, но и уходящими нередко на значительную глубину в верхнюю мантию. Такие разломы, получившие название глубинных, обладали весьма длительным развитием и свидетельствовали о тесной связи движений коры с процессами в верхней мантии.

С 50-х годов отмечается интенсивное развитие научной мысли. Была разработана методика построения тектонических карт А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским, А.Л. Яншиным, А.А. Богдановым, М.В. Муратовым.

В.В. Белоусовым были разработаны методика анализа фаций и мощностей, а также гипотеза об эволюции геосинклиналей, в основе которой лежало представление о колебательных движениях земной коры и инверсии геотектонических структур. Впоследствии, на основе этих представлений исследователи (В.В. Белоусов, В.Е. Хаин, Ж. Обуэн, М.Б. Муратов) пришли к выводу о стадийности развития геосинклинальных областей.

К этому времени, на фоне развития точных методов и чувствительных приборов, были получены доказательства дрейфа континентов. Материалы впервые были систематизированы А.Холмсом.

В начале 60-х годов В.И. Смирновым было выявлено, что превращение геосинклиналей в стабильные территории является обобщающим процессом.

В обзоре, посвященном столетию учения о геосинклиналях, В.Е. Хаин

и Ю.М. Шейнманн (1960 г.) дали определение геосинклинальным зонам, назвав их областями максимальной подвижности земной коры. Впоследствии геосинклинали были подразделены на отдельные категории (М. Кей, 1955 г.; А.Л. Яншин, 1965 г.; А.Д. Щеглов, 1968 г.; Г. Штилле, 1964 г. и др.).

И если в это время становления геосинклинальной гипотезы основное внимание уделялось тектоническим блокам с крутопадающими склонами (А.Н. Заварицкий, 1946 г.; А.В. Пейве, 1945 г.; В.В. Белоусов, 1948 г.; М.В. Муратов, 1949 г. и др.), то в последние годы обращено внимание и на близгоризонтальную направленность движений блоков (А.В. Пейве, 1978 г. и др.).

Вопросы глубинной тектоники наиболее интенсивное развитие получили за последние 10—15 лет [36]. Этот импульс связан с развитием таких областей геологической науки, как неотектоника, геофизические и геохимические методы изучения земной коры, а также с проведением специального опорного бурения глубоких скважин, изучением дна океанов и открытием там срединно-океанических хребтов, расшифровкой истории связи метаморфизма с тектогенезом и минерагенезом, составлением детализированных палеогеологических и палеотектонических карт с использованием историко-тектонического анализа. Становление этих проблем связано с именами А.П. Виноградова, Н.С. Шатского, В.И. Смирнова, Н.П. Семеновко, В.В. Белоусова, А.В. Пейве, А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, М.В. Муратова и других исследователей. С выходом человека в космос появились космические методы изучения тектонических структур (Н.А. Беляевский и др.).

Элементы глубинной тектоники общепринятых геологических и тектонических карт по своему могли влиять в процессе развития на те участки земной коры, которые они ограничивали. Исследования структуры коры, проведенные разными авторами, свидетельствуют о важности этих данных для познания общих процессов развития учения о полезных ископаемых. Однако до сих пор неясны основные связующие звенья структуры коры и месторождений различных типов. Наиболее интересные данные в этом направлении, по мнению автора, обнаруживаются из возможностей ундрационной теории [46], основы которой были высказаны еще в 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса.

Влияние элементов глубинной тектоники на окружающую обстановку можно ограничить тремя основными направлениями в общем плане.

Первое направление объединяет учет масштабов и морфологических особенностей элементов глубинной тектоники, ограничивающих различные геоблоки земной коры с обязательным анализом возможных знакопеременных движений по ним.

Второе направление объединяет вопросы влияния элементов глубинной тектоники на общую деформированность коры через катаклиз и трещиноватость, явившихся результатом нескольких эпох тектогенеза.

Третье направление объединяет возможности непосредственного влияния элементов глубинной тектоники на положение и состав минерализованных тектоблоков коры или возможности, когда сами элементы глубин-

ной тектоники являются магмо- и (или) минерагенераторами — локализаторами интересных с промышленной точки зрения концентраций полезных компонентов^{*}.

В настоящей работе элементы блоковой тектоники рассматриваются именно с последней, третьей, точки зрения, т.е. насколько и в каком плане элементы тектоники могли влиять на распределение оруденения. И с этой точки зрения исторический анализ развития поставленного вопроса отдельно взятого региона может подсказать много нужных и интересных фактов. В качестве примера рассмотрим Кавказскую складчатую область.

Кавказ представляет собой область складчато-глыбовых сооружений, возраст которых постепенно изменяется от более древних (герцинских) в центральной части территории до более молодых (альпийских) на юго-востоке к Терско-Каспийскому прогибу и на северо-западе к Черноморской впадине. Территория покрыта геологической, в большей своей части аэро-магнитной и другими видами съемок различного масштаба. Материалы геологических съемок легли в основу построения большинства структурных, тектонических, формационных, металлогенических, магматических и других карт составленных в разные годы ведущими исследователями Кавказа: Г.Д. Афанасьевым, Л.А. Варданянцем [5], К.Н. Паффенгольцем, В.И. Смирновым, В.А. Мельниковым и др.

Изученность вопросов блоковой тектоники и оруденения на территории Кавказской складчатой области имеет давнюю историю. Первые предположения (1856—1887 гг.) о глубоком заложении Главного Садонского рудоносного разлома и возможно большом "вертикальном" размахе развития полиметаллического оруденения сделаны в работах Щастливцева, Кольчевского, Миклашевского, М. Денисова.

В начале XX века появляются работы А.П. Рейнгарда (1903—1914 гг.), наибольший интерес из которых для нас представляют выводы о новейшей структуре Большого Кавказа, они основываются на различном характере границы областей поднятия и погружения, А.П. Рейнгард обосновал, что эта граница имеет спокойный переход на северо-западе Кавказа и характеризуется флексурообразным погружением в Центральной и Восточной частях. Он доказывает, что Большой Кавказ разбит продольными разломами на ряд глыб удлиненной формы, прослеживающихся от Черного до Каспийского морей, иногда кулисообразно заходящих друг за друга, часть которых могла испытать опускание. К числу последних относилась Штулу-Харесская депрессия и др. Кроме того, существенным является вывод о том, что по линиям разрывов отдельные глыбы Большого Кавказа продолжали вертикально перемещаться в течение нескольких эпох.

Сведения по блоковой тектонике можно найти в работах В.П. Ренгартена, который проводил детальное изучение осадочных образований на территории Большого Кавказа с 1909 по 1939 гг. Он восстановил этапы развития глыбовой неотектоники. На основе наблюдений о возрастании к

* Перечисленные направления не ограничивают их взаимные переходы.

осевой зоне Большого Кавказа высоты днищ древних долин горных рек были сделаны выводы о сводообразном воздымании складчатой области.

После Великой Октябрьской Социалистической революции на Большом Кавказе систематические исследования по заданию Госгеолкома производились Л.А. Варданянцем (1933, 1935 гг.). Наибольший интерес для настоящей работы представляют выводы Л.А. Варданянца о наличии крупных разломных структур вдоль спрямленных долин рек Фиагдона и Геналдона. Кроме того, им была составлена геологическая карта рассматриваемой территории в масштабе 1:500 000. Ряд работ Л.А. Варданянца посвящены тектонике отдельных участков региона. Он считал, что Большой Кавказ разбит на систему глыб, испытавших частично поднятие, а частично может быть опускание. Скорость движения глыб, по его мнению, была одинаковой. Продольные разломы общекавказского простирания Л.А. Варданянец относит к числу явных.

С 40-х годов изучение вопросов блоковой тектоники Кавказа связано с работами С.С. Кузнецова, А.В. Пейве, И.Г. Кузнецова и работами Кавказской комплексной экспедиции Академии наук СССР (Г.Д. Ажгирей, Н.М. Прокопенко, А.П. Лебедев, Л.И. Лукин, П.В. Пэк).

После Великой Отечественной войны Северо-Кавказское геологическое управление возобновило работы по составлению геологической карты, которые были выполнены В.Н. Робинсоном и Л.Н. Пламеневским. В то же время был проведен ряд работ Г.Д. Афанасьевым (1958 г.) по изучению кристаллического фундамента.

Расшифровкой вулканической деятельности района занимались в разные годы Н.М. Дзоцендидзе, Н.В. Короновский, Е.Е. Милановский, Е.И. Схиртладзе и др.

Расчленение территории на структурно-фациальные зоны и вопросы связи их с металлогенией, разработанные В.И. Смирновым, с большой полнотой отражены в работах Г.А. Твалчрелидзе (1966 г.), В.Б. Черницына и других геологов Северо-Кавказского геологического управления [12, 45].

В последнее время появились новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике Кавказа, обобщенные Г.Д. Ажгиреем, Г.И. Барановым, М.Г. Ломизе, Родзянко, Н.С. Скрипченко, В.Б. Черницыным.

Описание отдельных разломов можно найти в работах С.А. Бызовой, А.А. Габриэляна, П.Д. Гамкрелидзе, А.Н. Джанелидзе, П.Л. Епримяна, И.В. Кирилловой, Б.К. Лотиева, Е.Е. Милановского, Д.И. Панова, В.И. Резникова, В.Е. Хаина, Э.Ш. Шихайлибейли и др.

В блоковой структуре Кавказа можно отметить некоторые особенности. Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что как на ее северных, так и на южных склонах, развиты разломы субширотного и северо-западного простираний, совпадающие с простиранием крупных зон складчатости. Разломы Кавказа долгоживущие, что подтверждается тем, что развитие их происходило в течение четырех эпох тектогенеза (Г.М. Ефремов, 1950 г.). Среди разломов общекавказского простирания особенно четко выражены Средний, Пшекиш-Тырныаузский,

Кубано-Учкекенский, Краевой и др. Среди разломов северо-западного простирания — Нальчикский, Урухский и др. Выделяются также и разломы, поперечные по отношению к общекавказскому простиранию. На эту серию разломов стали обращать внимание особенно тщательно в последние годы. Среди них можно выделить Малкинский, Дарьяльский и др.

Перечисленные три системы разломов послужили основой для выделения структурно-фациальной зональности региона. В свою очередь, структурно-фациальная зональность явилась основой металлогенических прогнозов. Однако выделенные к настоящему времени структурно-фациальные зоны в виде согласных к общекавказскому простиранию поясов не обнаруживают на себе особого влияния разломов, поперечных к общекавказскому направлению, и протягиваются между Черноморской и Каспийской впадинами без особых перерывов и смещений.

Вторая особенность заключается в асимметрии рассматриваемого сво- дово-глыбового поднятия в поперечном профиле. Имеются данные, свидетельствующие о наклоне пород кристаллического фундамента к северу. Это следует и из результатов работ на нескольких горизонтах в районе Садонской группы полиметаллических месторождений. В центральной части Большого Кавказа (в районе Тырнаузского рудного поля) О.В. Кононовым, Г.Н. Назьмовой и О.Л. Свешниковой на участках, где были выявлены стратиграфические и согласные контакты мраморов с биотитовыми роговиками, с их элементами залегания, отмечено, что северный и южный контакты приблизительно параллельны общему кавказскому направлению и круто падают на север.

По-видимому, приведенные данные могут свидетельствовать об асимметрии отдельных поднятий, что может быть связано с асимметрией глубинных границ. Все это позволяет подчеркнуть возможность надвину- тости полеозойского гранитного основания на более молодые отложения.

Третья особенность заключается в наличии сопряженных структур на границах участков с различным тектоническим режимом. Подобные структуры можно наблюдать вдоль горстовых поднятий Главного, Боко- вого и других хребтов с сочленяющимися с ними согласными продольны- ми депрессиями. В миниатюре это обстоятельство подтверждается резуль- татами изучения разграничивающих согласных разрывных структур (тек- тонически ослабленных зон) таких депрессий, как Штулу-Харесская, Тыр- наузская мобильная зона и др.

Анализ результатов проведенных работ позволяет наметить пути даль- нейших исследований. Приблизительно в таком же плане и направлениях исследовался вопрос условий зарождения и развития блоковой тектоники для территорий других рудных районов. Что же касается вопроса связи блоковой тектоники и оруденения, то он относится к числу новых и ха- рактеризуется плохой изученностью. Исключение составляют некоторые регионы, как, например, Забайкалье [23].

Изучению элементов тектоники вообще и глубинного строения регио- нов коры в частности посвящено много работ. Для одних регионов эти направления изучены более детально, для других — менее детально. К чис- лу первых относится Алтае-Саянская складчатая область. Имеются деталь-

ные исследования отдельных крупных глубинных структур, затрагивающие в своем простирании несколько рудных районов. Вопросам глубинной тектоники отводится немаловажное место в геологической науке. По-видимому, это связано с тем, что фонд легко открываемых месторождений полезных ископаемых до определенной степени исчерпан.

Один из путей обнаружения "слепых" залежей автор видит в расшифровке вопросов связи боковой тектоники и оруденения. Это перспективное направление развития учения о полезных ископаемых.

Автор попытался при проведении настоящей работы использовать системный подход, предложенный Ю.А. Косыгиным для разработки научных проблем. Суть данного подхода, по мнению Ю.А. Косыгина [13], заключается в том, что ретроспективным системам (конструкты прошлого, не имеющие оригиналов) должны предшествовать исследования статических (общегеологическая статика) и динамических систем (геологические процессы, подтвержденные экспериментально и методами точных наук).

Методика Ю.А. Косыгина была избрана в связи с тем, что собираемый фактический материал (основа статической системы) не укладывался в существующие рамки и схемы. Проведенные исследования на базе точных наук (физики, химии и др.) приводили к разноречивым результатам (основа динамической системы).

Была использована системная методика, которая подсказала возможность наличия третьей, ретроспективной системы. Ретроспективная система заставляет исследователей искать новые модели на основании полученных фактов. В результате этих исканий некоторые новые характеристики факторов эндогенного рудообразования в обстановке становления блоковых структур позволили представить блоковые структуры в качестве существенного поискового критерия эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Возможно, при расшифровке этих новых представлений использованы не все стороны поднимаемых вопросов. Однако данные представления нашли практическое подтверждение, и это позволяет проблеме связи оруденения с элементами блоковой тектоники предложить в качестве одного из возможных путей выявления не выходящих на поверхность эндогенных месторождений полезных ископаемых.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ

Блоковая тектоника характерна для всех регионов, охваченных тектоническими процессами. Однако в каждом конкретном случае необходимо ее тщательное изучение наравне с другими видами тектоники. *Она является как бы следствием складчатой, разрывной и глубинной тектоники и находится в прямой зависимости от генезиса, форм проявления и выраженности первичных элементов тектоники.* В связи с этим можно выделить несколько типов блоковой тектоники. Для этого автором были использованы различные методы, а также учтены результаты работ разных исследователей на нескольких наиболее хорошо изученных регионах. В качестве примеров были выбраны Забайкальская горная область, Алтае-Саянская и Кавказская складчатые области.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Земля — это материальное тело и развитие ее подчиняется общеизвестным законам. Земля подразделяется на внутреннюю и внешнюю части, процесс становления которых как и у всех материальных систем совершается при тесной взаимной связи составных частей.

Структура земной коры исследована от поверхности (нулевого горизонта) до гипсометрических уровней, расположенных на глубинах в несколько тысяч метров. Состав, строение, развитие и другие особенности более глубоких горизонтов изучаемой материальной системы подчинены области теории геологических и родственных наук.

Результаты научных исследований не дали еще к настоящему времени однозначной оценки глубинного строения нашей планеты. Однако многочисленные работы в этом направлении, результаты специальных симпозиумов и конференций, создание международных проектов и многое другое позволяют надеяться на успешное решение задач, стоящих перед учеными. Автор вполне сознает сложность обсуждаемой проблемы, но постановка вопроса о блоковой тектонике и связи ее с оруденением немислима без рассмотрения определенной точки зрения на вопросы строения земной коры отдельных ее регионов.

В связи с тем, что процессы геологического прошлого нельзя наблюдать непосредственно, а экспериментальное изучение природных явлений характеризуется субъективным подходом к их постановке, геологу приходится решать обратную задачу, т.е. иметь дело с конечным результатом. В свою очередь, конечный результат представляет собой "сцементированное" вещественное явление, подвергшееся влиянию нескольких этапов тектогенеза. Расшифровка истории развития подобного природного явления — задача весьма сложная, но, видимо, в принципе разрешимая. Это

обстоятельство может основываться на том факте, что геологические процессы подчинены основным законам точных наук.

Используя подобный подход к расшифровке поставленных вопросов, необходимо изложить некоторые общие результаты выявленных закономерностей на основе анализа предшествующих исследований и собственных наблюдений.

Земная кора — единая целая часть одной материальной системы. При этом совершенно очевидно, что кора подразделена на отдельные регионы. Четко выраженной классификации регионов не удалось обнаружить.

При изучении любого вопроса результаты исследования представляются более наглядными, если они выражены через количественные показатели. Наиболее характерными показателями, на наш взгляд, при изучении структуры земной коры в первую очередь являются: мощность коры, глубина залегания поверхностей раздела и различного рода корреляционные связи. Однако решение вопросов, касающихся структуры земной коры, связано с внешним и внутренним контролем исследований, с выяснением систематических и случайных ошибок. Как та, так и другая группа ошибок относятся к числу вероятных. Особенно опасными для нас, геологов, являются систематические ошибки методов изучения структуры коры и другие ошибки постоянного характера. В геологии ошибки имеют особо сложную природу, так как относятся к числу функций от многих переменных. Например, полученные данные при геофизических построениях и расчетах должны быть подтверждены и геохимическими работами, инженерно-геологическими изысканиями, петрографическими особенностями вмещающих сред и др.

Важной особенностью изучения того или иного природного явления служит также то обстоятельство, что случайные ошибки в комплексе могут приводить к зарождению систематических ошибок. Так, в геологической науке в большинстве случаев пользуются усредненными значениями тех или иных параметров и явлений без учета локальных изменений. В то же время, возможность учета особенностей изучаемых вопросов отдельно для платформ, складчатых областей, впадин и стыков этих мегаблоков земной коры с последующим использованием полученных данных для вывода окончательного результата мог бы привести к более реальным заключениям, нежели заключения о строении земной коры по результатам отдельно взятых регионов. А в некоторых обзорах и отдельно взятых статьях обнаруживаются выводы по результатам единичных видов работ (например геофизических) и притом одного какого-нибудь участка земной коры. Случайность этих выводов бывает очевидна. Во избежание подобного положения, автором для решения поставленных задач была использована обширная литература отечественных и зарубежных геологов по нескольким регионам и разным видам исследований, а также материалы и выводы многолетних личных наблюдений.

В этих работах предлагаются определенные возможности увязки новых тектонических идей с орудением. Что касается конкретных параметров, таких как мощность и внутренняя структура коры, то автор при проведении настоящего исследования придерживался принципов, описанных ниже.

Мощность земной коры определяется различными методами, при этом в основном используются интерпретации геофизических данных и методов. Наиболее приемлема, по мнению автора, схема параметров земной коры и верхней мантии, составленная Н.А. Беляевским [3]. Используется также метод моделирования. Необходимо отметить, что существующие модели — заведомо упрощенные, в основном трехслойные (без учета разностей, на которые распадаются отдельные слои), тогда как в действительности строение коры намного сложнее.

Основные принципы комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов, положенные в основу определения мощности земной коры, приближают нас к ответу на поставленный вопрос, тем более, что получаемые значения мощностей пригодны для приближенных расчетов.

Имеются математические (аналитические) методы расчета глубин коры. Наиболее четкая методика определения глубин коры до кровли подкорового слоя дана сотрудниками СНИИГГИМС. По их данным, основное уравнение изостазии условий полной компенсации на каком-то уровне T_0 выражается следующей зависимостью

$$\sum_{i=1}^n \sigma_i H_i = \text{const},$$

где σ_i и H_i — соответственно плотность и мощность слоя земной коры и верхней мантии (до уровня компенсации).

В.С. Сурковым и другими для получения формулы, использующей связь между мощностью земной коры и рельефом поверхности земли с учетом плотностных характеристик, принимается однослойная модель коры, а формула выглядит следующим образом:

$$H = H_0 + \frac{\sigma_h h + H_0 (\sigma_0^1 - \sigma_0) + (T_0 - H_0) (\sigma_4 - \sigma_4^0)}{\sigma_4 - \sigma_3}.$$

Здесь σ_4^0 — средняя плотность пород верхней мантии (от H_0 до T_0) для нормальной мощности земной коры, принимается постоянной; σ_3 — средняя плотность пород "базальтового" слоя; σ_4 — средняя плотность земной коры в пределах H ; σ_h — средняя плотность земной коры для нормальной мощности H_0 принимается постоянной; H — глубина до поверхности Мохоровичича; σ_0^1 — фактическая средняя плотность земной коры в пределах H_0 в исследуемом районе, T_0 — глубина полной компенсации, принимается постоянной; h — осредненная высота (глубина) рельефа твердой поверхности земли; σ_h — плотность пород лежащих выше нулевого уровня.

Помимо приведенного математического метода определения мощности земной коры, используются и статистические методы.

Статистические расчеты базируются на картах рельефа фундамента,

поверхности Мохоровичича и земного рельефа. Путем простого арифметического подсчета выявляется общая мощность коры до поверхности Мохоровичича плюс превышение рельефа. Среднестатистические мощности земной коры приравнены 40 ± 2 км. Большие значения мощности коры характерны для складчатых областей, меньшие — для консолидированных частей. Самые высокие значения мощности земной коры отмечались для глубоких впадин (более 50 км для Криворожского синклинория и горных хребтов и более 70 км для Тибета). Самые низкие значения мощности коры характеризованы для океанических впадин.

Эти некоторые общепринятые методы определения величины мощности земной коры необходимо дополнить тем обстоятельством, что сама земная кора является продуктом весьма сложных эндогенных и экзогенных процессов. В результате этих процессов вещество коры испытывает перераспределение и отсюда следуют неоднократные изменения как в численном, выраженном в значениях мощности, так и в качественном отношении. Это обстоятельство позволяет разным исследователям, располагающим естественно, различным фактическим материалом, строить различные модели строения земной коры. Возможны варианты интерпретации одного и того же фактического материала. Есть двухслойные, трехслойные и четырехслойные модели. Все существующие модели можно отнести к числу слоистых. Имеются однородные, неоднородные, вкрапленные, неоднородно-вкрапленные модели коры. Эту группу моделей можно отнести к числу моделей, основанных на базе плотностных характеристик — плотностные модели. Третья группа моделей земной коры объединяет разновидности глыбовых моделей. Используемый автором фактический материал и знакомство с предыдущими исследованиями позволяют выделить в качестве наиболее вероятной, модель слоисто-глыбового строения. При этом, несогласиями необходимо характеризовать как ориентировочно горизонтальные направления (см. гл. 3) между отдельными слоями, так и вертикального плана подвижки глыбового характера.

Внутренняя структура Земли, так же как и определение мощности ее коры, дается в общих чертах с той целью, чтобы показать отношение автора к этому вопросу.

Общее слоистое строение Земли установлено по замерам скорости распространения упругих волн, иначе называемых сейсмическими, в породах каменной оболочки. Наиболее достоверные сведения о строении земной коры получены по данным глубинного сейсмического зондирования, но этим методом засняты сравнительно небольшие площади.

Существует несколько моделей земного шара. В геологии общепризнанной является модель американского геофизика К. Буллена (1961 г.). Мощность земной коры, по данным К. Буллена, неодинакова: варьирует в пределах 6—7 км в районах развития океанического дна, до 35 км на равнинных участках и до 70 км в горных областях. Граница фазового перехода кристаллической коры в вещество мантии характеризуется скачкообразным возрастанием скорости продольных сейсмических волн приблизительно на 1000 м/с. Это явление носит название его открывателя, югославского геофизика Мохоровичича.

Земная кора, по представлениям большинства исследователей, условно подразделяется на три слоя: "осадочный", "гранитный" и "базальтовый". "Осадочный" и "базальтовый" слои прослеживаются повсеместно на земном шаре, "гранитный" слой — в основном на материковых частях Земли и отсутствует под океаническими впадинами и глубоководными частями морей. Подошва "гранитного" слоя может считаться границей экзогенного преобразования пород земной коры. "Базальтовый" же слой представляет собой наиболее легкоплавкую часть верхов верхней мантии. "Базальтовый" слой действительно образован породами базальтового состава, об этом свидетельствуют данные сверхглубокого бурения американцев в океанических впадинах. Подошва "базальтового" слоя совпадает с поверхностью Мохоровичича.

Еще во второй половине XIX в. земная кора стала подразделяться исследователями на крупные структурные единицы. В трудах Дж. Холла, А.П. Карпинского, А.П. Павлова были даны методы изучения этих структур и их подразделение на платформы и геосинклинали.

Появились оригинальные тектонические гипотезы М.М. Тетяева, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского (контракции, дрейфы, пульсации и т.д.). На основе теоретических предпосылок этих исследователей были разработаны некоторые видоизменения систематик становления земной коры.

В последние годы наблюдается дальнейшая детализация предложенного подразделения. Так, М.В. Муратов в 1975 г. среди платформ выделил три разности: протоплатформы, древние платформы и молодые платформы. В каждой подплатформенной системе впоследствии были выделены подсистемы: по возрасту и пространственному расположению (континентальные и океанические): по наличию или отсутствию осадочного чехла (плиты и щиты) и т.д.

Иными словами, происходила и происходит детализация районирования земной коры, предложенная А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским.

В 1980 г. ГИН АН СССР была создана "Тектоническая карта Северной Евразии" масштаба 1:5 000 000 (авторы А.В. Пейве, А.Л. Яншин, М.С. Марков, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, В.С. Федоровский, А.Е. Шлезингер, Н.А. Штрейс). В этой весьма важной и нужной работе впервые показана возможность составления тектонических карт с учетом различных стадий развития земной коры, которая подразделена на три типа: океанический, переходный от океанического в континентальный и континентальный.

Разная внутренняя структура выделенных типов коры, по всей вероятности, является следствием различного характера происходящих на этих участках процессов экзогенного плана.

На данном этапе развития геологической науки наибольший практический интерес представляет та часть коры, которая отнесена к континентальному типу. В дальнейшем выводы наши будут строиться на результатах изучения континентального типа коры, поскольку достаточно достоверными данными об океанической коре мы не располагаем. Но поскольку "континентальная кора является продуктом преобразования коры

океанической " [36, с. 199], то получаемые по результатам изучения континентальной коры закономерности могут быть приемлемы с некоторыми отклонениями и для участков развития океанической коры.

В силу сказанного можно отметить, что кора разных типов характеризуется идентичными особенностями и единообразным генезисом всех платформенных блоков. Совершенно очевидно, что в процессе развития земная кора подвергалась переработке и обновлению. Эти-то два обстоятельства и явились, по-видимому, основополагающими в процессах минерогенеза.

Первые сведения в области связей минерогенеза с особенностями структуры коры даны в работе А.И. Семенова, Ю.Г. Старицкого, Е.Т. Шаталова [30]. В этой работе земная кора подразделена на четыре типа.

1. *Фемический* тип коры, формировавшийся на сочленении материковых платформ или областей завершённой складчатости со слоем океанической, в основном "базальтовой" коры. К фемическому типу относятся Уральская, Кавказская и Притихоокеанская провинции. Сразу же необходимо отметить, что все три провинции различны как по своему возрасту, так и по условиям развития, составу слагающих образований, морфологическим и другим особенностям самой коры и как конечный результат — различны в металлогеническом плане.

2. *Сиалическо-фемический* тип, развивающийся в условиях геосинклинальных структур на базальтовых плато. Сюда отнесены Западно-Забайкальская, Алтае-Саянская и Казахстанская провинции. Для этих областей, так же как и для первого типа, характерна разнородная минерогения, различные мощности отдельных слоев земной коры. Все это в известной мере указывает на разнородные условия развития коры перечисленных регионов.

3. *Фемическо-сиалический* тип, для которого характерна относительно малая мощность "базальтового" слоя и также относительно, с первыми двумя типами, мощным "гранитным" слоем. В качестве примера регионов с данным типом земной коры могут быть приведены Тянь-Шаньская, Джунгаро-Балхашская и Иртышская области. Указанные области характеризуются разнородной минерогенией и даже различным составом "гранитного — сиалического" слоя.

4. *Сиалический* тип характеризуется мощным "гранитным" слоем и объединяет Забайкальскую, Сихотэ-Алиньскую и Верхояно-Колымскую провинции.

Представленная систематика регионов коры — первый опыт связи металлогенических возможностей отдельных участков коры с особенностями ее строения. В связи с тем, что подобная систематика создана впервые, понятны и некоторые несоответствия, тем более, что о строении коры рудных районов, кроме общих сведений, нет не только достоверных, но и проблематичных систематик.

Несмотря на то, что роль минерогении в строении коры очевидна, как очевидна и обратная связь, и представление этой связи в качестве необходимого звена в геологической науке, она не может быть решена на основе единичного явления территориального признака, как это сделано в рассмотренном случае.

В моделях внутреннего строения коры и верхней мантии предыдущими исследователями достаточно убедительно показано распределение плотностей, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, давлений, температур и даны фазовые взаимопереходы подземных вод.

Автором было рассмотрено поведение этих характеристик в пределах коры по данным предыдущих исследователей с использованием геологических редукций.

1. Работы Е.М. Ананьевой, Б.В. Дорофеева, Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова, Д.Ф. Уманцева, В.С. Дружинина, В.М. Рыбалка и других показали, что дифференциация гравитационного поля может быть создана верхним слоем мощностью до 15 км. Этими авторами приводятся средние значения плотностей литологических разностей пород осадочного, метаморфического, эффузивного и интрузивного комплексов для структурных зон и земной коры Алтае-Саянской складчатой области (табл. 1, 2, 3).

Подобные значения плотностей были обнаружены и для других регионов.

Анализ средних мощностей толщ в различных структурных зонах и до глубин с учетом верхней мантии свидетельствуют о том, что выявленные закономерности как при детальном, так и при общем характере исследований подтверждают друг друга. По уровню средних плотностей выделяется несколько типов оболочек-сред:

а) *водная* при мощности от 0 до 11 км, характеризуется плотностью 1,00–1,03 г/см³;

б) *осадочная* мощностью от 0 до 26 км, средней плотностью пород 2,00–2,55 г/см³;

в) *осадочно-вулканогенная* мощностью от 0 до 15 км, средними значениями плотностей слагающих пород 2,5–2,65 г/см³;

г) *гранитная* мощностью от 0 до 40 км, плотностью 2,65–2,75 г/см³;

д) *базальтовая* мощностью от 5 до 30 км, средние значения плотностей слагающих эту оболочку пород варьируют в пределах от 2,90 до 2,95 г/см³;

е) *верхняя мантия* мощностью от 50 до 150 км, средней плотностью слагающего его вещества в 3,2–3,4 г/см³.

2. Что касается второй характеристики внутреннего строения коры и верхней части верхней мантии нашей планеты, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, то они изменяются так же как и плотностные характеристики, постепенно увеличиваясь с глубиной.

По магнитной восприимчивости можно различать и петрографические разности. При этом осадочные породы характеризуются наиболее низкими значениями магнитной восприимчивости. Средние значения магнитной восприимчивости свойственны для пород гранитной и базальтовой оболочек и наиболее высокие ее значения — для вязких пород верхней мантии. Исключения составляют некоторые литологические разности в отдельных районах, где наблюдаются повышенные значения магнитных характеристик.

3. Распределение температур в толще земной коры и верхней мантии — третья характеристика внутреннего строения и состояния верхних оболо-

Таблица 1

Средние плотности пород (г/см^3)

Возраст	Осадочный комплекс			Метаморфический комплекс				Эффузивный комплекс	
	Песчаники	Алевролиты, аргиллиты	Известняки	Амфиболиты	Гнейсы	Сланцы	Глинисто-кремнистые сланцы	Кислые эффузивы	Порфириты, диабазы
$C_3 - P$	2,58	2,50	—	—	—	—	2,59	2,75	2,75
C_{1-2}	2,60	2,64	2,64	—	—	2,70	2,63	2,62	2,80
D_3	2,63	2,65	2,65	—	—	2,65	2,65	2,55	2,85
D_2	2,63	2,63	2,67	—	—	2,65	2,64	2,63	2,77
D_1	2,65	2,63	2,66	2,73	—	2,68	2,66	2,60	2,70
S	2,70	2,71	2,69	—	—	2,74	2,66	2,66	2,74
O	2,68	2,68	2,69	—	—	2,74	2,67	2,65	2,75
\mathcal{E}_3	2,71	2,73	2,66	—	2,70	2,74	2,72	2,64	2,75
\mathcal{E}_2	2,70	2,77	2,69	2,93	—	2,78	2,68	2,64	2,80
\mathcal{E}_1	2,70	2,70	2,68	2,96	2,77	2,81	2,68	2,64	2,80
PЭ	2,70	2,80	2,69	2,92	2,75	2,74	2,68	2,55	2,75

Таблица 2

Плотность интрузивных пород (г/см^3)

Петрографическая группа пород	Калба-Нарымская и Толь-Колыванская зоны	Рудный Алтай	Горный Алтай	Салаир	Кузнецкий Алатау	Вост. часть Алтае-Саянской области	Среднее значение
Ультраосновная	—	—	—	2,99	2,96	3,06	3,00
Ультраосновная (серпентинизированная)	—	—	—	—	2,72	2,71	2,72
Серпентиниты	—	—	—	2,54	2,69	—	2,62
Габбро	—	2,87	2,85	2,86	2,86	2,83	2,85
Диориты, кварцевые диориты	—	2,80	2,80	2,81	2,77	2,81	2,80
Гранодиориты	2,65	2,65	2,72	2,66	2,73	2,71	2,69
Сиениты, граносиениты	—	—	—	—	2,67	2,61	2,64
Граниты	2,60	2,63	2,60	2,63	2,61	2,59	2,61

Таблица 3

Средние плотности пород стратиграфических подразделений структурных зон Алтае-Саянской складчатой области (г/см³)

Возраст	Калба-Нарымская и Томь-Копылованская зоны	Рудный Алтай	Горный Алтай				Салаир	Кузнецкий Алау и Горная Шория
			прогибы	горсты	антиклинорий	срединные массивы		
C ₃ -P	2,62	-	-	-	-	-	2,56	-
C ₁₊₂	2,63	2,67	-	-	-	2,68	2,62	-
D ₃	2,65	2,66	2,66	-	2,66	2,68	2,64	2,63
D ₂	2,69	2,65	2,66	-	2,68	2,68	2,67	2,65
D ₁	-	-	2,63	-	2,69	2,78	2,68	2,68
S	-	-	2,67	-	2,67	2,66	2,68	-
O	-	2,66	2,64	2,69	2,67	2,70	2,68	2,67
Э ₂ -Oт ₁	2,69	-	-	2,69	2,70	2,68	2,70	2,64
Э ₂	-	-	-	2,68	-	2,70	2,73	2,75
Э ₁	-	-	-	2,68	-	2,71	2,71	2,72
pЭ	2,70	-	-	2,67	-	-	2,69	2,70

Продолжение табл. 3

Возраст	Северо- и Южно-Минусинская впадина	Тувинская и Усинская впадины	Беллыкский и Саггонский горсты	Джебашский горст, Арбатский синклинорий	Куртушибинское поднятие	Западно-Саянский инверсионный синклинорий	Сангиленский массив	Среднее значение плотности
C ₃ -P	2,44	-	-	-	-	-	-	2,54
C ₁₊₂	2,50	2,57	-	-	-	-	-	2,62
D ₃	2,60	2,64	-	-	-	-	-	2,65
D ₂	2,64	2,63	-	-	-	-	-	2,66
D ₁	2,67	2,67	-	-	-	2,74	-	2,69
S	-	-	-	-	-	2,72	-	2,68
O	-	-	-	-	-	2,75	-	2,68
Э ₂ -Oт ₁	-	-	-	-	-	-	-	2,68
Э ₂	-	-	2,68	2,72	2,73	-	-	2,71
Э ₁	-	-	2,71	2,81	2,81	2,72	2,72	2,73
pЭ	-	-	2,74	2,74	-	-	2,72	2,70

чек Земли, как следует из работы Ж. Гогеля "Геотермия", опубликованной в 1978 г., сводится к закономерному повышению ее с глубиной. Ж. Гогелем убедительно доказано, что подобное распределение температуры одинаково приемлемо как в случае образования Земли в результате "сгущения" холодных частиц и постепенного нагревания за счет тепла радиоактивности и энергии гравитационного сжатия до температуры плавления, так и в случае возникновения Земли из высокотемпературного расплавленного вещества.

Эти общие сведения подтверждаются детальными аналитическими и экспериментальными исследованиями В.В. Белоусова в 1978 г.

В.В. Белоусовым приведена в работе диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков. Подобное распределение температур мы обнаруживаем и для Украинского щита, Скифской плиты, Карпатского мегантиклия и других районов.

Эти данные свидетельствуют о постоянном повышении температурного режима с глубиной.

4. Четвертая характеристика внутреннего строения коры и верхней мантии, последняя из числа взятых автором в качестве регулирующих внутреннее строение, состояние и строение верхних оболочек Земли — это фазовые взаимопереходы подземных вод.

Проблема фазовых взаимопереходов подземной воды весьма существенная, однако проведенные за последнее время фундаментальные исследования свидетельствуют о том, что соотношения между массами коры и захороненной воды идентичны при сходных составах слагающих пород. Что касается оценки условий миграции и концентрации химических элементов в коре, то на них фазовые взаимопереходы также оказывали влияние, о чем свидетельствуют данные А.А. Курдюкова и С.И. Курдюковой.

Возможные случаи взаимосвязи, а также различные варианты сопоставления перечисленных некоторых основных характеристик внутреннего состояния верхних оболочек Земли свидетельствуют о повышении плотностных характеристик пород различных оболочек с глубиной, повышении температурного режима, магнитной восприимчивости вещества, а фазовые взаимопереходы подземной воды указывают на единство геологических процессов в течение изученной истории земной коры.

Приведенные закономерности являются результатом исследований ведущих геологов, проведенных с помощью новейших методов и последних достижений науки.

Сказанное позволяет отметить, что развитие земной коры и верхов верхней мантии состоит из цепи событий, тесно связанных между собой во времени и в пространстве. Вместе с тем, это обстоятельство и выявленные закономерности позволяют отметить, что верхняя оболочка земного шара — литосфера находится в развитии и мегаблоки, на которые она распределяется, можно подразделить на три типа регионов: 1) зарождающийся, 2) деятельный и 3) оформившийся.

Это подразделение носит эволюционно-динамический характер и подтверждается основами диалектики, так как изучение ряда статических состояний земной коры может впоследствии привести к ее эволюции.

Детализацию этого положения автор предполагает проводить в будущем.

Знакомство с этапностью развития других регионов подтверждает выявленную закономерность.

Эти наблюдения приводят к заключению о том, что цикл жизнедеятельности любого региона можно представить в виде трех звеньев одной цепи: начальный, промежуточный и конечный.

Вслед за трехзвенной цепью естественного развития жизненный цикл региона, по всей вероятности, может обновиться как в пределах океанического типа, так и других типов земной коры.

Каждый тип регионов характеризуется присущими только ему особенностями.

К *зарождающемуся типу* можно отнести регионы как складчатых, так и платформенных областей и впадин, где наблюдается активная вулканическая деятельность. В самом общем случае эта группа регионов может объединить как отдельные действующие вулканы, так и тектонические диапиры, вулканические гряды и т.д. Особое место в этом типе регионов занимают ослабленные с тектонической точки зрения области в виде окраин континентов, островных дуг, спредингов и других очаговых структур.

Этот тип регионов характеризуется непосредственным выходом на поверхность очагов выноса мантийного вещества как с подводным, так и с надводным режимом становления. Примером могут служить Курило-Камчатская дуга, Японские острова и др.

К *деятельному типу* земной коры можно отнести образованные во время активной вулканической деятельности зарождающиеся регионы, в большинстве случаев приподнятые участки, которые находятся в стадии становления и характеризуются тем, что кора подвергается в этих участках консолидации как в отношении структуры, так и мощности.

Консолидация регионов этого типа происходит, как уже указывалось, без выноса вещества изнутри, путем заложения отдельных слоев в коре, каждому из которых присущи свой состав и время образования со всеми вытекающими отсюда последствиями*.

Образование каждого слоя связано с процессами охлаждения и становления, в результате чего накапливаются газовой-жидкие компоненты, последние по мере их накопления вырываются порциями. Каждая порция является составной частью застывающего вещества и вместе с ним может представлять материнскую массу того или иного слоя. Вместе с тем, с увеличением мощности коры состав газовой-жидких компонентов меняется. В свою очередь, каждый последующий субгоризонтально заложённый слой приобретает все большую мощность, а временной промежуток для его образования все возрастает. В результате, кора приобретает слоистое строение.

Вышесказанное свидетельствует о наличии различных ступеней в жизнедеятельности деятельного типа регионов. По всей вероятности, началь-

*Более подробная характеристика строения коры дана в следующей главе: в связи с рассмотрением группы полого залегающих глубинных разломов.

ные ступени развития данного типа регионов могут охватывать целую категорию регионов, в которых прекращена вулканическая деятельность, но широко развиты процессы освобождения от легколетучих и легкоотделяемых компонентов материнского вещества. В этих регионах возможно образование субгоризонтально залегающих глубинных разломов. Автором было отмечено подобное разломообразование в 1975 г. на территории Кавказской складчатой области (Дагестанская АССР).

К этому же типу можно отнести все тектонически активные регионы, характеризующиеся землетрясениями, разломообразованием. В качестве примеров можно привести Адриатику, Балканы, Кавказ и другие деятельные регионы.

К типу деятельных регионов могут относиться регионы, развитие которых продолжается на более глубоких гипсометрических уровнях в сравнении с дневной поверхностью земной коры. Примером являются Алтае-Саянская складчатая область и другие подобные ей регионы, характеризующиеся слабым проявлением тектонической активности.

Помимо перечисленных, к деятельному типу регионов относятся также регионы последних ступеней развития — консолидированные, но не оформившиеся окончательно. Примером консолидированных регионов деятельного типа могут служить области, подобные Забайкалью.

Третий, *оформившийся тип* объединяет те регионы земной коры, которые в настоящее время характеризуются наличием устоявшихся очертаний и невозмутимых связей с мантийным веществом. Сюда можно отнести пенепленизированные области, срединные и краевые массивы, щиты, платформы.

Таким образом все разнообразие регионов, на которые распадается земная кора можно представить в виде таблицы 4.

Таблица 4

Цикличность развития различных типов регионов земной коры

Цикл развития	Тип коры		
	зарождающийся	деятельный	оформившийся
Начальный	Отдельный вулкан, тектонический диапир	Тектонически активные складчатые области	Пенепленизированные области
Промежуточный	Гряда вулканов, диапиров и др.	Складчатые области со слабым проявлением тектонической активности	Щиты
Конечный	Ослабленные с тектонической точки зрения участки (окраины континентов и др.)	Консолидированные складчатые области	Платформы

Таблица обнаруживает цепное строение, в которой каждая цепь состоит из трех звеньев как по вертикали, так и по горизонтали. В основу составления таблицы положен принцип естественного развития.

Предложенная систематика регионов объединяет все без исключения разноплановые участки коры, на которые разбита литосфера.

В подобной систематике возникла необходимость в связи с тем, что в настоящее время легче найти сходные геолого-структурные картины разных регионов, чем идентичную терминологию в одноплановых исследованиях. А без единой терминологии невозможна расшифровка геологического строения участков.

Представленный материал по систематике регионов имеет постановочный характер, наибольшее внимание здесь обращено на типизацию регионов с генетической точки зрения и поэтому представленная таблица может рассматриваться в качестве дискуссионной.

При составлении систематики регионов автор исходил из того, что каждая из выделенных категорий регионов зависима от других категорий и в то же время объединяет большое число функциональных зависимостей геологических особенностей рассматриваемых регионов.

Все регионы коры оконтурены и разграничены глубинными разломами, что позволяет отнести отдельные регионы к разряду региональных тектонических блоков или *тектоблоков I порядка* и еще раз подтверждает их вторичность с генетической точки зрения.

С целью выяснения морфологических особенностей строения тектоблоков I порядка, образованных в результате взаимодействия первичных элементов тектоники, развитых в процессе тектогенеза различных эпох, в настоящей работе предлагается рассмотрение особенностей циклов развития регионов деятельного типа. Регионы данного типа взяты в качестве примера с той целью, что в них рельефнее отражены вопросы развития геологических процессов, особенности строения геологических формаций, структурных этажей, региональных аномальных полей, возможной наложенности и повторяемости природных явлений и др.

Было отмечено (см. табл. 4) три цикла развития деятельного типа регионов: начальный, промежуточный и конечный. Примером регионов первого цикла являются Кавказ, Балканы, Адриатика, Анды, Кордильеры и другие складчатые области, характеризующиеся открытым пульсирующим дыханием коры. Ко второму циклу деятельных регионов можно отнести Алтае-Саянскую складчатую область, Тибет, Атлас и другие области, основной отличительной чертой которых является "расплавленность" вещества верхней мантии под указанными регионами и территориями и закрытое пульсирующее дыхание коры. К третьему циклу деятельных регионов можно отнести Забайкалье, районы развития траппов, пенепленизированные территории Африканского и Австралийского континентов и другие участки, под которыми процессы взаимодействия верхней части мантии с корой не отражаются на особенностях тектогенеза, магматизма, метаморфизма и рудной специализации в современных условиях.

Каждый из указанных циклов объединяет области, различные по возрастным взаимоотношениям, происхождению, содержанию и, естественно, по форме.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Геологическим особенностям и глубинному строению Забайкалья посвящены исследования С.С. Смирнова, Н.А. Флоренсова, В.Н. Козеренко, В.В. Старченко, Л.И. Салопа, П.М. Хренова, Э.Э. Фотиади, П.Л. Ваньяна, Э.П. Харина, А.Д. Щеглова, Н.А. Фогельмана, А.В. Ладынина, Г.И. Менакера, В.С. Кормилицына, И.Н. Томсона, И.В. Лучицкого, Ц.О. Очилова, Ж.В. Семинского.

Забайкалье относится к числу активизированных областей. Активизация подразделяется на два этапа: домезозойский, в течение которого происходило полициклическое формирование фундамента, и мезозойский, в течение которого происходила тектоно-магматическая активизация [31]. Что же касается особенностей развития вулканизма, то для вулканических зон характерно кулисное расположение. Во времени наблюдается перемещение центров активного вулканизма с запада на восток, что влечет за собой и смену петрографического состава пород. Совместное изучение геологических и геофизических материалов по региону позволило выделить четырехслойную модель земной коры на этом участке. А.В. Ладыниным [16] составлены карты рельефа поверхностей гранитного, базальтового и подкорового слоев. Учитывая фактор тектонической зональности, на этих картах выявляется соответствие мощностей условно гранитного слоя практически с первого тектонического этапа. Простирание новейших структур и структур поверхности диоритового слоя в общем также совпадает. Кровля базальтового слоя характеризуется неоднозначными соотношениями с тектоническими элементами области.

Складчато-глыбовые структуры Забайкалья сложены разновозрастными геологическими образованиями — байкалидами, калдонидами и герцинидами. Так, докембрий-палеозойский геосинклинальный период развития региона характеризуется формированием многофазных комплексов протерозойских (Хамар-Дабанский, Баргузинский) и палеозойских (Джидинский, Витимский) гранитоидов. Кислые интрузии развиты в форме батолитов, силлов и пространственно связаны с субгоризонтальными и субвертикальными разрывами коры. Это обстоятельство служит подтверждением блоково-сдвиговой переработки регионов земной коры и способствует расшифровке отдельных деталей рассматриваемой проблемы.

Проявления древнего ультраосновного магматизма свидетельствуют о его рассеянном характере (Ю.М. Шейнманн, Ф.Р. Апельцин, Е.А. Нечаева, Г.В. Андреев, А.А. Конев, Л.И. Салоп и др.).

В центральной части активизированной зоны, где наиболее четко проявлены региональные разломы северо-восточного и северо-западного направлений, с блоковой тектоникой тесно связаны щелочные породы, представленные плутонами, плитами, штоками и т.д. Массивы щелочных пород приурочены к участкам пересечения отмеченных двух систем разломов.

Что касается более молодых мезозойских магматических образований, то они проявлены в форме вытянутых зон северо-восточного простирания.

Здесь преобладают комплексы эффузивных пород. Подобное пространственное размещение свидетельствует о приуроченности центров вулканических излияний к крупным зонам разломов. Мощная вулканическая деятельность находится в прямой зависимости от активизации движений по разломам, заложенным в более раннее палеозойское время. В результате последующих эрозионных процессов древние вулканические хребты потеряли свой первоначальный облик и представлены в настоящее время линейно расположенными горсто-грабеновыми структурами.

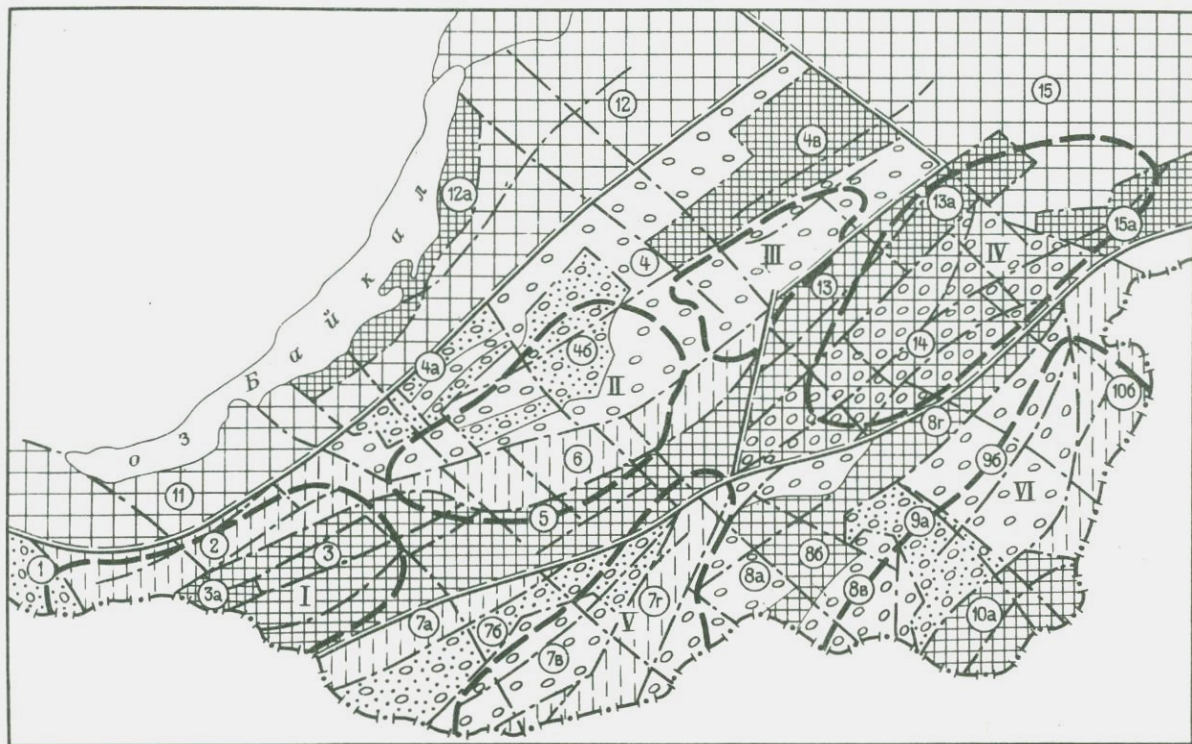
Таким образом выявляется, что как древние, так и более молодые магматические образования тесно связаны с процессами ярко выраженных блоковых перемещений.

Особенности блоковой тектоники помимо структурообразующей роли заключаются, как было показано, в размещении магматических образований и связанных с ними залежей полезных ископаемых (рис. 1). По данным А.Д. Щеглова и др., полезные ископаемые связаны большей частью с внутриблоковыми оперяющими разрывами, зарождающимися при развитии геосинклинальных прогибов.

Результаты металлогенического анализа позволили выделить на территории Забайкалья в областях активизации региональные и локальные рудоконтролирующие структуры [38]. Как региональными, так и локальными рудоконтролирующими структурами оказываются участки пересечения различно направленных систем нарушений. Например, по данным В.Т. Покалова по молибденовому месторождению Жирекен, промышленные содержания молибдена приурочены к участку пересечения субмеридионально направленной системы даек гранит-порфиров с системой разрывных нарушений северо-западного простирания. Другим примером может служить Джидинское рудное поле, где к участку пересечения субмеридионально направленной системы даек плагиогранитов и гранит-порфиров с телами бостонитов северо-западного простирания и элементами разрывной тектоники того же направления приурочены Инкурский вольфрамовый штокверк и согласные основным указанным направлениям кварц-молибденитовые и кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы. При общей рудоконтролирующей роли пересечений различно направленных систем элементов тектоники месторождения различных формаций характеризуются неодинаковыми особенностями строения [18].

Структурные особенности рудных полей, которые изучены наиболее детально в пределах всей территории Забайкалья, свидетельствуют о том, что вулканические процессы заканчиваются в кайнозое широким излиянием андезитовых лав, характеризующихся повышенной щелочностью (неогеновый период, раннечетвертичная эпоха). В более позднее время вулканические процессы на территории Забайкалья никем не отмечались.

Итак, в мезозое и кайнозое на участке Забайкалья происходила консолидация коры. Ц.О. Очиров отмечает [23], что в это время вся область была усложнена значительно более дифференцированными движениями в континентальных условиях, в результате чего окончательно сформировалась отчетливо выраженная блоковая структура региона, основа которой была заложена еще в ранние стадии тектонического развития. Для



Забайкалья определена *прямоугольно-решетчатая форма проявления блоковых структур*, характеризующаяся столь длительным и сложным развитием (см. рис. 1).

Изложенный материал по Забайкалью позволяет отметить следующее:

1) результаты многолетних детальных геолого-геофизических исследований свидетельствуют о сравнительно одних и тех же величинах мощностей отдельных слоев коры вплоть до поверхности Мохоровичича, а также об их относительно спокойном залегании (полого-горизонтальном); земная кора в пределах Забайкальского региона характеризуется такими устоявшимися параметрами, как мощность, залегание оболочек (слоев), вещественный состав, что свидетельствует об окончательной сформированности структуры региона (мегаблока) с тектонической точки зрения;

2) характерны продольные и поперечные по отношению к общей направленности полого-складчатого сооружения Забайкалья системы разломной тектоники — *прямоугольно-решетчатая тектоническая форма проявления блоковых структур*;

3) размещение рудных полей региона определяется элементами тектоники — внутриблоковыми законсервированными к настоящему времени региональными нарушениями разных порядков и залеганий, узлами их пересечения и центрами очаговых структур.

Рис. 1. Схема тектонического районирования Забайкалья. По Ж.В. Семинскому [31], Ц.О. Очирову [23] и др.

Палеозойские складчатые сооружения: 1 — геосинклинального типа, 2 — наиболее глубокие геосинклинальные трюги, 3 — геантиклинального типа, 4 — с наиболее устойчивым геантиклинальным режимом; 5 — протерозойские складчатые сооружения; 6 — то же, переработанные каледонской складчатостью; 7 — срединные массивы; 8 — структурные швы, разграничивающие складчатые области; 9 — прочие региональные разломы; 10 — контуры мезозойских вулканических ареалов (I—VI). Палеозойские структурно-формационные зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Селенгино-Витимская складчатая область каледонид (цифры в кружках): 1 — Джидинская, 2 — Селенгино-Удинская, 3 — Заганская (3а — Кяхтинская подзона), 4 — Удино-Витимская (4а — Курбино-Туркинская, 4б — Удино-Еравнинская, 4в — Витимо-Амалатская подзоны), 5 — Малханская, 6 — Хилокская. Монголо-Забайкальская складчатая область герцинид: 7 — Хэнтэй-Даурская (7а — Чикой-Ингодинская, 7б — Менза-Шумиловская, 7в — Киркунская, 7г — Даурская подзоны), 8 — Агинско-Борщовочная (8а — Западно-Агинская, 8б — Центрально-Агинская, 8в — Восточно-Агинская, 8г — Борщовочная подзоны), 9 — Газимуро-Борзинская, 9а — Борзинская, 9б — Газимурская подзоны), 10 — Приаргунская (10а — Урулюнгуйская, 10б — Урюмкано-Уровская подзоны). Докембрийские структурно-формационные зоны обрамления Центрально-Азиатского пояса. Байкальская складчатая область: 11 — Хамар-Дабанская, 12 — Баргузино-Муйская (12а — Байкальская подзона). Становая складчатая область: 13 — Нерчинская (13а — Моклаканская подзона), 14 — Нерчинско-Урюмская, 15 — Олекминская (15а — Амазаро-Могочинская подзона)

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Алтае-Саянская складчатая область — наиболее детально изученный регион территории нашей страны, что и определило выбор его в качестве объекта исследования.

Алтае-Саянская складчатая область является частью гигантского геоподнятия центральной части Восточной Азии, состоящей из Алтайского и Саянского поднятий и разделяющего их Хакасско-Монгольского прогиба. На северо-востоке рассматриваемый регион ограничивается от Байкальской складчатой области (где с позднемелового времени установились условия платформы [2] зоной Байкало-Енисейского глубинного разлома, прослеживающегося от юго-западной оконечности Байкала до г. Красноярска. На юго-востоке Алтае-Саянский регион граничит с Джунгарской складчатой системой и системой глубинных разломов того же простирания (В.С. Войтович, 1969 г.), на северо-западе — с Западно-Сибирской платформой.

Алтае-Саянская складчатая система и отдельные ее части издавна привлекает внимание исследователей. В первой половине XX в. здесь проводили работу такие видные исследователи Сибири, как И.К. Баженов, Д.В. Никитин, В.А. Обручев, К.В. Радугин, А.Н. Чураков, М.А. Усов и др.

Впоследствии, с появлением результатов детальных геологических съемок, буровых работ, региональных геофизических, аэрогеологических и других видов исследований, работы по расшифровке тектонических особенностей участков региона стали носить более основательный характер. К этому периоду относятся многочисленные исследования [10, 35]. Тектоника отдельных частей области исследована и представлена в работах В.И. Яворского (1957 г.), Г.Ф. Яковлева (1960 г.), И.Н. Казакова (1961 г.), Л.П. Зоненшайна (1963 г.), В.А. Кузнецова (1967 г.), Л.К. Зятьковой (1973 г.) и др.

По данным Г.Ф. Яковлева, М.Г. Бергера и других, магматизм Алтае-Саянской области характеризуется нормальным эволюционным развитием: на раннем этапе образовались основные и ультраосновные породы, позднее — средние и кислые и в завершающем этапе — субщелочные и щелочные.

В структурном отношении Алтае-Саянская область подразделяется на несколько этажей.

Первый структурный этаж региона представлен фундаментом, который образует несколько выступов: Томский, Теректинский, Джебашский, Прителецкий, Дербинский и др. Интрузии этих комплексов в основном имеют позднепротерозойский возраст. Выступы сложены гнейсовидными диоритами, амфиболитами, метаморфическими сланцами. Протерозойский комплекс метаморфических и магматических пород фундамента азиатской части СССР проявлен везде одинаково (Таймыр, Енисейский кряж и Алтае-Саянской регион). На всех площадях этот комплекс пронизан гранитоидными интрузиями. Магматические образования наиболее интенсивно были проявлены в геосинклинальный период развития Алтае-Саянского региона [21].

Второй структурный этаж формировался в кембрийское время и

представлен мощными вулканогенными толщами, накапливавшимися в тектонически ослабленных зонах и участках.

При формировании следующего структурного этажа магматизм проявился в виде интрузивных образований. На изучаемой территории эти интрузии имеют *подковообразную форму* выпуклостью на север и охватывают восточную Туву, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и восточную часть Горного Алтая. Позднее (в ордовике и силуре) наблюдается внедрение гранодиорит-гранитовой и гранит-граносиенитовой формаций, сформировавшихся при замыкании Западно-Саянской и Алтае-Салаирской складчатых систем.

Дальнейшая история развития тектоно-магматической деятельности Алтае-Саянской складчатой области устанавливается на основе несогласий. Детальные исследования верхнего структурного этажа проведены Г.Ф. Яковлевым, В.В. Авдониным, Т.Я. Гончаровой и др. [6]. Подобно исследованиям Ж.В. Семинского [31] в Забайкалье, этими авторами расшифрована практическая значимость верхней оболочки коры в этом регионе, увязанная с вулканотектоническими структурами. По их данным, продукты вулканизма по отношению к периферическому магматическому очагу, развивающемуся на небольших глубинах (3–5 км от поверхности), составляют три зоны: 1) поверхностно-приповерхностная (до 100 м), 2) субвулканическая (до 1000 м.), 3) гиповулканическая (до 5000 м). Авторами отмечено мозаично-блоковое строение палеовулканических областей. По-видимому, наличие различных тектонических блоков разных структурно-формационных зон на гипсометрических уровнях дневной поверхности зависит не только от степени и уровня эрозионного среза, о чем свидетельствуют результаты проведенных работ, но также и от тех перемещений, которым подвергалась система локальных тектонических блоков. Блоковые перемещения не оказали существенного влияния на перестройки основного структурного плана верхнего металлогенического яруса региона. Это обстоятельство позволяет отметить неполную консолидированность верхнего этажа в сравнении с верхним структурным этажом Забайкальского региона. Поздние движения носили преимущественно сводово-глыбовой характер.

Приведенные данные подводят к вопросу о том, почему последующие этапы подвижек не сопровождалась магматической деятельностью, а носили сводово-глыбовый характер.

Рассмотрение поставленного вопроса, видимо, необходимо начать с оценки глубин различных слоев земной коры в этом регионе и в первую очередь мощности слоев. Были использованы работы Ф.С. Моисеенко, А.В. Ладынина, Н.П. Боровских, О.Д. Уманцева и других исследователей, в которых анализ расчетов гравиметрических данных позволил отметить следующие особенности:

1) минимумы мощностей гранитного слоя (4–6 км) характерны для района Минусинской котловины и других впадин (в некоторых местах отмечается полное выклинивание гранитного слоя); максимумы мощностей гранитного слоя (10–14 км) характерны для Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного Саяна, Горной Тувы;

2) минимумы диоритового слоя (2—4 км) типичны для района Западного Саяна, для остальной части развития каледонид —4—6 км;

3) мощность верхней, менее плотной надбазальтовой части консолидированной коры составляет 20—25 км; исключение — Минусинский район, где мощность надбазальтовой части коры составляет 6—10 км;

4) мощность базальтового слоя постепенно меняется в пределах 20—30 км с севера на юг, а в районе Горного Алтая соответствует наибольшим значениям (25—30 км); в северных районах мощность базальтового слоя варьирует в пределах 20—25 км;

5) за исходную глубину подкорового слоя исследователями принято 40 км;

6) мощность земной коры в Кузнецком Алатау достигает 42—46 км, на Салаире — 44 км, в юго-восточной части Горного Алтая — 51 км.

Помимо гравиметрических исследований территория Алтае-Саянской области изучалась и сейсмическими методами (С.В. Крылов, Г.В. Егоров и др., 1970 г.).

Сравнение гравиметрических и сейсмических данных свидетельствует о приблизительной однозначности оценок мощностей и глубин залегания слоев земной коры в рассматриваемом регионе до верхней мантии.

Таким образом, отмеченные первые четыре положения справедливы и предполагают возможность окончательной консолидации земной коры на территории Алтае-Саянской области. Однако различная мощность отдельных слоев коры в разных участках региона может свидетельствовать о том, что окончательная консолидация коры еще не наступила. В регионе в связи с этим возможны слабые подвижки глыбового характера или отдельные движения в тех участках, которые характеризуются орогенным режимом, но низкими гипсометрическими уровнями и небольшими мощностями коры. Одной из основных причин подобного явления могут быть особенности изостатического состояния области, которые свидетельствуют также о том, что на стадии наступления последних этапов консолидации региона наиболее интенсивно могли проявляться особенности отдельных слоев коры. Не случайно исследованиями последних лет отмечается, что на фоне общего продолжающегося поднятия всего Алтайского свода наиболее интенсивно поднимаются хребты Южно-Чуйский, Қурайский, Шапшальский и другие, тогда как разделяющие их впадины сохраняют тенденцию относительного погружения. Наиболее интенсивные изменения изостазии и наиболее резкая дифференциация движений наблюдаются в омоложенных новейшими движениями участках развития глубинных разломов. Эти выводы подтверждаются характером изостатических аномалий [16] и приуроченностью к зонам разломов эпицентров землетрясений (Н.Д. Жалковский, 1967 г.).

Как было указано ранее (четыре признака), особенности изостазии не влияют на становление коры, и только коры, в отрыве от общей массы. Влияние перечисленных и неучтенных факторов приводит к развитию различных элементов тектоники.

В формировании Алтае-Саянской области важнейшую роль играли ограничивающие ее глубинные разломы (Северо-Восточная зона смятия,

Байкало-Енисейский разлом и др.), а также внутренние разломы, разделяющие регион на отдельные структурные зоны (Чарышско-Теректинский, Курайско-Телецкий, Минусинско-Кандатский, Мартайгинско-Шорский и др.). В расположении глубинных разломов отмечается определенная закономерность (рис. 2): выделяются разломы ортогональные (субширотные и субмеридиональные) и диагональные (северо-восточные и северо-западные). Зоны глубинных разломов представляют собой совокупность систем кулисообразно расположенных крупных разломов и полос дробления, смятия и повышенного метаморфизма пород шириной до 12 км. Плоскости сместителей преимущественно крутопадающие. Большинство глубинных разломов заложилось еще в позднем докембрии и неоднократно обновлялись. К ним приурочены ультраосновные, а также многочисленные основные и гранитоидные интрузии.

Различают также региональные и локальные разломы. Первые (Кантегирский, Абдырский, Амыльский и др.) часто разделяют структурно-формационные зоны, их протяженность первые сотни километров, амплитуда смещения — первые километры.

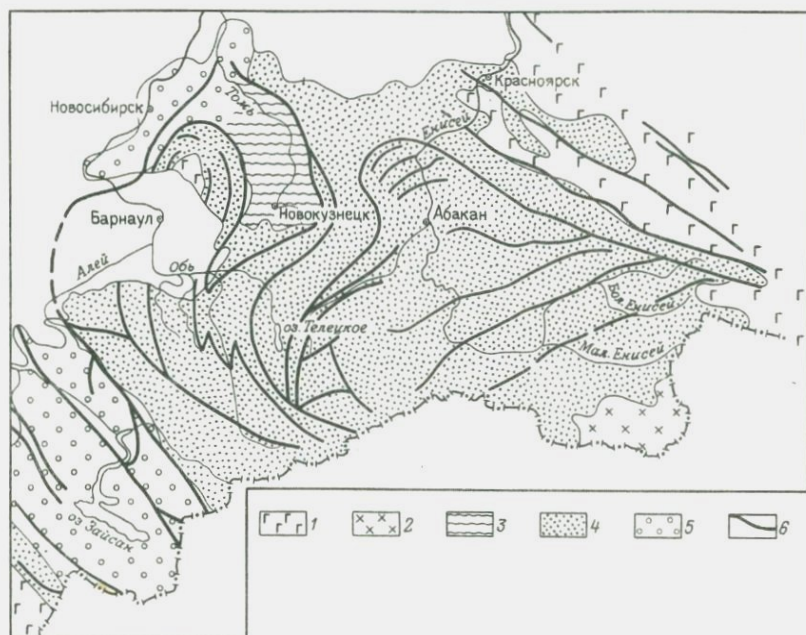


Рис. 2. Схематическая структурно-геологическая карта Алтае-Саянской складчатой области.

1 — складчатые области докембрия (байкалиды), среднего и позднего протерозоя; 2 — архей-протерозойский Сангиленский срединный массив; 3 — Кузнецкий краевой прогиб; 4 — складчатые области раннего и среднего палеозоя (каледониды); 5 — складчатые области среднего и позднего палеозоя (герциниды); 6 — глубинные разломы

С региональными разломами связаны преимущественно гранитоидные интрузии. Локальные разломы, протяженность которых составляет километры и десятки километров, а амплитуда смещения — сотни и первые тысячи метров, связаны в основном с образованием складчатых деформаций и часто переходят во флексуры или оперяют глубинные и региональные разломы.

Особое место в тектонике района занимают глубинные разломы, возникшие в результате горизонтальных движений. Эти разломы носят здесь название "надвигов". Изучая вопрос надвинутости одного блока пород относительно другого по указанным надвигам, автор пришел к выводу, что разломы типа Курайско-Телецкого надвига, Саяно-Минусинского, Куртушибинского занимают особое место в распространении месторождений полезных ископаемых. Например, группа медных месторождений приурочена к Саяно-Минусинскому разлому. К Курайско-Телецкому разлому, движения по которому начались примерно в пермский период, приурочены Акташское, Таджилинское, Чаган-Узунское, Красногорское и другие ртутные месторождения. Рудопроявления ртути известны также вдоль Бошелакского и Южно-Чуйского разломов (сдвига-надвигов). Наиболее интересны с промышленной точки зрения разломы, сопровождающиеся рассланцеванием пород различной основности. Так, с ультраосновными интрузиями связаны месторождения хромита, хризотил-асбестов, талька, никеля. Разнообразный комплекс рудных проявлений контролируется более мелкими разломами, типа оперяющих, но уже более крутого падения.

Тщательному исследованию подвергались приповерхностные структуры региона. Л.К. Зятковой (1973 г.) отмечено, что количество гипсометрических ступеней прямо пропорционально активности и прерывистости тектонических движений. По мнению автора, это в равной степени можно отнести к движениям вертикальной или горизонтальной направленности.

Из приведенных данных следует, что совместное изучение связей приповерхностных структур, металлогении, раздробленности и смятости и глубинного строения земной коры может привести к установлению отдельных закономерностей и даже открытию не выходящих на поверхность залежей полезных ископаемых. Это подтверждается на примерах Тейского и Терлигхайского месторождений.

Тейское железорудное месторождение приурочено к системе локальных разломов, оперяющих Глубинный разлом, и локализуется среди доломитов и доломитизированных известняков верхнего протерозоя — нижнего кембрия в пределах трубчатой структуры, сложенной туфогенными породами и обломками вмещающих пород, а также амфиболитов и гранитов. В наиболее тектонически ослабленных участках, к числу которых относятся и трубчатые структуры, интрузивные породы района месторождения (габбро-диориты и диориты) подвержены влиянию систем разломов высоких порядков и прорваны гранитами, граносиенитами и сиенитами. Последние сопровождались вторичными изменениями, в том числе и скарированием. Скарны по составу разделяются на магнезиальные и извест-

ковые. С магнезиальными скарнами связаны магнетитовые, карбонат-флогопит-магнетитовые и гематит-магнетитовые руды.

Внимательное изучение карты и разрезов по месторождению свидетельствует о дополнительных возможностях обнаружения залежей магнетитовых руд на участке развития доломитов, доломитизированных известняков и мраморов со скарнами. Иными словами, химически активная среда — известняки и доломиты — при соответствующей раздробленности и пропарке газовой-жидкими компонентами стала локализатором рудных залежей. В данном случае *нет особых препятствий к тому, чтобы залежи не могли локализовываться на разных гипсометрических уровнях*. В случае же самого Тейского месторождения залежи вскрыты эрозионным срезом непосредственно на уровнях дневной поверхности. Автор считает, что расшифровка ярусного строения района может выявить перспективные участки, не выходящие на дневную поверхность.

Терлигхайское полиметаллическое месторождение расположено в зоне перехода от Тувинской котловины к поднятию Западного Саяна. На этом участке проходит Саяно-Тувинский глубинный разлом, субширотные оперения которого и явились локализаторами полиметаллических руд. Минеральное вещество представлено кварц-карбонат-баритовой и последующей кварц-карбонат-диккит-сульфидной ассоциациями. Сульфиды сложены ранней свинцовой и сурьмяно-свинцовой минерализациями и последующей основной ртутной и сурьмяно-ртутной формациями. *Оруденение выходит на поверхность не по всему фронту проявления глубинного разлома*. Пространственное распространение рудных тел Терлигхайского месторождения контролируется с северо-запада Северо-Пельорукским разломом, по которому опущен северо-западный блок вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего девона, осадочные толщи верхнего девона — нижнего карбона выполняют Кызылхашскую грабен-синклиналь. Юго-восточный тектонический блок приподнят по Северо-Пельорукскому разлому, и здесь песчаники ордовика и вулканогенно-осадочная толща нижнего девона взброшены и разбиты серией оперяющих разрывов Магистрального рудоконтролирующего разлома. Расшифровка блокового строения верхнего структурного яруса (район проявления длительно развивающегося Саяно-Тувинского глубинного разлома), по-видимому, может раскрыть потенциальные практические возможности с точки зрения обнаружения здесь не выходящих на поверхность залежей полиметаллов.

Еще к одной практической рекомендации приводит анализ материалов по составу и распространению магматических пород: наибольшее развитие основных и ультраосновных пород приурочено к районам с повышенной плотностью нижней части земной коры. Это обстоятельство позволяет выдвигать участки земной коры с максимальной плотностью для обнаружения комплекса полезных ископаемых, связанных с основными и ультраосновными породами, если даже поверхность перекрыта чехлом иных пород. Подобными участками для Алтае-Саянской области могут явиться места стыка структур Салаира и горного Алтая.

Интересны в практическом отношении унаследованно-наложенные впадины и краевые прогибы, в пределах которых в Алтае-Саянской области широким развитием пользуются месторождения угля.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области прямо или косвенно приурочены к районам развития глубинных разломов. Причем отмечаются глубинные разломы двух планов: связанные с вертикальными движениями и возникшие в результате горизонтальных движений. В первом случае разломы сопровождаются зонами смятия и расщепления пород. Этим разломам в литературе уделено большое внимание. С этой группой глубинных разломов связаны месторождения хромита, хризотил-асбестов, талька, никеля. Оперения этих разломов контролируют другой комплекс полезных ископаемых. Так, группа медных месторождений приурочена к Саяно-Минусинскому и Куртушибинскому разломам второго порядка. Характерна приуроченность месторождений к участкам пересечения разломов.

Вторая группа глубинных разломов, образованная в результате горизонтальных движений, контролирует размещение других полезных ископаемых. Так, например, к Курайско-Телецкому разлому, движения по которому продолжаются до настоящего времени, приурочены ртутные месторождения (Акташское и др.). Ртутные месторождения известны также вдоль разломов, отделяющих байкалиды от салаирид. Иными словами, пологие глубинные разломы могут контролировать положение разновозрастных и разнородных по составу образований.

Весьма интересной с научной и практической точек зрения является проявленность выходов разломов с оперениями первой группы и присутствием им комплексом полезных ископаемых на более высоких гипсометрических уровнях в сравнении с перечисленной группой разломов второй группы.

Проанализированный материал по геологическому строению Алтае-Саянской области позволяет отметить следующее:

- 1) различные мощности отдельных слоев земной коры и продолжающиеся движения на некоторых участках указывают на незаконченную консолидацию коры;
- 2) глубинные разломы в плане имеют подковообразное строение;
- 3) расположение рудных полей региона зависит от элементов глубинной тектоники субвертикального и субгоризонтального направлений; размещение рудных залежей увязывается с сопутствующими и оперяющими эти региональные нарушения структурами элементов сводово-глыбовой (блоковой) тектоники.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ КАВКАЗА

Кавказская складчатая область вытянута в западно-северо-западном направлении почти на 1300 км при ширине в центральной части до 150 км и на окраинах не более 30 км. Она представляет собой восточное продолжение Средиземноморского складчатого пояса, располагающегося между юго-восточным углом Русской платформы и Аравийским выступом Африканской платформы. Эта часть Средиземноморского пояса названа В.В. Белоусовым и В.Е. Хаиным Тавро-Кавказской складчатой страной. Большой Кавказ представляет собой северную часть Тавро-Кавказской

складчатой страны и состоит из двух прогибов: Предкавказского с северной стороны, Закавказского — с южной и одного Центрального поднятия — Главного Кавказского хребта.

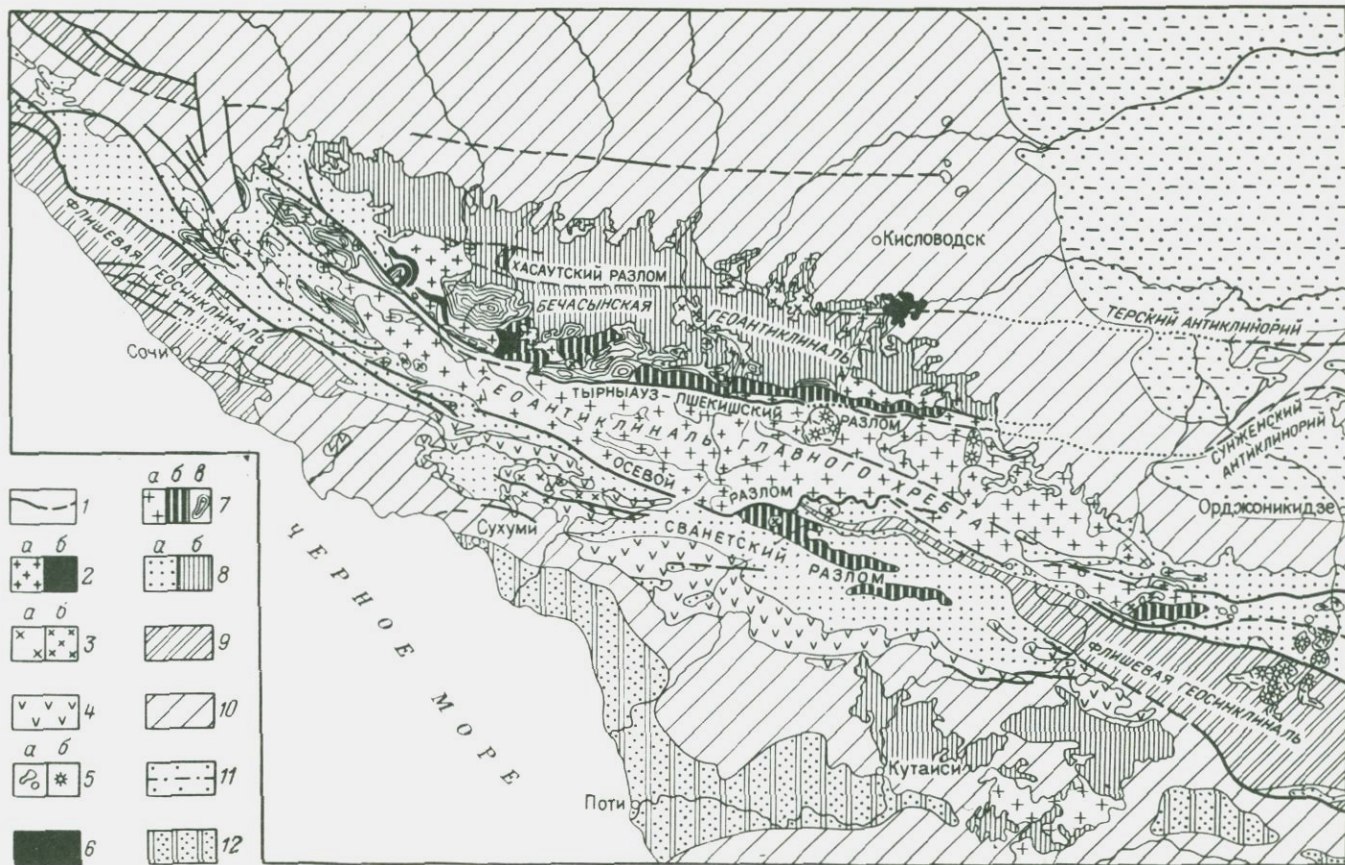
На Кавказе проводили исследования такие известные геологи, как Г.В. Абиx, Ф. Дюбуа-де-Монперё, А.П. Герасимов, В.П. Ренгартен, И.М. Губкин, В.В. Белоусов, Н.Б.Вассоевич, Л.А. Варданянц, А.И. Джанелидзе, И.Г. Кузнецов, К.Н. Паффенгольц, В.Н. Робинсон, В.И. Смирнов, А.В. Пейве, В.В. Вебер, Н.С. Шатский. Важную роль в последующем развитии геологии Кавказа сыграли исследования под руководством Р.Н. Абдуллаева, Г.Д. Ажгирея, М.С. Баклакова, Г.Д. Афанасьева, П.Д. Гамкредидзе, Г.С. Дзоцендидзе, Г.М. Ефремова, Д.С. Кизевальтера, Г.Я. Крымгольца, С.С. Кузнецова, Е.Е. Милановского, М.В. Муратова, А.В. Нетреба, А.В. Пэка, Н.Г. Родзянко, С. В. Савина, Н.С. Скрипченко, Г.А. Твалчрелидзе, В.Е. Хаина, Н.А. Хрущова, Г.В. Хетагурова и др.

Основные результаты совместного изучения геологической структуры (рис. 3), глубинного строения (рис. 4) и минерации Кавказской складчатой области освещены в последние годы в работах М.С. Абакелия (1971 г.), И.А. Резанова и В.И. Шевченко (1970 г.), В.Б. Черницына [44] и многих других исследователей.

Сложно построенная система альпийских складчатых сооружений Кавказа покоится на доальпийском фундаменте, выступающем над земной поверхностью лишь в осевой центральной части мегантиклинория. Эти древнейшие породы Кавказа представлены кристаллическими сланцами и амфиболитами, возраст которых большинством исследователей (А.П. Герасимов, Н.Д. Соболев, И.Г. Кузнецов, А.Е. Снежко) считается докембрийским.

В связи с тем, что большинство исследований вопросов связи блоковой тектоники и оруденения проведены на основе материалов Кавказской складчатой области, необходимо более детально, в сравнении с Забайкальем и Алтае-Саянами, остановиться на стратиграфии и магматизме Кавказа.

В пределах Главного хребта *докембрийский комплекс пород* подразделяется на две серии: зеленчукскую и лабинскую (Е.А. Снежко, 1965 г.), которые в свою очередь складываются из 15 свит. Обе серии сложены метаморфическими породами разной степени метаморфизма. Зеленчукская серия представлена сильно метаморфизованными породами альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Выходы пород зеленчукской серии наблюдаются повсеместно в обнаженных участках кристаллического ядра Большого Кавказа. Мощность пород 4 тыс. м и более. Породы лабинской серии, по сравнению с породами зеленчукской серии, менее метаморфизованы, что свидетельствует об их более молодом возрасте. Серия сложена несколькими свитами и представлена хлоритовыми и альбит-хлоритовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами, порфироидами, биотитовыми парагнейсами. Несколько иным составом отличаются метаморфические образования в бассейне р. Малки (Д.С. Кизевальтер, 1960 г.), где породы чегемской свиты развивались в основном по осадочным образованиям, а породы хасаутской свиты по вулканогенным образованиям. Мощность их также исчисляется несколькими тысячами метров. Докембрий-



ские образования развиты также в пределах центрального Кавказа (кыртыхская и аманчатская свиты) и в Передовом хребте, в Блыбской зоне. В Предкавказье породы докембрия скрыты под чехлом осадочных пород.

К *магматическим образованиям докембрия* ранее относили серые граниты и ряд других массивов гранитоидов, которые сейчас определены как палеозойские. К докембрийским, по-видимому, можно отнести пластообразные тела амфиболитов среди первично-осадочных докембрийских метаморфизованных пород, а также некоторые разности ортогнейсов гранитного ряда.

Нижнепалеозойские отложения развиты в бассейнах рек Баксана и Малки. В низах залегают метаморфизованные породы спилито-кератофировой формации, в верхах — филлитовидные сланцы, рассланцованные туфы, песчаники и конгломераты. Мощность толщи около 3500 м. В бассейне р. Лабы среди перечисленных пород распространены и известняки, в которых найдены трилобиты, свидетельствующие о более молодом чем кембрийском возрасте пород — вероятно, ордовикском.

Среднепалеозойские отложения (силур и девон) характеризуются неравнозначным развитием. Если силурийские отложения (филитовые сланцы, известняки и кварциты общей мощностью 1100–1500 м) известны только на северном склоне Главного Кавказского хребта в верховьях р. Малки и контактируют с кембрийскими по тектоническому нарушению в бассейне р. Хасаут, то девонские отложения широко распространены в Передовом хребте и непрерывно прослеживаются между бассейнами рек Белой и Баксана. Породы девона представлены мощной вулканогенно-терригенной толщей и Е.А. Снежко подразделяет их на четыре свиты, в верхней части которых наблюдаются кремнистые породы, филлитовидные сланцы, туфопесчаники и конгломераты мощностью до 3500 м. Выше залегает терригенно-карбонатная свита мощностью до 1000 м, сложенная в основном из известняков, чередующихся с глинистыми сланцами и песчаниками.

Верхнепалеозойские отложения (карбон и пермь) известны в пределах Передового хребта и связаны непрерывным переходом с верхним девонem. Низы сложены известняками, которые выше сменяются кварц-серицит-кремнистыми сланцами, белыми мраморами. На них залегают породы сланцево-вулканогенной толщи мощностью до 2000 м. Средне- и верхнекаменноугольные отложения выполнены лагунно-континентальной толщей пород. Породы представлены кислыми лавами и их туфами, выше прослеживаются глинистые сланцы, конгломераты с углистыми прослоями. Выходы известны на Северном Кавказе в пределах Передового хребта (верховья рек Белой, Малой Лабы, Аксаут, Баксана), на южном склоне Главного Кавказского хребта в районе горы Хукс. Мощность толщи достигает 1500 м. Отложения верхнего карбона известны и на восточном погружении кристаллического ядра Большого Кавказа (в верховьях рек Гизельдона и Ганалдона), а также в Предкавказье. Пермские отложения известны как на северном, так и на южном склонах Главного Кавказского хребта. Нижнепермские отложения В.Н. Робинсоном и С.С. Кругловым подразделены на три свиты красноцветов — аксаутская (аргиллиты,

алевролиты, песчаники), кишкитская эффузивная (кератофиры, альби-тофиры, туфы) и большелабинская (песчаники и конгломераты). Мощ-ность изменчива и варьирует в пределах от нескольких десятков метров до 1500 м. Верхнепермские породы залегают несогласно на большелабин-ской свите и представлены снизу вверх песчаниками, конгломератами, из-вестняками, известковыми аргиллитами. В пределах Горной Осетии мощ-ность этих пород составляет 500–600 м. На южном склоне Большого Кавказа пермские отложения (известняки, песчаники, конгломераты с филлитизированными глинистыми сланцами) прослеживаются в Сванетии. Их мощность достигает 1000 м.

Палеозойский магматизм широко проявлен в пределах Большого Кавказа и подразделяется на две разновозрастные группы: 1) досреднеде-вонский магматизм (по Г.И. Баранову) и 2) герцинский магматизм (D–T). Первая группа пород очень разнообразна по своему составу — от ультраосновных пород до натровых гранитоидов. Эти породы наиболее широко развиты в западной и центральной частях Передового хребта и в пределах Главного хребта. Относящиеся к данной возрастной группе ги-пербазитовые тела иногда достигают значительных величин (Нижнетебер-динский, Малкинский массив и др.). На южных склонах Большого Кавка-за также прослеживаются гипербазитовые тела и гранитоидные тела Дзи-рульского и других массивов. Все эти перечисленные образования харак-терны для начальных стадий развития геосинклиналей.

Мезозойские отложения (триас, юра, мел) развиты как на северном, так и на южном склонах Большого Кавказа. Отложения триаса прослежи-ваются в западной части Передового хребта (между бассейнами рек Белой и М. Лабой) и на южном склоне Большого Кавказа (К.О. Ростовцев и др., 1966 г.). В пределах Передового хребта их мощность достигает 1500 м. Отложения несогласно залегают на верхнепермских и более древних по-родах и представлены конгломератами, массивными и плитчатыми извест-няками, которые постепенно сменяются аргиллитами и известняками.

Отложения юры занимают обширные площади Большого Кавказа. Они очень разнообразны по составу, мощности и условиям образования. Это связано с особенностями тектонического развития Большого Кавказа, часть которого в юрское время представляла собой молодую эпигерцин-скую платформу. В другой части данного региона существовал геосинкли-нальный режим. В связи с этим выделяются две формационные зоны (гео-синклинальная и платформенная) с разным характером ниже-среднеюр-ских отложений. Последние хорошо охарактеризованы фаунистически. Исследования этих отложений выполнены Г.Д. Ажгиреем, Р.С. Безбородо-вым, Б.П. Ростовцевым, В.П. Ренгартеном, С.М. Рыпинским и др.

Юрские магматические породы относятся к группе основных и плагио-гранитовых пород. Магматические образования юрского — раннемелового возраста слагают протяженные пояса даек в приводораздельной части Главного хребта, группы интрузий малых форм в Горной Осетии, Балка-рии и в верховьях Большой и Малой Лябы, в долинах рек Кубани и Мары обрамляют эпигерцинскую платформу в виде своеобразного вулcano-плу-тонического комплекса. В зоне Главного хребта наблюдается переслаива-

ние эффузивных пород с типично осадочными аргиллитами и алевролитами, что свидетельствует о подводном характере излияний юрского магматизма. Многочисленные малые интрузии приурочены к окраинам жестких тектонических блоков.

Меловые отложения широко развиты в пределах Большого Кавказа и представлены двумя типами: субплатформенными терригенно-карбонатными и геосинклинальными флишевыми. Расположение меловых отложений вокруг хребта Большого Кавказа подчеркивает общую геоантиклинальную структуру территории. Отложения мела также как и юрские прекрасно фаунистически охарактеризованы. В наиболее полном разрезе нижнего мела в центральной части Большого Кавказа мощность колеблется от 1000 до 1500 м. Отложения здесь представлены породами валанжина (мергели и темно-серые известняки), песчано-глинистыми породами готерива, песчано-известняковыми отложениями баррема, породами апта (песчаники, мергели, мергелистые песчаники). Разрез заканчивается рыхлыми песчаниками черными глинами и мергелями альба. К западу в разрезе увеличивается количество кластических образований, а к востоку — известковых. Верхнемеловые образования представлены известняками, в подчиненном объеме встречаются мергели и редко наблюдаются песчаники. Меловые интрузивы изучены недостаточно. Так, на северном склоне Центрального Кавказа распространены "неоинтрузии", для которых характерны небольшие размеры (3—4 км²) и групповое распределение. К ним относятся массивы Тепли, Сангутидон в Горной Осетии, Эльджуртинский массив кислых гранитов в долине р. Баксан и др. Их абсолютный возраст, по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину [19], составляет 80—140 млн. лет (мел), а по Г.Д. Афанасьеву (1971 г.) определяется более молодой изотопный состав (12—13 млн. лет). На южном склоне прослеживаются подобные массивы в бассейне рек Псоу и Мзымта.

Отложения палеогена и неогена Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин [19] подразделяют на три комплекса. Общая мощность достигает 3000—3500 м. Отложения распространены очень широко: от Предкавказья на севере и до Малого Кавказа на юге.

Антропоген в пределах горного Кавказа представлен ледниковыми отложениями, на равнинах Предкавказья — лессовидными суглинками, по долинам рек — аллювиально-делювиальными отложениями. У истоков Терека развиты травертины. В окрестностях Эльбруса и в районе Казбека прослеживаются лавы разного состава: от андезито-базальтов до липарито-дацитов.

Кайнозойский магматизм связан с интенсивными поднятиями Главного хребта в конце миоцена и проявлен очень интенсивно. Кроме вулканогенных комплексов палеогена широко распространены интрузивные породы и эффузивы. В этот период сформированы массивы гранит-порфиоров, граносиенит-порфиоров, кварцевых сиенит-порфиоров Кавказских Минеральных Вод. Наблюдаются мощные излияния липаритов, липарито-дацитов с внедрением сходных по составу даек и штоков в Эльбрусском районе. В Казбекском районе наблюдаются мощные излияния лав андезито-дацитового состава.

Тектоническое строение Кавказского региона непосредственно связано с основными этапами тектоно-магматических циклов, которых насчитывается, как следует из описания стратиграфии и магматизма, в основном четыре. Каждый тектоно-магматический цикл характеризуется собственным комплексом образований, которые залегают друг на друге несогласно и подытаживаются разломными структурами глубинного порядка. Подобная этажность оформляет строение региона в близгоризонтальном направлении, в котором Кавказ подразделяется на субпараллельные геодинамические зоны (западно-северо-западного простирания), разделенные тектонически ослабленными зонами разломов.

Территория региона подразделяется на четыре основные геотектонические зоны — Предкавказье, Большой Кавказ, Закавказская межгорная депрессия и складчатое сооружение Малого Кавказа. Продольная зональность подчеркивается поперечными разломами и далее, создавая определенные сложности с морфологической точки зрения, еще более усложняется системой диагональных разломов. Слоистое строение коры в сочетании с перечисленным комплексом систем региональных разломов благоприятствует формированию блокового строения территории рассматриваемого региона.

С самой высокогорной частью Кавказа совпадает расположение глубинной зоны разломов, функционирующей более 1700 млн. лет. Эта зона представляет собой пучок сближенных разломных зон шириной 15–50 км, а вместе с оперениями достигает 65–80 км. К северу и югу от осевой зоны расположены субпараллельные глубинные разломы. Так, в 30–50 км к северу проходит Пшекиш–Тырныаузская разломная зона, прослеженная на территории Центрального Кавказа на протяжении 250–300 км (В.А. Мельников, Е.В. Аксаментов); по данным Е.Е. Милановского [19], разлом “затухает” на востоке у г. Грозного, а на западе выходит далеко за пределы древних пород фундамента. Пшекиш–Тырныаузская тектоническая зона выражена в виде дугообразных структур и занимает секущее положение по отношению к мезозойским и кайнозойским разломам. К северу от нее проходит Хасаутская глубинная разломная зона — самая северная в обнаженной части Кавказа. Она прослежена приблизительно на 350 км от станции Предградной (долина р. Уруп). В зоне развиты раннепалеозойские геосинклинальные формации, подобная геологическая история разлома свидетельствует о заложении разлома более 1000 млн. лет тому назад.

Южный склон Большого Кавказа характеризуется наличием западного и восточного флишевых трогов — свидетельства существования океана в раннем палеозое, который мог характеризоваться островодужной системой [11]. Флишевые трогги рассматриваются и как самостоятельные разломные зоны [2].

Оба генетических направления разломообразования (флишевые трогги и осевые глубинные зоны разломов с оперениями) на территории Кавказской области не только не исключают, но и дают возможность выделить в пределах Кавказа две группы разломов: 1) разделяющие отдельные блоки земной коры и 2) оформляющие отдельные блоки или структурные ярусы.

Рассматриваемые разломы, прослеживаемые на территории региона (вторая группа), выражены в виде зон дробления, тектонических клиньев, тектонических линз (см. рис. 12), которые характеризуются своей собственной геологической историей развития. Разломы характеризуются и разной ориентированностью. Некоторые из них пересекают кору под крутыми, подчас вертикальными углами. В.В. Белоусовым [2] предложено называть вертикальные разрывы коры *взрезами*. Этот термин точно характеризует осевую тектоническую зону Кавказской складчатой области, которую можно назвать зоной глубинных взрезов.

Следующей разновидностью, наблюдаемой на Кавказе, являются пологие или почти горизонтальные разломы со смещениями также в горизонтальном направлении. Автор предлагает их назвать *надрезами*, по аналогии с *взрезами*.

Помимо залегания, взрезы от надрезов в первом приближении отличаются и тем, что они более долгоживущие, по ним возможны знакопеременные движения (одно и то же крыло может то подниматься, то опускаться относительно другого крыла на разных этапах тектогенеза). Сущность же надрезов представляется в виде одного акта при становлении той или иной оболочки земной коры. Движение при этом, по мнению автора, может иметь, ввиду оригинальных генетических особенностей разлома, только один положительный знак.

Взрезы и надрезы — это разломы, характеризующиеся вертикальным и горизонтальным направлением движений. Помимо них, на территории Кавказа существуют крутые разломы с пологими углами направления смещения — *глубинные сдвиги*. Глубинный сдвиг, так же как и взрез, может на разных этапах своего развития быть то правым, то левым, т.е. по нему возможны знакопеременные движения. Разнохарактерность сдвигов может приводить к образованию взбросов и надвигов, которые в последнее время стали совершенно справедливо объединять и отождествлять, так как направления движений по этим разломам идентичные, различие состоит только в величинах углов падений.

На рассматриваемой территории глубинные сдвиги ограничивают отдельные дифференцированно перемещающиеся блоки и занимают поперечное по отношению к общекавказскому направлению положение. Другая часть глубинных сдвигов обладает большей протяженностью и занимает диагональное по отношению к общему простираению складчатой области положение.

С растяжением земной коры связано образование *глубинных раздвигов*. Характеристика раздвигов и взрезв в литературе дана достаточно полно и убедительно. Что касается надрезв, то на их характеристике следует остановиться.

Еще в 1935 г. В.Е. Хаин выделил Казмакрызский надвиг, простирающийся от р. Кудполчай на востоке до горного массива Шахдаг на западе, по которому верхнеюрская толща Шахдагской зоны надвинута на меловые отложения северных участков. На территории Кавказа отмечены тектонические покровы (аллохтоны), подразделяющиеся на гравитационные и не гравитационные. Максимальные амплитуды перемещения тектони-

ческих покровов зафиксированы в Восточном Кавказе (20–25 км); минимальные (2–4 км) характерны для негравитационных покровов.

Эти две группы пологих разломных структур свидетельствуют о наличии в регионе крупных элементов разрывной тектоники горизонтального заложения, которые как бы надрезают земную кору территории Кавказской складчатой области на разных гипсометрических уровнях.

Взаимное сосуществование взрезов и надрезов позволяет сделать очень важное заключение об общем блоковом строении коры и на территории Кавказской складчатой области.

Расшифровка строения отдельных тектонических блоков консолидированной коры находится в прямой зависимости от результатов растягивающих и сжимающих усилий, а также от значительности и возможностей заключительных актов консервации глубинных разломов, оформляющих блоки.

Оформление разломов в период их консервации в завершении каждого этапа тектогенеза представлено соответствующими опережающими системами и сопутствующими элементами складчатой и разрывной тектоники. В свою очередь, развитие тех или иных элементов тектоники в основном зависит от физико-механических и химических свойств горных пород. Так, например, в пластичной среде песчано-глинистых сланцев лучше развиты элементы складчатой тектоники, в кристаллической среде — преимущественно элементы разрывной тектоники, в метаморфизованной среде — элементы складчато-разрывной тектоники.

При выявлении интересных в практическом отношении тектонических блоков среди всех существующих необходимо проводить последовательный анализ материалов по рудным полезным ископаемым с выяснением условий становления месторождений в различной тектоно-магматической обстановке. Из трех стадий развития складчатой области Кавказа — геосинклинальной, орогенной и континентального активного орогенеза — наиболее интересной с промышленной точки зрения является последняя.

Период активизации на Кавказе совпадает со стадией континентального орогенеза, соответственно, с развитием полициклических формационных типов оруденения (по данным Г.А. Кобылева). Это обстоятельство связано с наличием в пределах региона разнообразных генетических типов и рудных формаций четырех четко проявленных металлогенических эпох (Г.М. Ефремов, 1950 г.) — досреднедевонской, герцинской, киммерийской и альпийской — и разнообразием проявленных процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и тектоники [44].

Таким образом, расшифровка строения тектонических блоков возможна при хорошем знании геологии того или иного района с использованием различных методов. На Кавказе, например, достаточно хорошо изучены магнитные и гравитационные поля. При этом характерно, что погруженные участки (Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский и др.) образованы положительными магнитными аномалиями и подчеркнуты гравитационными минимумами; мегантиклинорий Большого Кавказа выражены слабо отрицательными аномалиями и в гравитационном поле этого района обрисовано несколько отрицательных аномалий, расположенных кулисо-

образно, что, вероятно, отражает сложную блоковую структуру толщ фундамента.

Сейсмические исследования также свидетельствуют о неоднородности глубинного строения Кавказского региона [14]. Поверхность Мохоровичича не везде характеризуется идентичными гипсометрическими отметками. Под зоной горст-антиклинория Главного хребта мощность различных комплексов земной коры почти удваивается. Это свидетельствует о различиях в строении коры непосредственно под антиклинорием и прогибами. Данные о значениях граничных скоростей [14] вдоль поверхности фундамента показывают, что он сложен различными образованиями, неодинаковыми по составу. В некоторых участках (например, на поверхности фундамента юрских геосинклинальных толщ Дагестана) отмечается увеличение граничных скоростей до 6 км/с по сравнению с этим же значением вдоль фундамента Скифской плиты (5,2–5,9 км/с). Скоростные характеристики больше на 0,3–0,5 км/с в тех участках, где ранее отмечались магнитные максимумы.

Из представленного по региону материала следует:

1) различия мощностей отдельных слоев коры и условий их залегания свидетельствуют о том, что Кавказская складчатая область характеризует ту группу регионов, окончательная консолидация которых еще не закончена (это подтверждается и Дагестанскими землетрясениями 1975 г.);

2) сочетание оболочечного строения коры Кавказского региона с глубинными разломами (врезами и надрезами) определяет блоковое строение области; линейные и овальные поднятия свидетельствуют о петельчато-решетчатой тектонической форме проявления блоковых структур Кавказа (см. рис. 12).

3) поведение и размещение рудных полей региона находится в прямой зависимости от элементов тектоники, образованных в результате как вертикальных, так и горизонтальных движений (см. гл. IV).

Краткое рассмотрение геологической истории развития наиболее изученных регионов территорий нашей страны показало возможность существования разнотипных тектонических форм проявления блоковых структур. Вместе с тем эти данные подтверждают специфичность каждого морфогенетического типа построек, а также закономерностей ярусного плана распределения оруденения, что подтверждается и на примерах месторождений за рубежом [37, 47].

Так, в случае прямоугольно-решетчатого типа тектонических форм проявления блоковых структур Забайкалья поля оруденения приурочены к местам пересечения различных систем элементов разрывной тектоники с образованием очаговых структур и проявлением ярусности в металлогении.

В случае подковообразных тектонических форм проявления блоковых структур Алтае-Саянской области оруденение приурочено к зонам длительно развивающихся разломов и их оперениям с образованием сводовых и депрессионных структур при возможной ярусности металлогенических зон.

В случае петельчато-решетчатых тектонических форм проявления бло-

ковых структур Кавказа рудные поля прослеживаются в пределах отдельных приподнятых или опущенных блоков разной конфигурации и вытянутых в основном согласно общей ориентировке складчатой области. Тектонические блоки характеризуются элементами складчато-разрывной тектоники и влиянием явно выраженных радиальных и линейно направленных усилий.

Наличие выше перечисленных тектонических форм проявления блоковых структур позволяет говорить о результатах взаимодействия перечисленных элементов глубинной тектоники и свидетельствует об обнаружении различных типов сводово-глыбовых структур. Эти тектонические формы сводово-глыбовых структур проявляют некоторую общность с генетической точки зрения, что позволяет отметить: вторичность проявления блоков, так как они возникают в результате воздействия температуры, давления и ювенильных растворов на уже готовую структуру; послойное расположение сложнопостроенных этажей блоковых структур от древних к молодым — более активным; общность материнского вещества тектонических блоков отдельных регионов. Перечисленные три обстоятельства позволяют назвать тип сводово-глыбовых тектонических форм (блоковых структур) *метатектитовым* *.

* "Мета" обозначает вторичность проявления, и действительно, первоначальное проявление и строение глубинных разломов и их опережий неизвестно. Этим термином Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1937г.) называл структуру, возникшую в результате воздействия температуры, давления, растворов. Слово "тектитовое" строение объединяет "артеритовые" — послойное расположение более древних пассивных и более молодых активных компонентов (Дж. Седергольм, 1913 г.) и "венистовые" — "выпоты" материнского вещества (Хольмквист, 1921 г.). Термин "метатектитовое строение" впервые применен в 1937 г. Шейманом (Scheumann) для обозначения возникновения и развития полосчатых мигматитов.

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА)

Материал предыдущих глав показывает, что блоковая тектоника отождествляет собой неразрывную связь элементов тектоники и формационного состава пород, слагающих блоки. Что касается методов изучения каждого из этих двух факторов (как методов изучения разломной тектоники, так и методов изучения формационного анализа), то им посвящено много работ. Обобщающими являются работы А.Д. Щеглова "Основы металлогенического анализа" (1980 г.), А.В. Пейве и др. "Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР" (1977 г.) и т.д. Методы изучения блоковой тектоники даны на основе конкретных примеров с целью предоставления возможности непосредственного их освоения.

Все известные деформации приповерхностных слоев земной коры выявлены и охарактеризованы с помощью тщательного геологического картирования общего и детального характера при использовании технических методов изучения (горных, буровых и т.д.), геодезических (триангуляции, нивелирования, съемок с помощью геодинетров и т.д.), геофизических (магнитометрии, гравиметрии, сейсмометрии и т.д.), геохимических (геотермии, металлотометрии, геоботаники, абсолютотометрии и т.д.), морфометрических (геоморфолого-структурные и т.д.) и других методов.

Изучение любого тела начинается с установления его параметров, для чего в первую очередь используется его положение в пространстве по осям x, y, z . Для этой цели необходимы данные ориентировочного представления плана деформационных усилий в той или иной точке земной коры (участке) с помощью представления эллипсоида деформации, широко используемого в геологической науке. Эллипсоид деформации, как известно, характеризуется трехмерным измерением по осям А, В, С. Установлено также, что по оси А действуют наибольшие растягивающие усилия, по оси С — наибольшие сжимающие усилия. По всем трем осям возможно образование тектонически ослабленных направлений, которые впоследствии приведут к развитию элементов складчатой, разрывной и глубинной тектоники.

Действительно, если мы рассмотрим строение отдельных регионов земной коры, то можно придти к заключению, что для их территории характерно несколько разноплановых и разносистемных элементов складчатой, разрывной и глубинной тектоники. Элементы тектоники субгоризонтального направления делят регионы земной коры на отдельные ярусы и этажи. Ярусы и этажи разбиты также элементами тектоники в субвертикальном направлении на перемещенные друг относительно друга отдельные блоки пород.

Более детальное рассмотрение и изучение этого, казалось бы, неоспо-

3022

римого положения привело нас к необходимости выяснения внутренней структуры отдельных регионов для выявления связи глубинных структур с приповерхностными и наземными. Результаты этого анализа изложены в одной из работ автора, в которой приведен фактический материал по тектоническому строению Кавказской складчатой области. Из этого материала следует, что совместное проявление элементов первичной (складчатой, разрывной и глубинной) тектоники порождает новый вид — блоковую тектонику. По всей вероятности, элементы блоковой тектоники будут характерны для всех регионов и потребуют в каждом отдельном случае наравне с другими элементами тектоники своей расшифровки. Существенным отличием элементов блоковой тектоники от трех предыдущих элементов первичной тектоники является то обстоятельство, что элементы блоковой тектоники являются как бы их следствием и находятся в прямой зависимости от генезиса, форм проявления и выраженности первичных элементов тектоники.

Вторичность элементов блоковой тектоники вызывает необходимость более тщательного и своеобразного изучения первичных элементов тектоники с целью выявления тектонических форм блоковых структур. Это обстоятельство заставляет начать характеристику методических основ расшифровки элементов блоковой тектоники с изучения их по результатам полевых исследований. В качестве предмета исследований автором была взята складчатая область Кавказа.

ПОЛЕВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Впервые для территории Кавказской складчатой области была сделана попытка составить карту блоковой тектоники на основании анализа геологической изученности района. Это стало возможным в результате использования материалов геологических работ, проведенных предыдущими исследователями, а также автором, за последние двадцать пять лет.

Наиболее разнообразен в тектоническом отношении Центральный Кавказ, осложненный элементами глубинной, складчатой и разрывной тектоники.

Элементы глубинной тектоники

Имеющиеся сведения о глубинном строении региона базируются в основном на материалах интерпретации гравиметрических данных и результатах изучения земной поверхности дистанционными методами.

По этим сведениям Кавказ отображается в рельефе поверхности Мохоровичича в качестве единой депрессии без значительных локальных изменений. Глубины подошвы земной коры в его пределах плавно увеличиваются в северо-восточном и юго-западном направлениях в сторону альпийского структурного этажа на поверхности и варьируют в пределах 35–45 км.

По данным В.А. Раствóровой (1973 г.), рельеф поверхности Конрада в пределах исследуемой территории дифференцирован более значительно, мощность базальтового слоя превышает мощность гранито-метаморфи-

ческого, превышение это повсеместно одинаковое. В других работах дается представление о глубинном строении земной коры территории только в пределах отдельных участков складчатой области, да и то по тектоно-магматическим эпохам.

Изучение глубинного строения земной коры Кавказской складчатой области сводится к подтверждению предположения о надвинутости гранитного ядра в сторону юрских отложений.

Взаимное сосуществование горизонтальной и вертикальной расчлененности коры позволяет распространить это заключение об общем блоковом строении коры и на территорию Центрального Кавказа.

Элементы складчатой тектоники

Центральный Кавказ состоит из нескольких согласно протягивающихся в общекавказском (северо-западном) направлении хребтов. В центральной части области развита зона Главного (или Водораздельного) хребта, за которым на более низких гипсометрических уровнях прослеживается зона Бокового хребта, далее — зоны Скалистого и Пастбищного хребтов.

Зона наиболее сложного Главного хребта подразделена И.Г. Кузнецовым (1951 г.) на четыре подзоны: 1) Южное крыло антиклинория, 2) Главный Кавказский антиклинорий, 3) Штулу-Харесскую депрессию и 4) Баксано-Дигоро-Садонское антиклинально-горстовое поднятие. Наиболее типичным элементом складчатой тектоники для региона Кавказской складчатой области является последнее.

Элементы разрывной тектоники

Центральная часть Большого Кавказа осложнена разрывными нарушениями. Их основные направления, определившие в конечном итоге особенности строения района, следующие:

1. Северо-западные — типа Центральных, Северных и Южных зон разломов, согласные с общекавказским направлением.

2. Северо-восточные — поперечные по отношению к общекавказскому направлению.

3. Другие системы (их насчитывается около девяти) элементов разрывной тектоники, имеющие с региональной точки зрения второстепенное значение.

Нарушения северо-западного простираения. Территория Центрального Кавказа расчленена тектоническими нарушениями северо-западного простираения в основном на трех участках: на южном фланге серией Южных разломов (по территориальному принципу); на северном фланге — Северными разломами (рис. 5) и в сводовой части — серией Центральных разломов (рис. 6).

Нарушения рассматриваемой системы имеют преобладающее северо-западное простираение ($290-310^{\circ}$); падение крутое до вертикального; средняя мощность составляет несколько сотен метров, местами достигает нескольких километров. Зоны разломов прослеживаются на десятки



Рис. 5. Геоморфологическое выражение одного из Северных разломов (район перехода в Пастбищный хребет)



Рис. 6. Геоморфологическое выражение одного из Центральных разломов (район эскарпа Скалистого хребта)

километров и более, нередко они переходят в серию сближенных зон разломов (вдоль эскарпа Скалистого хребта и т.д.), иногда располагаются кулисообразно (район горной вершины Эльбрус и т.д.).

Геологическая позиция и морфологические особенности тектонических нарушений северо-западного простирания свидетельствуют о древнем, по-видимому, докембрийском возрасте их заложения. Восстановить историю их развития чрезвычайно трудно, так как разломы обновлялись неоднократно за время своего существования. Исследователь в состоянии определить лишь конечный характер и конечную амплитуду перемещения по ним. По внешним признакам, как уже говорилось выше, рассматриваемую систему разломов можно подразделить на Центральные разломы, совпадающие с самой высокогорной частью, и разломы, протягивающиеся по северным и южным отрогам хребта.

Центральные разломы характеризуются длительной историей формирования и глубоким заложением. Это можно предполагать вследствие приуроченности к оперяющим их нарушениям интрузий ультрабазитовой магмы, возраст которых определяется как докембрийский [33]. Всего в сводовой части Главного хребта насчитывается по меньшей мере четыре параллельные зоны разломов, отстоящие друг от друга на 2–5 км (район горной вершины Эльбрус). В осевой части Центрального Кавказа наблюдается сближение разломов в виде четко выраженной шовной зоны мощностью 8–10 км, которая в районе горной вершины Казбек опять расщепляется на ряд кулисообразно заходящих друг за друга разломов, выраженных нечетко в породах осадочной толщи мезозоя.

Автором детально изучены морфологические особенности отдельных кулис рассматриваемой серии. У истоков р. Урух тектонические нарушения типа Центральных разломов обнаруживаются по смещению нижнеюрского базального горизонта на 150–250 м. На поверхности разломы фиксируются промоинами, в скальных выходах — представлены в массе как таллазированные и смятыми в порошок с дресвой породами. Мощность зон смятия достигает нескольких сотен метров, контакты с вмещающими породами нечеткие. Элементы залегания мелких прерывистых трещин, слагающих зону разлома данной серии, следующие: падение в основном вертикальное, азимут простирания 305–330°. К северо-востоку от центральной части серии разломов трещины приобретают северо-восточное падение с углом до 70°. Падение мелких трещин к юго-западу от центра зоны в юго-западную сторону — под углами от 55 до 90°. Породы в пределах тектонических зон испытали интенсивный катаклиз и осветление, кое-где наблюдается слабая пиритизация, прослеживаются небольшие по размерам слабо окварцованные участки. Вдоль всей серии Центральных разломов в пределах исследуемой территории наблюдаются выходы кристаллических пород глубинной фации, среди которых выделяется субстрат, образованный кристаллическими сланцами и гнейсами докембрийского возраста, участками переработанных под воздействием гранитоидов верхнепалеозойского комплекса.

Привлекает внимание форма залегания отдельных массивов пород субстрата. Их нельзя назвать жилами, линзами, штоками, шлирами. Форма

их залегания, как правило, вытянутая согласно общекавказскому направлению, вдоль общей направленности Центральных разломов.

Не менее характерно отсутствие резких контактов и остроугольных очертаний и развитие гибридных пород в приконтактных участках. На исследованных автором участках отношение ширины к длине этих тел варьирует в пределах от 1:2 до 1:6.

К площади развития Центральных разломов тяготеют выходы ультрабазитов двух генераций [33], малых интрузий и даек кислого, среднего и основного состава, гидротермальные проявления.

Приведенные данные позволяют считать Центральную серию разломов глубинной разломной зоной.

Разломы отрогов главного хребта также общекавказского простирания, но в отличие от Центральных, они пространственно разобщены. Один ряд из них прослеживается на северных отрогах Главного хребта, другой ряд разломов проходит по южным склонам хребта.

Северные разломы имеют азимут простирания 300° , падение юго-западное, крутое до вертикального. Вдоль нарушений наблюдается полоса сильно дробленных, перетертых, каолинизированных и обожженных пород, в связи с чем общая мощность зоны нарушенных пород достигает 1000 м. В зоне разломов наблюдаются мелкие прожилки кварца и кальцита. Нарушения имеют в большинстве случаев взбросо-сдвиговый характер. По положению в пространстве перемещенных блоков пород можно заключить, что породы лежачего блока были сдвинуты на северо-восток, а более древние породы, располагающиеся к югу от зоны разлома, были надвинуты на более молодые.

Северные разломы не являются единой выдержанной структурой, протягивающейся вдоль всего северного крыла, а вместе с тем и вдоль всего полиметаллического пояса Северного Кавказа. На основании геологических маршрутов по долинам рек Баксан, Чегем, Черек, Псыгансу, Урух, Ардон, Фиагдон, Гизельдон, Геналдон и Терек необходимо отметить следующее:

1) разломы подвержены смещениям по направлениям спрямленных долин рек;

2) наблюдается по меньшей мере два пучка разломов рассматриваемой серии (первый пучок разломов ориентировочно проходит в приконтактной зоне палеозойских кристаллических пород и юрской вулканогенно-осадочной толщи; второй пучок разломов прослеживается под эскарпом Скалистого хребта, участками рассекая и меловые отложения).

Г.М. Ефремов и С.М. Рыпинский относят к числу Северных разломов и зоны смятия, приуроченные к контакту между разновозрастными отложениями, имеющие характер межформационных срывов и движений. Автор не склонен относить последние к типу нарушений, подобных Северным, ввиду их иного характера, малых размеров и нечеткой выраженности.

Разломы типа Северных представлены зонами перемятых пород различного возраста, контакты их нерезкие и устанавливаются только участками, по мере уменьшения степени трещиноватости. Породы, слагающие

эти ослабленные тектонические зоны, смыты и раздроблены. На рис. 5 дается геоморфологическое выражение на местности одного из Северных разломов под эскарпом Скалистого хребта, где они пересекают гранитный массив позднепалеозойского возраста.

Северные ослабленные зоны обнаруживают следы гидротермального изменения, выразившиеся в слабом окварцевании, каолинизации, слабой пиритизации. На всем протяжении разлома в пределах Центрального Кавказа вкрапленность галенита и сфалерита в виде нескольких мелких гнезд размером до 1,5 см можно встретить в районе Садонского месторождения, Гусайтинских минерализованных разломов, а также близ Архоно-Холстинских полиметаллических жил. Сульфиды свинца и цинка в отмеченных участках наблюдались в интенсивно окварцованных дробленных породах, обычно линзобразной формы. Простираение окварцованных линз не согласуется с общим простираением Северных разломов. Недалеко от обнаруженной на Згиде окварцованной линзы, из осветленных перемятых пород были отобраны бороздовые пробы длиной 1 м по центральному участку зоны разлома (всего 107 проб). Спектральными анализами в них обнаружены свинец и цинк от 0,01 до 0,1 %, а также в небольших количествах медь и другие элементы. Такие же содержания полезных компонентов получены при анализе гидротермально-измененных пород района.

Амплитуда смещения по Северным разломам достигает нескольких сотен метров, что легко обнаруживается по положению горизонта базальных конгломератов. Рассматриваемые разломы по простираению испытывают смещения на большие расстояния, достигающие многих сотен метров по поперечным (северо-восточного простираения) нарушениям. Это четко прослеживается в обнаженных речных долинах, имеющих тектоническую природу, когда разлом, отмеченный на одном борту реки, не обнаруживается на противоположном. При картировании отдельных площадей (например, южного фланга Садонского месторождения) было отмечено, что Северные разломы проявляли взбросовый характер с амплитудой в несколько сотен метров и одновременно были смещены поперечными разломами на 500—600 м. Взбросы то распадаются на несколько ветвей (район горы Дадасау-тых), то объединяются (у пос. Галон).

Падение самого Северного разлома (северной ветви) на этом участке юго-западное, с азимутом $190-105^\circ$, угол падения меняется от 80 до 45° . Прекрасно проявленный притертый тектонический шов северной окраины зоны смятия у пос. Галон далее к востоку теряется, распадаясь на несколько притертых швов. Породы осадочной толщи висячего крыла взброса дислоцированы в полосе шириной до 200 м. В районе пос. Садон разлом смещается Главным Садонским рудным разломом северо-восточного простираения примерно на 600 м. Механизм смещения можно представить, например, посредством постепенного ступенчатого перемещения разлома ветвями Главного. На это отчасти указывают геоморфологические данные, так как на площади около 5 км^2 сочленения Главного Садонского разлома с рассматриваемым разломом породы юрской осадочной толщи раздроблены и разноориентированы.

Далее к юго-востоку разлом проявляется у подножия горы Дадасау-тых.

Здесь по нему обнажаются палеозойские граниты с налегающей на них мало мощной толщей лейасового вулканогена и верхнеарскими сланцами. Графические построения свидетельствуют о том, что амплитуда смещения на этом участке составляет около 300 м, азимут простирания $160-170^\circ$, угол падения отдельных тектонических швов, слагающих зону взброса, варьирует в широких пределах от 37 до 86° . Мощность зоны разлома на плане составляет 180 м. Разлом претерпевает еще небольшие смещения на 50 м по ограничивающим швам Бачитско-Ногкауского грабена, имеющего северо-восточную направленность. Далее к востоку разлом проходит по Нузальскому участку, через р. Ардон, по северной окраине Архо-Холстинского рудного поля, смещаясь по долине р. Фиагдон, по нему опускается Гачинская синклиналь, а вместе с нею и Фиагдонские рудные тела. На крайнем восточном фланге в долине р. Терек разлом также подвергается смещению Дарьяльским нарушением на несколько сотен метров к югу.

На отдельных участках в зону разлома втянуты мало мощные останцы вулканогенного горизонта и пород песчано-сланцевой толщи.

К западу, в районе Згидского месторождения, разлом также имеет взбросовый характер (В.И. Сорокин, 1958 г.) с падением сместителя к юго-западу под углом 65° .

Южные разломы мало чем отличаются от Северных, поэтому нет необходимости в более детальной их характеристике. Южным разломам чужды интрузивная деятельность и рудоносность. Контакты их также нечеткие. Единственное отличие — в падении: Южные разломы имеют более пологое падение.

Из характеристики общекавказских разломов следует, что Центральная серия разломов относится к числу разломов первого порядка, имеющих глубинное заложение; Северные и Южные разломы — к числу разломов второго порядка.

Характеристика общекавказских разломов была бы неполной, если бы мы не отметили наличие в пределах территории разломов, согласных с рассматриваемыми и имеющих третий и более высокие порядки. Так, например, из описания Тырныаузской мобильной зоны следует, что она расчленена на три неодинаковых тектонических блока нарушениями более высоких порядков, согласных вытянутости самой мобильной зоны. Разломы третьего порядка можно также отнести к числу долгоживущих, так как они контролируют дайковые образования порфиритового состава. Е.В. Аксаментов относит эти разломы к числу рудоконтролирующих.

* * *

В заключении можно отметить следующее:

- 1) разломы общекавказского направления относятся к числу долгоживущих;
- 2) имеют сложный взбросо-сдвиговый характер (местами шарнирный) с амплитудой смещения в несколько сотен метров и сами подвергаются смещениям в основном в юго-восточную сторону по поперечным по отношению к общекавказскому простиранию разломам.

Нарушения северо-восточного простирания. Трещинные структуры се-

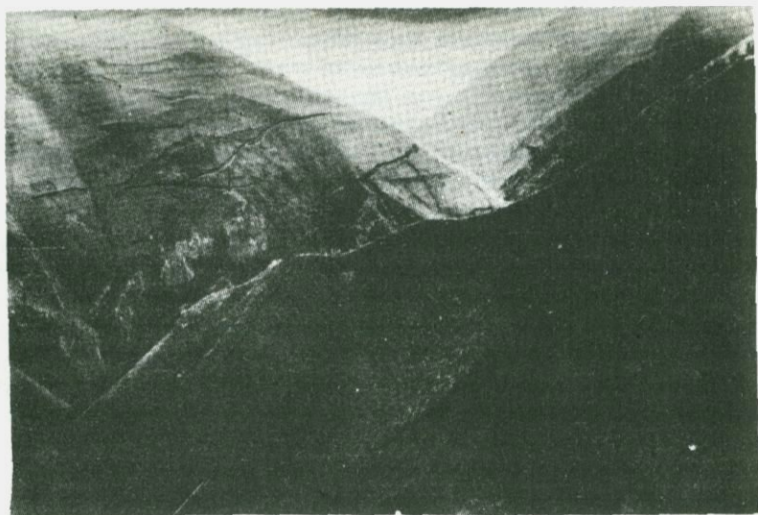


Рис. 7. Геоморфологическое выражение одного из поперечных к общекавказскому направлению разломов, проводимых вдоль долин рек

веро-восточного простирания до сих пор подвергались систематизации. Результаты проведенных автором полевых и аналитических работ свидетельствуют о наличии непосредственно в пределах Центрального Кавказа тектонических нарушений северо-восточного простирания по меньшей мере двух порядков: второго и третьего.

Нарушения второго порядка были выделены на Центральном Кавказе многими исследователями [19, 42], а также собственными полевыми наблюдениями автора и по результатам геофизических и дистанционных методов исследований.

На существование крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания в районе впервые указал Л.А. Варданянц, который высказал предположение о тектонической природе долин рек Геналдон, Гизельдон и Фиагдон. Впоследствии этот вопрос никем не рассматривался и даже на геологических картах не отмечались поперечные по отношению к общекавказскому направлению разрывы северо-восточного простирания.

В настоящее время накопленный фактический материал позволяет отметить поперечные разломы северо-восточного простирания вдоль спрямленных долин некоторых рек территории Центрального Кавказа (рис. 7). По отдельным разломам определяются величины амплитуд смещения, варьирующие в пределах нескольких сотен метров. В пользу поперечных разломов по отношению к общекавказскому простиранию свидетельствуют следующие обстоятельства.

1. Затухание пликативных структур происходит в направлении от долин рек. Сотрудниками ЦНИГРИ отмечается, что Ханикомская складка затухает постепенно к востоку, а у долины р. Фиагдон она обрывается

резким уступом. Подобная морфология есть не что иное как отражение элементов разрывной тектоники фундамента в 2,5-километровой толще сланцев в направлении, согласном долине р. Фиагдон. Последняя имеет общую северо-восточную направленность.

2. На берегах р. Геналдон обнажаются разновозрастные отложения: на правом берегу — раннеааленские, на левом — тоарские. По мнению Е.М. Некрасова, по долине р. Геналдон намечается амплитуда вертикального смещения в несколько сотен метров. Другим примером могут служить данные С.М. Рыпинского по долине р. Фиагдон, здесь (в районе Цмитинского рудопроявления и на участке развития Даллагкау-Тменикауского разлома) также намечаются разновозрастные толщи. В районе Даллагкауского разлома на правом берегу р. Фиагдон отмечаются выходы нижнеааленских отложений, а на левом — тоарских и т.д.

3. О тектонической природе долин рек свидетельствуют и дайковые образования аплитовидных гранитов (по данным П.А. Полквого).

4. Многочисленные выходы горячих минерализованных источников являются также подтверждением тектонической природы долин рек.

На северном склоне Центрального Кавказа рассматриваемые северо-восточные разломы намечаются на долинах рек Малки, Баксана, Чегема, Ардона, Фиагодона, Геналдона, Терека, по разветвленной долине Черека (два разлома), по каньону долины р. Урух.

На южном склоне намечаются разломы к югу от истоков р. Кубани, по долинам рек Ингури (два), Цзенис-Цхали, Риони (три), Квирила, Зруг, Большой Лиахви, Малый Лиахви, Меджуди, Арагви (два) [42].

Эти разломы установлены на основании перечисленных выше четырех косвенных признаков, морфоструктурного анализа и результатов геофизических и дистанционных методов исследований.

По разломам северо-восточного простирания смещены зоны разломов общекавказского простирания, типа Южных и Северных. Существенных закономерностей во взаимоотношениях между общекавказскими и транскавказскими разломами, помимо возрастных, выявить не удалось. Можно лишь отметить, что исследуемые разломы имеют более молодое происхождение, по сравнению с Южными и Северными. Однако это обстоятельство также нельзя считать окончательно установленным, так как разломы обновлялись неоднократно.

Вместе с тем рассматриваемые разломы не пересекают серию Центральных разломов общекавказского направления, а как бы отходят от них. Это положение позволяет автору предполагать, что выявленная серия северо-восточных разломов является как бы оперением Центральной серии общекавказских разломов, подновляющихся во время каждой фазы тектогенеза.

Нарушения третьего порядка, равно как и диагональные разломы третьего порядка, образовались и относятся, по всей вероятности, к числу вторичных разломов местного значения.

Как уже отмечалось, с консолидацией складчатой области связано образование разломов общекавказского простирания. Очередность образования этих разломов зависела от времени остывания магмы. Наиболее

ранние разломы, по-видимому, были значительно обогащены газовой жидкими компонентами. Одновременно эти разломы должны были располагаться близко к осевым плоскостям центрального поднятия. Вместе с тем окончания разлома (как с северо-западной, так и с юго-восточной стороны) выражались в рельефе на едином гипсометрическом уровне. В свою очередь, величина гипсометрического уровня равнялась нижнему пределу распространения разлома. Кроме того, в обоих окончаниях глубинного заложения разлома должны были развиваться оперяющие разломы более низкого порядка, чем основной, так как глубинный разлом не может оканчиваться выклинивающимся швом в силу своей масштабности. Окончание глубинного разлома представляется в виде местного взрыва, рассекающего во все стороны окружающую породу дизъюнктивными нарушениями низкого порядка, являющимися как бы оперениями основного разлома. Однако в расположении их должны существовать свои закономерности, связанные генетическими особенностями заложения.

Во-первых, ввиду того что разломы являются как бы отдушниками богатой газовой жидкими компонентами магмы, эти компоненты при отделении должны консервироваться в разломах более высоких порядков (выделению же газовой жидких компонентов благоприятствует процесс остывания самой магмы).

Во-вторых, наиболее крупные скопления газовой жидких компонентов, а вместе с ним и возможные промышленные концентрации рудных минералов могут локализоваться в зарождавшихся раскрытых трещинах-разрывах, перпендикулярных к направлению основного разлома, так как в этом направлении развивается ось *S* эллипсоида деформации, согласно которому действуют сжимающие усилия. В данном случае простирание основного разлома имело общекавказское направление. Таким образом, наиболее интересные с промышленной точки зрения рудовмещающие разломы должны простираться по азимуту 20—40° и характеризоваться более или менее четкими очертаниями, благодаря взрывному характеру заложения разломов (особенно в кристаллических породах).

В-третьих, при повышенных температурах и обильных скоплениях газовой жидких составляющих могло происходить коренное изменение вмещающих пород. Так, например, на территории Тырныаузского рудного поля происходило скарирование и кристаллизация вмещающих известняков и доломитов.

В-четвертых, закономерности в расположении нарушений местного взрыва окончания глубинных разломов могут зависеть от окружающей структурной обстановки. Так, на южном склоне Главного Кавказского хребта разломы третьего порядка проявлялись в ином структурном плане, нежели на северном склоне. Этому способствовала надвинутость кристаллического субстрата к северу. Из числа разломов третьего порядка автором охарактеризован Главный Садонский (см. рис. 15).

Третья группа элементов разрывной тектоники. Из систем третьей группы нарушений заслуживают внимания минерализованные нарушения субширотного простирания, заложенные в герцинскую эпоху тектогенеза (девон — триас), в позднепалеозойское время — время консолидации гранитного ядра и развития в апикальных частях трещин расширения, запол-

нявшихся минеральным веществом в более позднюю киммерийскую эпоху тектогенеза, и четыре системы трещин киммерийской и позднеальпийской эпох:

- 1) субширотного простирания с крутыми углами падения;
- 2) северо-западного простирания с пологими углами падения;
- 3) северо-восточного простирания с крутыми углами падения;
- 4) субмеридиональных с крутыми углами падения.

Минерализованные разрывы субширотного простирания. История формирования минерализованных субширотных разрывов, их генетические и морфологические особенности, связь с дайковыми образованиями даны в гл. III. Условия распределения в них оруденения, физико-химические условия отложения руд и другие вопросы вкратце будут даны в гл. V в связи с тем, что они являются рудовмещающими. Здесь укажем лишь на то, что заложение субширотных трещинных структур связано с затухающим процессом складкообразования в районе, когда в апикальных частях антиклиналей проявлялись растягивающие условия (Э.М. Цирихова, 1964 г.). Нарушения широко развиты в пределах изучаемой территории, характеризуются небольшой протяженностью (несколько сотен метров) и имеют падение в сторону осевых плоскостей элементов складчатой тектоники.

Первая система пострудных трещин имеет субширотное простирание и крутые углы падения, прослеживается повсеместно на участках развития первых четырех комплексов пород: верхнепалеозойских гранитов, нижнеюрской вулканогенно-осадочной толщи, меловых известняков и палеоген-неогеновых вулканогенных образований. Иногда эти трещины залегают согласно с рудными зонами как по простиранию, так и по падению. Нередки случаи даже противоположного их падения. Так, например, первую Сулардонскую минерализованную зону близширотного простирания сечет согласная пострудная трещина. С поверхности нарушение прослеживается вдоль всяческого зальбанда минерализованной зоны, а на более глубоких горизонтах нарушение обнаруживается у лежащего зальбанда рудной зоны (при мощности минерализованной зоны около 10 м и разницы в гипсометрических уровнях поверхности 115 м). Эти данные свидетельствуют о том, что заложенные в более раннюю герцинскую эпоху тектогенеза ослабленные структуры имели место.

Вторая система пострудных трещин еще больше осложняет морфологию минерализованных структур. По ним наблюдаются смещения рудных зон и жил на небольшие расстояния (1—4 м). Иногда наблюдается ступенчатое смещение жил по серии пологих сдвигов или надвигов с разными углами падения. Очень часто они образуют сложную сеть, в которой трудно выявить какую-либо закономерность перемещений. Во многих случаях в одном и том же забое наблюдается несколько смещенных по отношению друг к другу блоков рудного тела, преимущественно в направлении острого угла, образованного линиями направлений нарушения и рудного тела.

Третья система пострудных трещин имеет северо-восточное простирание и характеризуется небольшими амплитудами смещения, достигающими нескольких десятков метров. Такие пострудные трещины фиксировались автором в районе Дадасауских жил. Здесь нарушения выражены се-

рией параллельных тектонических швов, образующих зону нарушения. В этой зоне наблюдаются более мелкие трещины, согласные с основными. Трещины заполнены глиной трения или дробленным материалом. В зонах дробления часто можно встретить более мелкие трещины несогласного с основными залегания. Так, в Бачитско-Ногкауской депрессии максимальная амплитуда смещения выявлена С.Ф. Чернопятовым и равна 30–40 м. Общее простирание тектонической зоны 40° , падение юго-восточное под углом 65° . Общая прослеженная протяженность по простиранию около 5 км, средняя мощность около 250 м.

Четвертая система пострудных нарушений имеет субмеридиональное простирание; близка к третьей системе, но в отличие от нее характеризуется сравнительно небольшими амплитудами смещения, редко достигающими 10 м. По простиранию они прослеживаются также на небольшие расстояния — до первых сотен метров. Выклинивание их происходит чаще всего на серии мелких трещин.

Рассмотренный материал по характеристике основных элементов глубинной, складчатой и разрывной тектоники территории центральной части Большого Кавказа позволяет сделать следующее заключение.

Если принять складчатое сооружение типа Главного или Скалистого хребта за складку первого порядка, то складки типа Тырнауэзской, Садоно-Унальской приобретут значимость складок третьего порядка, так как складчатые сооружения типа Баксано-Дигоро-Садонской будут относиться к элементам складчатой тектоники второго порядка. В свою очередь, складки третьего порядка распадаются на более мелкие.

В период формирования складчатого сооружения образовывались складки четвертого порядка, характеризующиеся брахиформным строением и имеющие в основном субширотное простирание. В сводовых частях поднятия при консолидации гранитного ядра возникали системы субширотных трещин растяжения. Вслед за этим или может быть почти одновременно закладывались согласные простиранию самого поднятия региональные разломы — Северные и Южные. Простое строение поднятия осложнено поперечными нарушениями, которые прослеживаются на границах вышеупомянутых складчатых структур поднятия третьего порядка.

Таким образом возникла глыбовая структура поднятия. При этом одни блоки пород оказались приподнятыми, другие — опущенными.

Отмеченные черты геолого-тектонического строения области достаточно убедительно свидетельствуют о ее горст-антиклинальной структуре.

В условиях постоянно действующего стресса происходили неоднократные обновления всех систем тектонических нарушений, развивающихся в горст-антиклинали. В предкелловейскую фазу тектогенеза системы тектонических трещинных структур четвертого порядка северо-восточного простирания (а также субширотного) служили вместилищем оруденения.

Приведенные данные позволяют наметить структурно-металлогеническую зональность, по-видимому, свойственную молодым складчатым областям типа Кавказа. Зона интрузивного магматизма, протягивающаяся в ядерно-центральной части Главного хребта, согласна общекавказскому

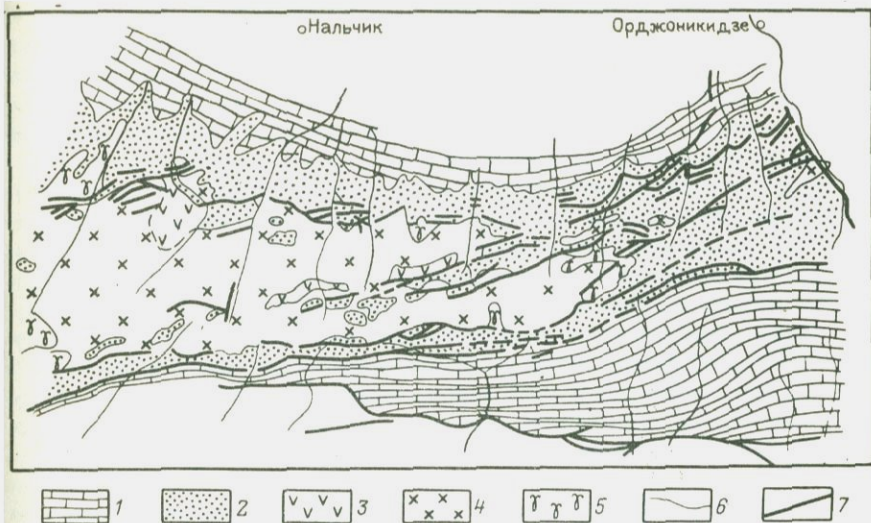


Рис. 8. Схематическая геологическая карта центральной части Большого Кавказа
 1 — известняки мела; 2 — песчано-глинистые сланцы средней и верхней юры; 3 — породы вулканогенного горизонта нижней юры; 4 — граниты верхнепалеозойские; 5 — древние кристаллические породы; 6 — реки; 7 — разломы

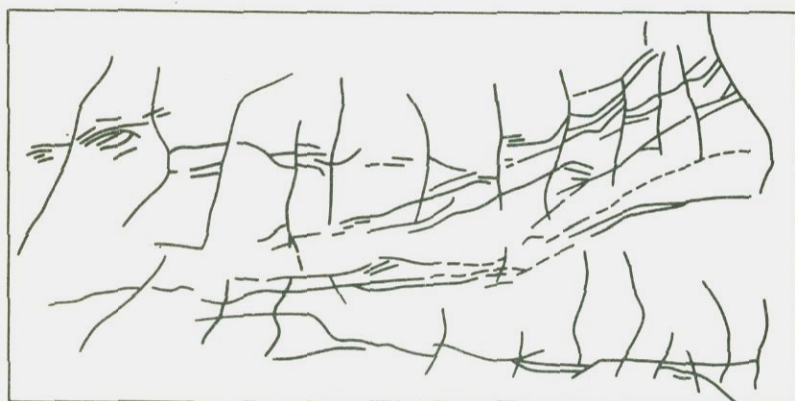


Рис. 9. Прямоугольно-решетчатое строение Центральной части Большого Кавказа

направлению. Зона не представляет интереса с промышленной точки зрения, так как структур третьего порядка здесь не наблюдается, а оруденение в основном связано со структурами третьего порядка.

Зона развития общекавказских разломов глубинного происхождения Северного и Южного склонов характеризуется наличием тектонических блоков, несущих оруденение с образованием целых поясов рудных полей. Площади оруденения приурочены к флангам развивающихся один за дру-

гим по мере остывания магматического очага боковых разломов глубинного происхождения. Именно эти места явились отдушинами скапливающихся по мере остывания магмы газово-жидких компонентов, прорывающих наиболее ослабленные участки. На этих участках и прослеживаются разрывы, образованные при разгрузке напряженного состояния окраинных частей боковых разломов.

Представленная структурно-металлогеническая зональность согласуется в своем выражении с выделенными ранее металлогеническими зонами [1, 45], подчинена ранее выделяемым структурно-фациальным зонам и положению секущих их крупных поперечных к общекавказскому направлению разломов второго порядка.

На рис. 8 дана схематическая геологическая карта, составленная по материалам предыдущих исследователей и наблюдениям автора. Здесь четко проявлены система разломов общекавказского простириания и обрывки транскавказской системы нарушений. На рис. 9 отмечены нарушения северо-восточного простириания — поперечные общекавказскому направлению. В результате сочетания общекавказской и транскавказской систем разломов на территории Центрального Кавказа выявляется наличие прямоугольно-решетчатого типа сводово-глыбовых тектонических форм [42].

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Для изучения геофизического строения Центрального Кавказа использовались гравиразведка, магниторазведка, на отдельных участках — различные модификации электроразведки и сейсморазведки, в том числе глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ).

На Кавказе развиты структурные зоны двух типов: геосинклинального и орогенного (одна из последних стадий развития геосинклинали на стадии восходящих движений). Антиклинорная зона Главного Кавказского хребта относится, по данным геофизических исследований, к инверсионному типу и сложена гранитными батолитами и вулканогенно-осадочными толщами.

Антиклинорий характеризуется отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Зоны внутренних межгорных прогибов (синклинии инверсионного типа), выполненные орогенными образованиями, отражаются, как правило, положительными аномалиями силы тяжести и переменными аномалиями магнитного поля (Осетинская депрессия на северном склоне, Куринский прогиб южного склона и др.).

Анализ строения и развития геосинклиналей отражен в многочисленных трудах советских и зарубежных ученых: В.В. Белоусова, Ю.А. Косыгина, М.В. Муратова, Ж. Обуэна, А.В. Пейве, Н.М. Сеницына, А.Л. Яшина, В.И. Смирнова, В.Е. Хаина, Н.С. Шатского, Г. Штилле и др. По данным этих исследователей, геосинклинальная система в процессе своего развития проходит три основных этапа: собственно геосинклинальный, переходный и орогенный. Эти этапы развития представляют собой комплекс тесно связанных и взаимообусловленных явлений тектонической

истории складчатой области палеозойского возраста. Каждый из этих этапов отражается в результатах геофизических методов поисков и характеризуется определенной величиной аномалий соответствующего знака, косвенно определяющих размерность фации, формации и мощность осадочных, метаморфических и магматических пород.

Итогом развития геосинклинальной области является превращение ее в складчатую область, состоящую из структурно-формационных зон и крупных тектонических блоков, ограниченных на территории Центрального Кавказа тектоническими нарушениями двух основных направлений (северо-западного и северо-восточного), наличие которых подтверждается результатами как гравиразведки, так и магнито- и сейсморазведки. Активность этих тектонических блоков продолжается до "окончательного оформления" геосинклинальной системы в целом.

Тесная связь между тектоническими блоками и формационным составом слагающих их образований создает благоприятные условия для расчленения верхней части земной коры по плотности и магнитной восприимчивости. Это обстоятельство находит четкое выражение в гравитационном и магнитном полях в виде аномалий разного знака, размеров и интенсивности.

Анализ проведенных геофизических работ на территории Центрального Кавказа показывает, что средние значения плотностей и магнитной восприимчивости пород однотипных структурных зон достаточно близки.

На основании подмеченной закономерности, а также геофизических разрезов, составленных М. А. Выгоднером и А.Ж. Индароковым, в современном строении складчатой области Центрального Кавказа автором были выделены структуры горстового типа, разделяющие впадины унаследованно-наложенного типа.

В гравитационном поле горсты отображаются максимумами силы тяжести, в магнитном — преимущественно положительными аномалиями. Наиболее крупными и вместе с тем четко выраженными являются Эльбрусский и Казбекский горсты, Джавахетский вулканический горст (нагорье) и др.

Крупные грабены и грабен-синклинали выражаются в геофизических полях не менее четко, чем горсты, но характер поля над ними зависит от состава и мощности образований, выполняющих грабены. В случае заполнения грабенов молодыми, относительно слабо уплотненными терригенно-карбонатными отложениями они отображаются минимумами гравитационных полей. Когда же грабены выполняются плотными эффузивно-осадочными и интрузивными комплексами, над этими зонами отмечаются максимумы силы тяжести (разнопорядковые грабены — Куринская, Ринская, Осетинская и др.).

Ввиду неполного покрытия изучаемой территории геофизическими полями имеющиеся наиболее интересные результаты геофизических работ использованы нами при составлении карты блоковой тектоники (см. рис. 12). На основании приведенного материала следует:

1) геофизическими методами подтверждается широкое развитие в районе основных направлений тектонических нарушений: северо-западного

(общекавказского) и северо-восточного разломов; эти данные еще раз подтверждают прямоугольно-решетчатый рисунок блокового строения территории Центрального Кавказа;

2) по результатам расчленения верхней части земной коры области (по плотности и магнитной восприимчивости) намечается развитие поднятых (горстообразных) и опущенных (грабенообразных) участков.

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ

При изучении блоковой тектоники автором были использованы аэрофотоматериалы и снимки территории из космоса, тектонические карты отдельных участков территории, составленные на основе результатов дешифрирования аэрофотоматериалов Ю.А. Кузнецовым и В.И. Маруничем. Дешифрирование материалов космических снимков было проведено Н.А. Гусевым.

При изучении региональной структуры Центрального Кавказа автором использованы следующие материалы из космоса: инфракрасные снимки с американского искусственного спутника Земли (ИСЗ) "NOLL-2", телевизионные изображения с ИСЗ "Метеор" и серия фотоснимков с пилотируемого космического корабля (ПКК) "Союз-9".

Инфракрасные снимки очень мелкомасштабные, охватывают огромную территорию юга Русской платформы, полностью Кавказский хребет, Закавказье, Малый Кавказ и значительную площадь прилегающей с юга территории Турции и Ирана. Контрасты на изображении связаны со светлыми (холодными) и темными (более теплыми) тонами. В горной части контрасты обусловлены в основном гипсометрическим положением отдельных участков поверхности.

На схеме, составленной по результатам дешифрирования инфракрасных изображений, выделяются следующие элементы структуры территории Центрального Кавказа: ось Транскавказского поднятия, гора Эльбрус, гора Казбек, Дзирульский массив, Главный Кавказский антиклинорий, крупные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений.

На схеме, составленной по результатам дешифрирования телевизионного изображения системы ИСЗ "Метеор", отчетливо дешифрируются крупные элементы структуры Центрального Кавказа, крупные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений (см. рис. 10).

На схеме, составленной по результатам дешифрирования космических фотоснимков с ПКК "Союз-9", выделяются следующие структурные элементы рассматриваемой территории: предполагаемое положение оси Транскавказского поднятия, предполагаемое положение серии разрывных нарушений Чорох-Куринско-Казбекской зоны, Дзирульский массив, южное обрамление Центрального Кавказа и система северо-восточных крупных разрывных нарушений.

Рассмотренные структурно-тектонические схемы не противоречат друг другу, а взаимно дополняются. Анализ имеющегося материала приводит нас к следующему заключению.

Рассмотрение конкретно каждого из бесчисленного множества линейных и дугообразных образований, вырисованных по результатам изучения территории Центрального Кавказа на расстоянии с их прерывистым выражением, не представляется возможным и правильным. Однако на основании многочисленных исследований создается впечатление, что перечисленные выше структурные элементы в конечном и наиболее полном своем выражении подтверждаются на всех качественно различных материалах.

На инфракрасных изображениях четко выделяются Казбекский и Эльбрусский вулканические комплексы, приуроченные к наиболее возвышенной части всего Кавказа, прямолинейные в горной части долин рек Баксан и Ингури крупные разрывные нарушения северо-восточного простираения. Эти разрывы на имеющихся геологических картах не проведены. Автором же они интерпретируются в предыдущих главах на основе фактических данных (четыре условия) как разломы, поперечные по отношению к общекавказскому направлению и имеющие северо-восточную направленность. Обрамляет территорию Центрального Кавказа Дзирульский массив кольцевого строения. По южной границе Дзирульского массива Транскавказское поднятие пересекает другой элемент структуры рассматриваемого региона — Чорох-Куринско-Казбекскую зону разрывов, которая дешифрируется наиболее отчетливо на телевизионном изображении и фотоснимке с ПКК "Союз-9". Этот факт свидетельствует о том, что Транскавказское поднятие — наиболее молодой элемент структуры района, но так как по нему не наблюдается сколько-нибудь ощутимого смещения зоны указанных разломов, то можно предположить, что эта зона разломов является до некоторой степени следствием самого Транскавказского поднятия. Если последующие данные подтвердят это предположение, то можно будет сделать заключение о том, что крупные разломы северо-восточного простираения являются не чем иным как оперениями цепей молодых вулканических поднятий типа Транскавказского или Эльбрус-Казбекского (это же подтверждается полевыми наблюдениями).

На крайнем юге, в районе развития Джавахетского вулканического нагорья, по линии Транскавказского поднятия территория Кавказской складчатой области ограничивается крупной кольцевой структурой со сложным вулканическим массивом Арагац в центре. Четкий кольцевой рисунок и проявление вулканизма в обрамлении и центральной части депрессии позволяют предположить вулкано-тектонический характер всей структуры.

Наиболее обширная информация о разрывных нарушениях получена из результатов дешифрирования телевизионного изображения, приведенного на рис. 10. Полученная структурно-тектоническая схема достаточно четко выявляет наличие секущих Главный Кавказский хребет крупных разломов, которые пространственно увязываются с долинами рек. Юго-западная часть Центрального Кавказа ограничивается дугообразными разломами, обрамляющими Колхидскую низменность. Их появление, по видимому, связано с опусканием Черноморской впадины. Далее к юго-востоку рассматриваемой территории достаточно четко прослеживается серия разломов северо-восточного простираения, соответствующая Курино-Казбек-

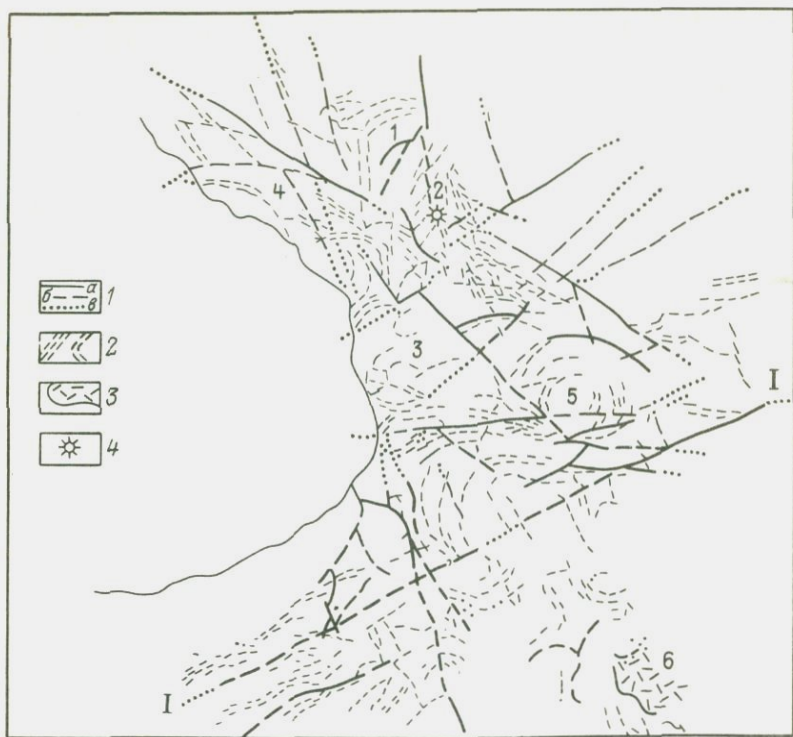


Рис. 10. Структурно-тектоническая схема Западного Кавказа, Центрального Кавказа, Западного Закавказья, части северо-восточной Турции, составленная по материалам дешифрирования телевизионных снимков ИСЗ "Метеор" по Н.А. Гусеву

1 — разрывы: а — уверенно дешифрируемые и подтвержденные исследованиями в поле, б — дешифрируемые и подтвержденные в поле частично, в — предполагаемые разрывы; 2 — закономерно ориентированные элементы ландшафта; 3 — области распространения молодых вулканических аппаратов; 4 — вулканы. Цифрами на схеме показаны: 1 — Ставропольское поднятие; 2 — гора Эльбрус; 3 — Колхидская низменность; 4 — дугообразные разломы, в том числе обрамляющие Черноморскую впадину; 5 — Дзирульский массив; 6 — вулканическое нагорье Арагац; I—I — Чорох-Куринско-Казбекская зона разрывных нарушений

ской тектонической зоне разломов. В районе Дзирульского массива тектонические нарушения прослеживаются южнее и далее увязываются с Эрушетским вулканотектоническим поднятием. На прилагаемом рисунке вырисовывается предельно ясно также и серия разломов северо-западного, общекавказского простирания. Вся серия выражена двумя параллельными линиями разломов, которые на западной окраине Кавказа переходят в единую зону. Наиболее интересна с тектонической точки зрения область, заключенная между двумя параллельными общекавказской направленности разломами. Здесь расположены гора Эльбрус, центр и северная окраина Дзирульского массива, гора Казбек, несколько систем сближенных тектонических зон.

Отчетливо дешифрируются на изображении и другие элементы тектонического строения, но их расшифровки автор не касается ввиду того что они не вносят новизны в тектоническое строение Центрального Кавказа.

На структурно-тектонической схеме дешифрирования космического снимка, полученного с ПКК "Союз-9", выделяются фрагменты крупных зон разрывной тектоники региональной структуры Кавказа и четвертичных вулканических сооружений на фоне ровных базальтовых плато. Вырисовываются центры вулканической деятельности, положение оси Транскавказского поднятия и Чорох-Куринско-Казбекская зона разрывных нарушений. Северная граница Колхидской низменности имеет, по данным дешифрирования, тектонический контакт с антиклинорием Большого Кавказа по глубинному разлому общекавказского простирания. В северной части территории, вплоть до поперечной общекавказскому простиранию долины р. Ингури, этот разлом состоит из серии ступенчатых и дугобразных разрывов. Нарушения прямолинейны, что, по видимому, обусловлено наличием поперечных секущих разломов и оползневых сбросовых смещений в сторону Черноморской впадины. По северной границе Мегрельской впадины разломы уверенно дешифрируются по прямолинейному уступу и далее по менее отчетливым признакам могут быть проведены до южной границы Дзирульского массива по долине р. Чхеримела. Долина р. Риони и Рачинский хребет позволяют наметить Дзирульский массив в виде кольцевого поднятия. Намечается явно тектоническая природа каньона р. Цабхарис-Цхали, рассекающего центральную зону Аджаро-Имеретинского хребта. О его тектонической природе свидетельствуют прямолинейная направленность долины и наличие линеаamenta на его продолжении в районе южного склона, прослеживающегося на несколько десятков километров.

Собранные данные свидетельствуют о том, что на территории Центрального Кавказа отчетливо дешифрируются крупные разрывные нарушения северо-восточного простирания, характерные своей прямолинейностью и протягивающиеся вдоль долин горных рек как к северу от Главного Кавказского хребта. (по Баксану), так и в южную сторону (Ингури, Цабхарис-Цхали и др.). Кроме того, четко выделяются крупные разломы северо-западного простирания, согласные с общекавказским простиранием. Ясно выражена направленность оси Транскавказского поднятия, которая проходит через Эльбрусский вулканический комплекс и сечет Эльбрус-Казбекскую гряду вулканических центров, простирющуюся согласно общекавказскому направлению. Система крупных северо-восточного простирания разрывных нарушений как бы отходит от цепей вулканических поднятий типа Транскавказского и Эльбрус-Казбекского, являясь опениями вулканических цепей.

Фотографирование поверхности Центрального Кавказа с больших расстояний показало, что глубинные разломы действительно представляют собой характерные структурные элементы глобального плана и заслуживают самого тщательного исследования. В результате рассмотрения имеющегося материала можно отметить следующее:

1) четко проявлены две системы разломной тектоники (северо-западного и северо-восточного простираний).

2) в "сопряжениях" и "пересечениях" разных систем разломной тектоники вырисовываются структуры и вулcano-тектонические поднятия кольцевого строения;

3) первые два вывода позволяют отметить наличие петельчато-решетчатого строения структурно-тектонических форм области.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД

Впервые для расшифровки возможного блокового строения складчатой области автором применен метод морфометрического анализа (по А.В. Орловой [23], с некоторыми изменениями).

На основании проведенного анализа выявлены две системы разломной тектоники: 1) древняя, общекавказского направления и 2) относительно молодая, секущая первую. Намечаются также две фокальные зоны: Транскавказская и Эльбрус-Казбекская (первая, по-видимому, более молодая). От этих зон отходят разные системы разрывной тектоники. Выявляется характерное блоковое строение территории Центрального Кавказа по серии поперечных и продольных по отношению к общекавказскому простиранию разрывных тектонических структур. Выделено 74 тектонических блока, из которых одни оказались опущенными, другие — приподнятыми, третьи — в более сложном положении (ундуляция и т.д.).

За последние два десятилетия возрос интерес к истории развития тектонических структур разных горизонтов земной коры, а также к вопросам связи приповерхностных структур с элементами рельефа Земли. Обсуждаемая проблема обусловлена как с научной точки зрения (необходимостью познания причинности тектонических процессов и закономерностей формирования структуры земной коры), так и с практической (обоснованием поисков месторождений полезных ископаемых).

Формирование тектонической структуры земной коры и рельефа ее поверхности позволяет на основании выявленных связей между ними по одному компоненту судить о другом. Это единство использовала А.В. Орлова для создания карт блоковой тектоники отдельных участков коры. Сама идея создания подобных карт морфометрическим методом возникла в 1924 г. (Ренк В., 1924). При этом обсуждались проблемы расшифровки тектонической структуры Земли, ее эволюция по результатам изучения строения земной поверхности и действующих на ней экзогенных рельефообразующих процессов. К настоящему времени в геоморфологии оформилось морфоструктурное направление на основе этой идеи [22]. Этот метод широко применяется в настоящее время для изучения геологических особенностей строения рудоносных районов. Автором данная методика использована для анализа блокового строения территории Центрального Кавказа (междуречья Кубани на северо-западе и Сунжи на юго-востоке). Суть процесса исследования заключается в составлении нового типа палеогеологической карты. Здесь восполняется вид палеогеологических построений новым звеном, целью которого является рассмотрение на основе поверхностного (картографического) отображения истории развития магматизма и его связи с другими геологическими явлениями во времени.

При проведении автором настоящего анализа обнаружилось, что для

3025

территорий с резко расчлененным рельефом, к числу которых относится и Кавказ, разница выделяемых опорных горизонтов должна превышать 200 м, тогда как по используемой методике за единый блок пород приняты участки площади, в пределах которых разница выделенных опорных высот не должна превышать 200 м. Различные варианты составленных карт позволили выявить наиболее оптимальную разницу между выделенными опорными высотами для складчатых областей типа Кавказа в 1000 м. Используемая методика была также дополнена специальным изучением последовательности проявления блоковых структур и выяснением последовательности и режима вертикальных колебательных движений. Этому способствовало большое количество фактического материала, собранного за последние годы на территории Кавказа.

Перечисленные допущения (изменения) в существующей методике были необходимы, так как методикой предусматривается рассмотрение не складчатых областей и, кроме того, определение минимальной разницы в высотах, достаточной для обособления какого-то участка площади в отдельный тектонический блок, необходимо проводить в пределах зримой территории соответствующего масштаба карты. Зримая же площадь на плане при наличии скального рельефа всегда будет охватывать не одну сотню метров вертикального перепада гипсометрических уровней поверхности. В связи с этим оказалось, что 1000 м — наиболее удобная минимальная разница в высотах для случая резко расчлененного рельефа. Все остальные определения и весь анализ проведены по методике А.В. Орловой без существенных поправок.

Вслед за определением минимальной разницы в высотах на топографической карте Кавказа масштаба 1:500 000 были выделены абсолютные отметки — ориентиры. Ориентирами послужили отметки в 0, 1000, 2000, 3000, 4000 и 5000 м.

Единые блоки составили те участки района, в пределах которых разница выделенных опорных высот не превышала 1000 м. Выделение блоков производилось последовательно, от высоких к низким. Блоки были оконтурены прямолинейными, слегка искривленными линиями по следующим признакам, дополняющим основной высотный признак — одинаковую высоту реликтов дневной поверхности выравнивания: 1) подножие склонов; 2) последовательно размещенные, спрямленные участки речных долин; 3) перегибы склонов, отделяющие тектоническую ступень от более возвышенной части; 4) приуроченность коленообразных изгибов речных долин к одной общей структуре; 5) линейное расположение седловидных перегибов или уступов двух или нескольких соседних горных цепей.

В результате проведенного выделения и оконтуривания блоков карта Центрального Кавказа разделилась на отдельные блоки разной формы, разных размеров и абсолютных отметок (рис. 11). Границы между блоками являются фактической основой для реконструкции линий рельефообразующих разломов; по ним можно установить знаки перемещения и амплитуды каждого выделенного блока. Это возможно при условии, что разновозрастная блоковая мозаика является следствием сводово-глыбовых и глыбовых перемещений.

В свою очередь, высота каждого блока определяет правильность де-

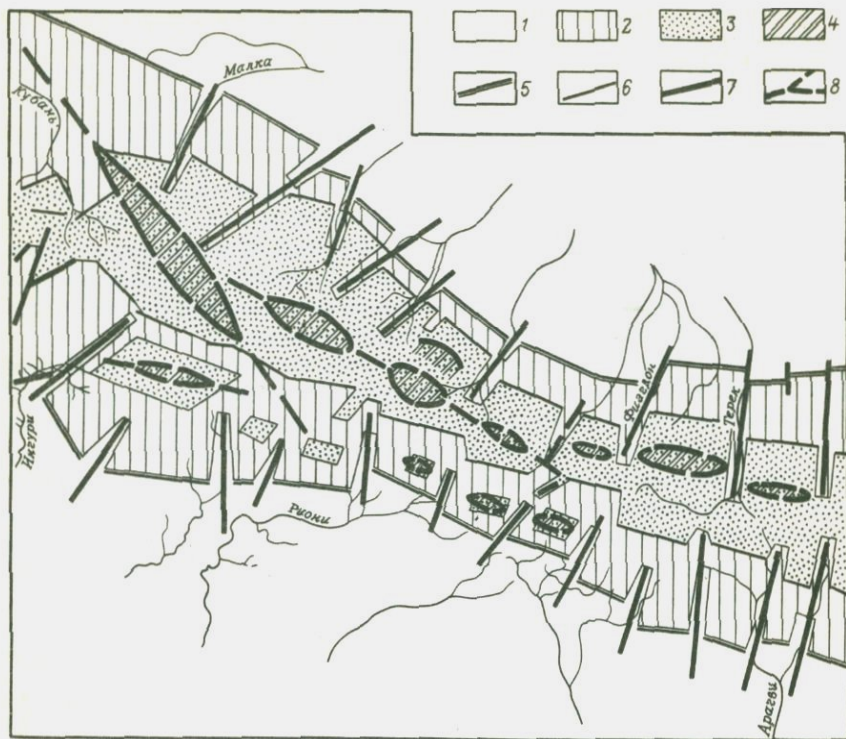


Рис. 11. Схема блоковой тектоники территории Центрального Кавказа по результатам морфометрического анализа

1 — участки с разницей выделенных высот от 0 до 1000 м; 2–4 — блоки с разницей выделенных высот (2 — от 1000 до 2000 м, 3 — от 2000 до 3000 м, 4 — от 3000 до 4000 м); 5, 6 — разломы общекавказские (5 — древние, 6 — более древние); 7 — разломы, поперечные к общекавказскому простиранию; 8 — разрывы, предположительно фокальные зоны

шифрования сети разломов. А каждый разлом влияет на высоту не одного, а целой группы блоков при условии, что блоковые группировки менялись в разные эпохи тектогенеза. Отсюда следует, что ошибочные представления на той или иной стадии анализа выявляются как неувязка между фактической и расчетной разницей высот соседних блоков. Подобной неувязки не наблюдалось во время проведения работ автором. Однако следует отметить, что определение характеристики разломов шло картографическим путем.

С целью исключения или подтверждения полученного блокового строения Центрального Кавказа автором был использован комплекс результатов стратиграфических, тектонических, геофизических исследований, аэрофотоснимков и других материалов. Что касается областей с высотами от 4000 м и выше, то они были объединены в участки линзовидной формы. Одна из серий линейно вытянутых линзовидной формы блоков оказалась

согласной оси Эльбрус-Казбекского поднятия. Между линзами в тектонически ослабленных участках обозначилась цепь вулкано-тектонических депрессий. Центральные вулканические массивы определились в осевых частях тектонических линз, там же обнаружались жерла потухших вулканов.

Таким образом обозначилось положение возможной фокальной зоны вдоль Эльбрус-Казбекского поднятия, имеющей общекавказскую направленность. Эльбрус-Казбекская зона вулканических центров не является на территории Центрального Кавказа единственной фокальной зоной — конусообразным проявлением сгустка разломов. В центральной части Большого Кавказа, по линии Кисловодск—Кутаиси, через Эльбрусский вулкано-тектонический узел наметилась еще одна фокальная зона, объединяющая наиболее высокие в гипсометрическом отношении площади Дзирульского массива и Эльбрусского тектонического узла. Эта зона пересекает первую, иными словами, она более молодая по возрасту. Направление второй фокальной зоны северо-западное.

В результате проведенного морфометрического анализа на территории Центрального Кавказа выделено 74 тектонических блока, прослежен конечный на современном этапе структурно-тектонический план площади, ориентировочно определены направленность и местонахождение основных направлений элементов разрывной тектоники, показан итоговый режим колебательных движений региона и выявлена последовательность образования тектонических разломных структур, создавших блоковую тектонику Центрального Кавказа. Полученные данные свидетельствуют о следующем:

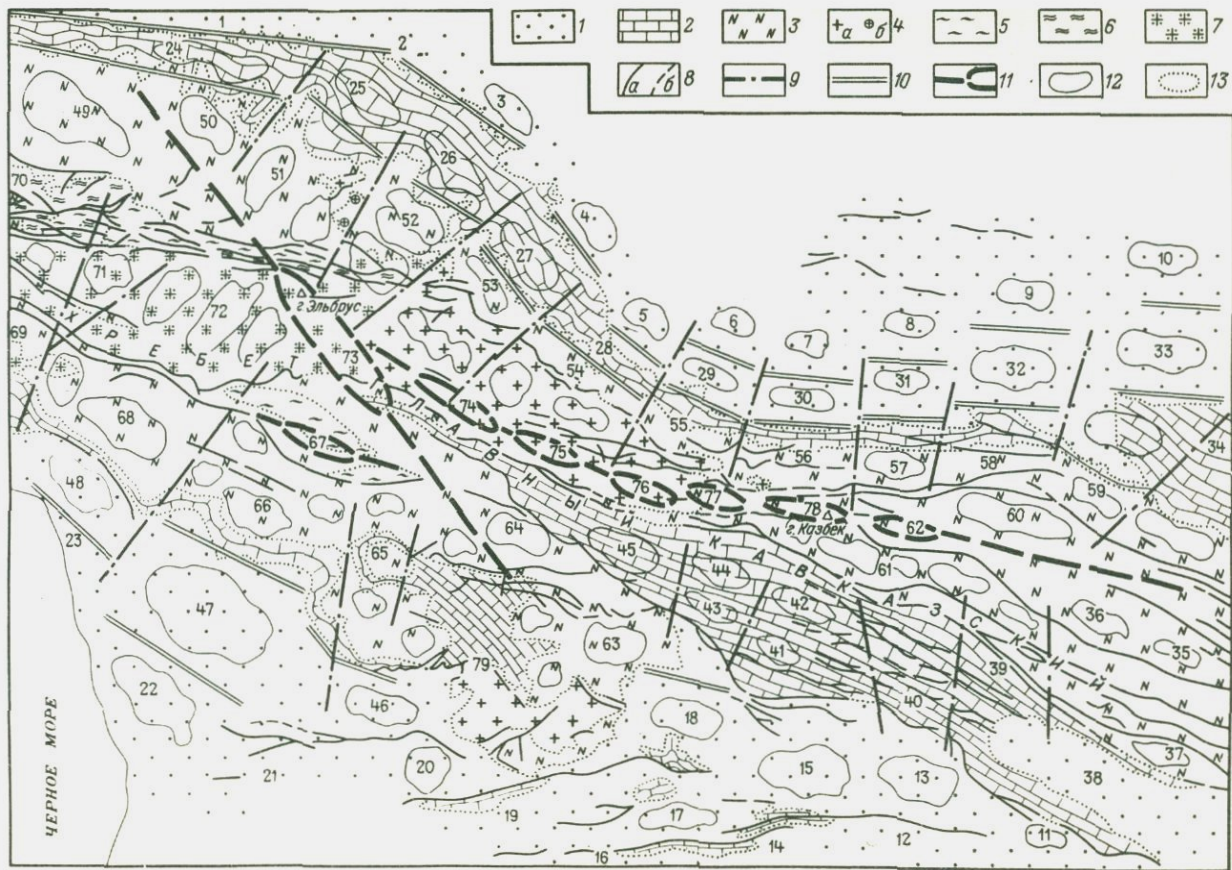
1) четко выражены две системы тектонических разломных структур (древняя серия разломов, согласная общекавказскому простираению; сравнительно молодая серия разломов, секущая первую и характеризующаяся поперечным по отношению к общекавказскому направлению простираением);

2) намечаются две глубинные зоны линзообразного строения вдоль Транскавказского и Эльбрус-Казбекского поднятий, из которых первое обновлялось позднее второго;

3) вся территория Центрального Кавказа характеризуется блоковым строением по серии поперечных и продольных по отношению к общекавказскому простираению разломных тектонических структур.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МЕТОДОВ

В пределах Кавказской складчатой области установлено несколько систем элементов разрывной тектоники, разграничивающих крупные структурно-формационные зоны, разновозрастные геосинклинальные области. Исследуемые разломы определяли ход развития геологических процессов в структурных зонах в течение значительных интервалов геологического времени. Одних геологических признаков, однако, оказалось недостаточно для того, чтобы выделить из большого числа выявленных разломов



те, которые могли бы считаться глубинными. Для этой цели автором были использованы некоторые новейшие методы.

Основой выделения глубинных разломов явились результаты полевых геологических исследований территории с учетом анализа результатов работ по отмеченным выше комплексам методов. Подобный подход применяется при изучении геологического строения любых участков земной коры и считается наиболее надежным (В.В. Белоусов, 1954 г., Ф.И. Вольфсон и Г.Ф. Яковлев, 1975 г. и др.).

Карты блоковой тектоники исследуемого региона были составлены автором на основе различных методов и результатов работ с целью исключения фактора случайности. Собранный материал по блоковой тектонике Центрального Кавказа и составленные на этой основе карты обнаруживают хорошую сходимость.

Наложение друг на друга карт блоковой тектоники региона, составленных по качественно отличным материалам, позволили получить один из возможных вариантов блокового строения изучаемой области (рис. 12).

Разломы наносились на итоговую карту в порядке их частоты встречаемости на первичных картах, четкости и ненарушенности — т.е. от более поздних к более ранним. К молодым были отнесены разломы, выраженные наиболее четко и прямолинейно, образованные путем последовательного соединения границ, разделяющих блоки. Ведь последние являются как бы отрезками одного разлома. Впоследствии выяснилось, что выделенные в первую очередь разломы характеризуются простиранием, поперечным к общекавказскому направлению. Далее, в результате анализа имеющегося материала выяснилось, что поперечные разломы не пересекают Главный Кавказский хребет, а как бы отходят от его центральных частей. По хребту же вдоль всей гряды простирается Центральная зона глубинных разломов. С морфологической точки зрения эта зона характеризуется

Рис.12. Геолого-тектоническая схема блокового строения Кавказской складчатой области

1 — четвертичные отложения и неогеновые лавы наземно-вулканогенной формации альпийского геосинклинального цикла; 2 — известняки верхней юры и нижнего мела — переходная толща от типично геосинклинальных к платформенным образованиям, трансгрессивно перекрывающая более древние образования; 3 — вулканогенно-осадочная толща юры, терригенные осадки (начало альпийского геосинклинального цикла) характеризуются непостоянством разреза; 4 — граниты позднепалеозойские, отражающие результаты последней стадии развития герцинской эвгеосинклинали (а), а также ранней и поздней фаз киммерийской складчатости с формированием узких межгорных прогибов (б); 5 — метаморфизованные породы карбона; 6 — метаморфизованные породы осадочно-вулканогенной аманчатской свиты девона; 7 — глубоко метаморфизованные породы нижней терригенной формации геосинклинальных областей чегемской (Лабино-Малкинская структурно-фациальная зона) и безенгийской свит (зона Главного хребта) архейского и протерозойского возрастов; 8–12 — элементы тектоники: 8 — разломы общекавказского направления (а — достоверно установленные, б — предполагаемые), 9 — разломы поперечные, 10 — разломы продольные, выделенные по результатам морфоструктурного анализа, 11 — намечаемое положение "фокальных зон" (транскавказского и общекавказского направлений), 12 — своды, предположительно очаговые структуры; 13 — стратиграфические контакты. Номера на схеме см. в тексте

линзообразным строением, на что указывают данные морфометрического анализа. Тектонические линзы, в центральных частях которых по результатам полевого картирования прослеживаются жерла потухших вулканов, могли служить источником, сформировавшим комплекс разломов поперечных и общекавказскому направлению. В свою очередь, по поперечным разломам были смещены зоны разломов древней серии общекавказского простираения. Последние на итоговой карте (см. рис. 12) рассматриваемой территории обозначены двойной линией и подтверждают ступенчатость отрогов Кавказской гряды как в северо-восточную, так и в юго-западную стороны.

В результате четырех этапов тектогенеза в пределах Кавказа были сформированы крупные разломные структуры поперечного и продольного по отношению к общекавказскому простираению направления. Эти системы разломов способствовали образованию на территории региона 79 тектонических блоков (см. рис. 12). Если Большой Кавказ отнести к числу тектонических блоков первого порядка, то указанные тектонические блоки характеризуют второй порядок. Тектонические блоки обладали различной подвижностью: одни оказались приподнятыми, другие — опущенными.

Интересно отметить, что противоположные блоки к северо-востоку и юго-западу от Эльбрус-Казбекской тектонической зоны разломов в конечном результате не обнаруживают идентичного знака движения. Так, северо-западный блок по отношению к Ардонскому разлому приподнят, а соседний — северо-западный по отношению к Квирильскому разлому опущен. Это обстоятельство, а также разоориентированность поперечных разломов северо-восточного простираения еще раз подтверждает предположение о том, что они являются следствием развития Транскавказского и Эльбрус-Казбекского вулcano-тектонических поднятий, являясь как бы оперениями.

Не все системы разрывной тектоники показаны на рис. 12 из-за его большой загруженности. Представленные данные обнаруживают на изучаемой территории три типа систем региональных разломов:

1) разломы, характеризующиеся согласным с общекавказским направлением (или диагональным) и почти горизонтальным заложением;

2) разломы краевые, ограничивающие так называемые "фокальные" участки (районы развития Эльбрус-Казбекского и Транскавказского вулcano-тектонических поднятий с их оперениями); оперения ориентированы косо или перпендикулярно к основным разломным структурам и проводятся в основном по долинам некоторых рек;

3) разломы, имеющие продольную по отношению к общекавказскому простираению направленность и пологое заложение; некоторые разломы из данной группы совпадают с шовными зонами, выделяемыми на изучаемой площади, такими как Пшекиш-Тырныаузская, Ардон-Санурская и др.

В соответствии с принятой автором систематизацией соподчиненности разломов представленная карта блоковой тектоники территории отражает второй порядок тектонических блоков, что соответствует порядку блоков Забайкалья и Алтае-Саянской складчатой области. Рассматриваемые регионы разбиты на десятки блоков второго порядка, тогда как сами представляют собой тектонические блоки первого порядка. В свою очередь,

каждый тектонический блок второго порядка разбит на тектонические блоки третьего порядка.

Ввиду возможной ярусности металлогении (см. гл. II) наиболее интересными тектоническими блоками с практической точки зрения в настоящее время являются те, в пределах которых эрозионным срезом вскрыты разные залежи верхнего металлогенического яруса. Рудоносность верхнего металлогенического яруса, как показал анализ геотектонических данных по трем регионам территории нашей страны (по Забайкалью, Алтае-Саянам и Кавказу), не полностью раскрыта. В связи с этим поиск перспективных участков необходимо проводить и в пределах хорошо изученных участков, с учетом расшифровки блокового строения.

Таким образом, решающую роль может сыграть систематизация тектонических блоков, на которые распадается тот или иной регион. В Кавказской складчатой области, территория которой представлена четырьмя структурными этажами (верхнего, среднего, нижнего и фундамента), выделяется 79 тектонических блоков (см. рис. 12). Каждый структурный этаж в свою очередь подразделяется на тектонические блоки второго порядка (весь регион — тектоблок первого порядка). Так, верхний структурный этаж ($Q+N+P$) охватывает следующие тектонические блоки северного (1—10) и южного (11—23) склонов центральной части Большого Кавказа: 1 — Черкесский, 2 — Пятигорский, 3 — Баксанский, 4 — Нальчикский, 5 — Лескенский, 6 — Ардонский, 7 — Бесланский, 8 — Сунженский, 9 — Грозненский, 10 — Гудермесский, 11 — Сигнахский, 12 — Тбилисский, 13 — Иорский, 14 — Куринский, 15 — Душетский, 16 — Арджвский, 17 — Танский, 18 — Сталинский, 19 — Боржомский, 20 — Зекарский, 21 — Махарадзевский, 22 — Потинский, 23 — Гудавский.

Средний структурный этаж (K_1+K_2) складывается из следующих тектонических блоков северной (24¹—34¹), центральной (35—36) и южной (37—48) частей рассматриваемой территории Большого Кавказа: 24 — Исправнинский, 25 — Дзегутинский, 26 — Кабардинский, 27 — Гунделенский, 28 — Советский, 29 — Осетинский, 30 — Алагир-Кобанский, 31 — Орджоникидзевский, 32 — Красноармейский, 33 — Междуреченский, 34 — Дагестанский, 35 — Шаурский, 36 — Снеговой, 37 — Андаразанский, 38 — Гурджаанский, 39 — Кахетинский, 40 — Арагвинский (Гудаманарский); 41 — Лахурский, 42 — Ксанский, 43 — Гермухский, 44 — Крестовый, 45 — Мамисонский, 46 — Свирский, 47 — Зугдидский, 48 — Члоуский.

Нижний структурный этаж ($I_1+I_2+I_3$) объединяет следующие тектонические блоки северного (40—59), центрального (60—62) и южного (63—69) участков территории Центрального Кавказа: 49 — Зеленчукский, 50 — Клухорский, 51 — Кинжалский, 52 — Тызыльский, 53 — Тырныаузский, 54 — Псыгансу-Черекский, 55 — Садонский, 56 — Ардон-Терекский, 57 — Тарский, 58 — Осухинский, 59 — Ахалхевский, 60 — Махис-Магальский, 61 — Чаухинский, 62 — Шанский, 63 — Джавский, 64 — Уравинский, 65 — Цагерский, 66 — Лакумурашский, 67 — Лаблинский, 68 — Ткварчельский, 69 — Абхазский.

Образования кристаллического фундамента ($AR+PR+PZ_1+D+C+P$) слагаются тектоническими блоками (70—79) центральной части территории Центрального Кавказа: 70 — Мыстыбашский, 71 — Тебердинский, 72 —

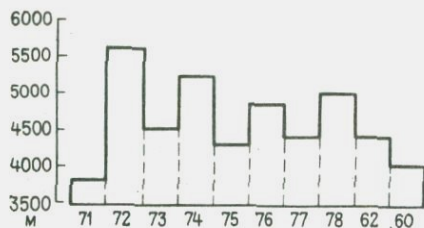


Рис. 13. Схема цепочечного строения тектонических блоков второго порядка центральной части Большого Кавказа. Номера тектонических блоков см. в тексте.

Эльбрусский, 73 — Ждайлыкбашский, 74 — Дыхтауский, 75 — Лабодинский, 76 — Уилпатинский, 77 — Теплинский, 78 — Казбекский, 79 — Дзиркульский.

В пределах структурных этажей тектонические блоки обнаруживают цепочечное строение. Это подтверждается взаимоотношениями тектонических блоков даже самой недоступной и резкорасчлененной центральной части (рис. 13).

Представленный перечень тектонических блоков согласно возрастной этажности расслоенной земной коры на территории II Большого Кавказа не в полной мере согласуется с блоковым строением, проявленным на дневной поверхности этого региона. В связи с этим, в табл. 5 дана классификация тектонических блоков центральной части Большого Кавказа, сортированная по странам света.

Таблица 5

Классификация тектонических блоков Большого Кавказа

I порядка (региональные блоки)	II порядка (локальные блоки)	Примечание
<p>Большой Кавказ (с севера граничит с Русской платформой по Северо-Маньчскому и Маньчскому разломам; с востока — Каспийской впадиной по Сакурскому разлому; с юга — Малым Кавказом по Кахетинско-Лечхумскому разлому; с запада — Черноморской впадиной по Пшехско-Адлерской зоне разлома)</p>	<p>Крайне-северный ряд тектонических блоков: Черкесский (1), Пятигорский (2), Баксанский (3), Нальчикский (4), Лескенский (5), Ардонский (6), Бесланский (7), Сунженский (8), Грозненский (9), Гудермесский (10)</p> <p>Средне-северный ряд тектонических блоков: Исправнинский (24), Кисловодской (25), Кабардинский (26), Гунделенский (27), Советский (28), Осетинский (29), Алагир-Кобанский (30), Орджоникидзевский (31), Красноармейский (32), Междуреченский (33)</p> <p>Приядерно-северный ряд тектонических блоков: Клухорский (50), Зеленчукский (49), Кинжалский (51), Тызыльский (52), Тырныауз-</p>	<p>Названия даны согласно объектам (вершины гор, города, пос. и т.д.) расположенным в центральных частях тектоблоков.</p> <p>Номера тектоблоков даны по рис. 12</p>

I порядка (региональные блоки)	II порядка (локальные блоки)	Примечание
	<p>ский (53), Псыгансу-Черекский (54), Садонский (55)</p> <p>Ардон-Теркский (56), Тарский (57), Осужинский (58), Дагестанский (34), Аргунский (39)</p> <p>Ядерный ряд тектонических блоков: Мыстыбашский (70), Тебердинский (71), Эльбрусский (72), Джайлыкбашский (73), Дыхтауский (74), Лабодинский (75), Уилпатинский (76), Теплинский (77), Казбекский (78), Тианетский (61), Шанский (62), Михас-Магальский (60), Снеговой (36), Шаурский (35), Южно-ядерный ряд тектонических блоков: Лаблинский (67), Уравинский (64), Мамисонский (45),</p>	<p>Тектоблок 55 распадается на 10 тектоблоков III порядка: Тоторс-Вазахохский (горст-антиклиналь), Фаснальский (грабен-синклиналь), Кионский (горст-антиклиналь), Згидский (грабен-синклиналь), Садонский (горст-антиклиналь), Гусойта-Левобережный (грабен-синклиналь), Архон-Холстинский (горст-антиклиналь), Джимидонский (грабен-синклиналь), Кадат-Хампаладагский (горст-антиклиналь), Фиагдонский (грабен-синклиналь) Оруденение увязывается с тектоблоками местного значения (III порядка)</p>

Продолжение табл. 5

I порядка (региональные блоки)	II порядка (локальные блоки)	Примечание
	<p>Крестовый (44), Ксанский (42), Кахетинский (39), Андаразанский (37)</p> <p>Приядерно-южный ряд тектонических блоков: Абхазский (69), Ткварчельский (68), Лакумурашский (66), Цагерский (65), Дзирульский (79), Джавский (63), Гермукский (43), Лахурский (41), Гудаманарский (40), Гурджаанский (38)</p> <p>Срединно-южный ряд тектонических блоков: Члоуский (48), Зугдидский (47), Свирский (46), Сталинский (18), Душотский (15), Иорский (13), Сигнахский (11)</p> <p>Крайне-южный ряд тектонических блоков: Гудавский (23), Потинский (22), Махарадзевский (21), Зекарский (20), Боржомский (19), Арджванский (16), Танский (17), Куринский (14), Тбилисский (12)</p>	

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ СКОПЛЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Рассмотренные в предшествующих главах материалы, касающиеся условий размещения и поведения рудных полей территорий Забайкалья, Алтае-Саян и Кавказа, свидетельствуют о непосредственном влиянии на распределение промышленных скоплений минерального вещества элементов блоковой тектоники. Рудоносными оказываются только определенные участки земной коры. Учитывая фактор блоково-сдвиговой переработки земной коры, согласующейся с современной моделью эволюции Земли [46], можно отметить, что только определенные блоки наиболее благоприятны для локализации оруденения. Для того чтобы выявить место и закономерности в распределении оруденения отдельных тектонических блоков, необходимо проведение изучения и расшифровки тектонических форм проявления блоковых структур. В гл. II отмечено наличие прямоугольно-решетчатой формы проявления блоковых структур Забайкалья. При этом практический интерес представляют участки, приуроченные к определенным системам разломов из числа окаймляющих тектонические блоки, их стыки и пересечения с образованием структур типа палеокальдер и палеовулканов.

При подковообразных тектонических формах проявления блоковых структур Алтае-Саян практический интерес вызывают зоны разломов и их оперения с образованием вулcano-тектонических структур преимущественно блокового строения.

При петельчато-решетчатой форме проявления тектонических блоков Кавказа оруденение связано с элементами как складчатой, так и разрывной тектоники с образованием грабен-синклинальных, горст-антиклинальных и других сложных морфоструктур.

Для оценки влияния элементов блоковой тектоники на распределение оруденения необходимо рассмотреть вопросы становления и развития локальных рудоносных площадей, имеющих реальные геологические границы и выраженные реальными элементами тектоники (складчатой, разрывной или складчато-разрывной).

Ниже рассмотрены примеры по всем трем разновидностям элементов тектоники. В качестве первого примера даны особенности строения Тырныаузского рудного поля, прослеживающегося в метаморфизованных породах докембрия — ранее-среднепалеозойского возраста кристаллического фундамента складчатого сооружения Кавказа (Тырныаузский тектонический блок). Во втором примере рассматриваются особенности Садонского рудного поля, развитого в среде верхнепалеозойских гранитов Главного Кавказского хребта в пределах Урух-Ардонского тектонического блока. Особенности структуры Фиагонского рудного поля, прояв-

ленного в пределах песчано-глинистых сланцев юрского структурного этажа Кавказского региона, даны в третьем примере (Ардон-Терекский тектонический блок).

Что касается очаговых структур (палеовулканов, палеокальдер и т.д.), то они не приводятся в настоящей работе так как с большой полнотой рассмотрены в работах И.Н. Томсона и др. (1977 г.), Ж.В. Семинского [31] и др.; а вулкано-тектонические структуры — в работе Г.Ф. Яковлева и др. (1978 г.).

СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНОЙ ТЕКТониКИ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Тырныаузское рудное поле развивается в пределах Тырныаузского тектонического блока второго порядка Кавказского региона.

Структура Тырныаузского рудного поля рассматривается в работах А.В. Пэка [26], Н.А. Хрущева [41], и др. Эти исследователи считают, что структура месторождения сформирована в основном под влиянием действия крупных тектонических нарушений. Другие отдают предпочтение складчатой тектонике и связывают формирование месторождения в основном с проявлениями складчатой тектоники (Б.В. Орлов, А.С. Федоренко, С.А. Шафранов, В.Н. Выдрин, М.В. Тараканов и др.). Выяснение особенностей строения рудного поля приобретает важное значение и с практической точки зрения.

Исследования, проведенные геологами Новочеркасского политехнического института (А.В. Пэк, А.А. Курдюков, Г.А. Кобилев, Е.А. Снежко и др.), а также геологами Северо-Кавказского горно-металлургического института (Г.Л. Дзгоев, К.Л. Рехвиашвили, В.С. Стариков, Э.М. Цирихова и др.) показали, что Тырныаузские рудоносные скарны локализируются в пределах Тырныаузской мобильной зоны. Последняя, по мнению автора (1980 г.), представляет собой палеозойский грабен-синклиниорий (субширотного простирания). Зона сложена метаморфизованными осадками верхнего и среднего палеозоя. С севера она граничит с Лабино-Малкинской тектонической зоной, сложенной древними (докембрийскими) кристаллическими толщами. Южная граница Тырныаузской мобильной зоны также часто прослеживается по направлению несогласно примыкающих древних метаморфических пород зоны Главного хребта. Контакты как с северной, так и с южной сторон тектонические, по ним прослежены крупные разломы. На некоторых участках ниже-среднепалеозойские отложения мобильной зоны перекрыты осадками юрского возраста и лавами неогена, что свидетельствует о мульдообразном характере участка. К востоку в пределах зоны количество проявлений более молодых образований увеличивается, и за долиной р. Чегем, как и на всей территории Центрального Кавказа, полностью перекрывается мощными отложениями мезозойского возраста.

Перечисленные структурно-фациальные зоны Главного хребта, Тырныаузской мобильной зоны и Лабино-Малкинской зоны распадаются по вертикали на структурные этажи, соответствующие определенным этапам ге-

ологического развития: докембрий — ниже-среднепалеозойский, верхнепалеозойский, юрский и неогеновый. Перечисленные этажи отделены друг от друга крупными несогласиями.

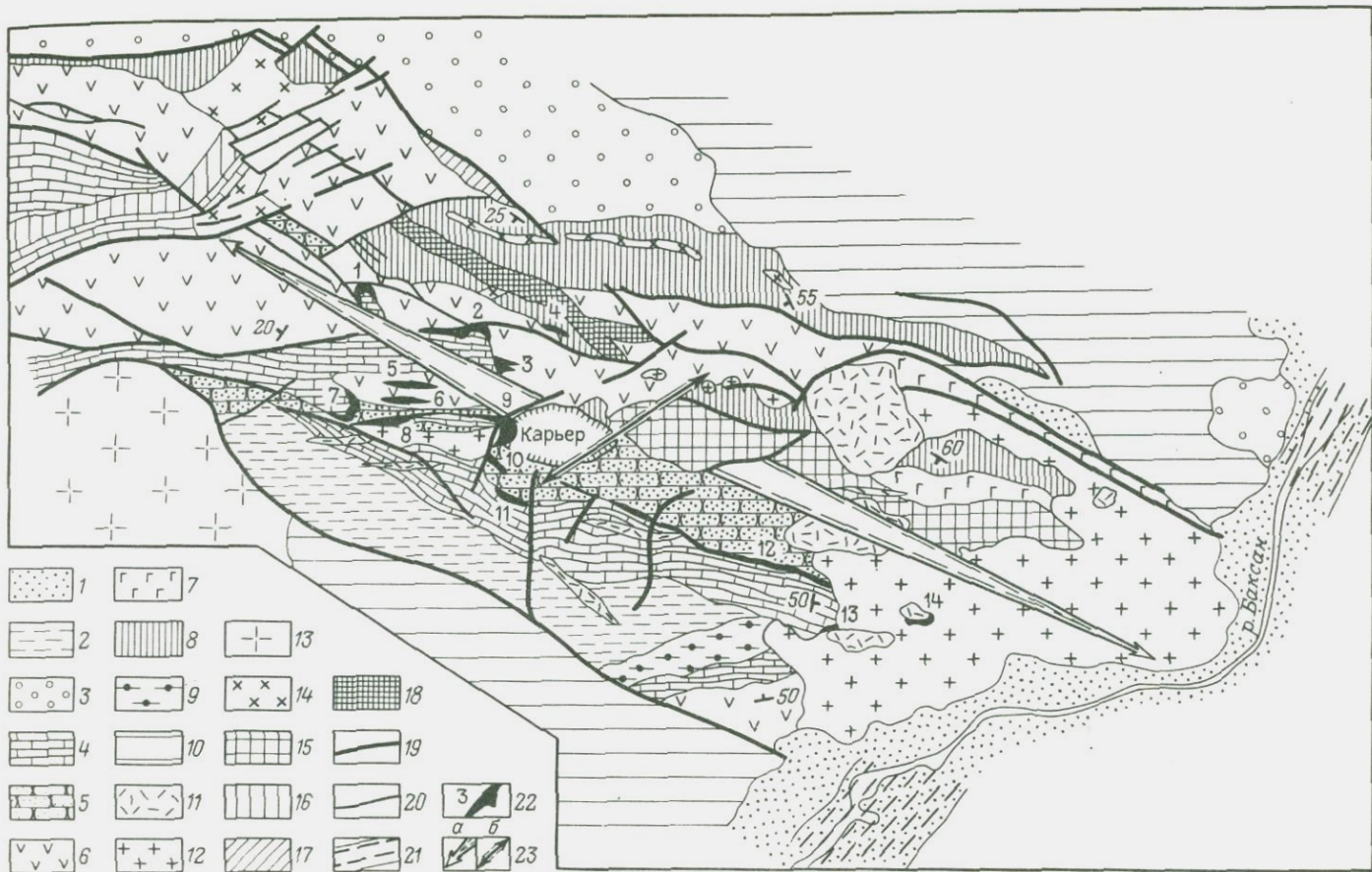
С морфологической точки зрения Тырныузская мобильная зона представляет собой слегка опрокинутую на север сложную складку (рис. 14). Ось рассматриваемой складчатой структуры полого погружается к востоку в общекавказском направлении. Вдоль оси прослеживается ряд параллельных тектонических зон смятия общекавказского простирания, к которым приурочены тела серпентинитов. Строение Тырныузской мобильной зоны обнаруживает некоторое сходство со строением Садоно-Унальской складчатой структуры (см. рис. 15), прослеживающейся на восточной окраине Центрального Кавказа. Как у первой, так и у второй складчатой структуры падение пород северного крыла крутое до вертикального к югу, в районе осевой плоскости — субвертикальное, падение пород южного крыла более пологое, от 30 до 60°. Почти всеми авторами, изучавшими Тырныузскую складчатую структуру, отмечено наличие осложняющих складок третьего и других порядков (например, в верховьях р. Сугауз-су).

Структурными элементами мобильной зоны являются также слоистость, трещиноватость и полосчатость. Слоистость считается большинством автором первичной, т.е. результатом ритмичного осадконакопления. Иногда слоистость несет следы тектонического происхождения или влияния тектонических деформационных усилий, следующих согласно слоистости. Это подтверждается результатами изучения ориентированных шлифов, взятых параллельно слоистости, где зерна кальцита ориентированы закономерно и отвечают S-тектониту (по А.В. Пэку). Последнее может свидетельствовать об унаследованности первичной слоистости, переродившейся в полосчатость, и о наличии трещиноватости, почти параллельной контактам отдельных слоев или полос. Что касается возраста тектонических напряжений, в результате которых проявилась трещиноватость, то он остается неясным. Вполне вероятно, что полосчатость, а вместе с ней и трещиноватость являются более поздними образованиями в сравнении с формированием складчатой структуры. На основании выше сказанного можно считать, что в строении Тырныузской мобильной зоны принимали активное участие элементы складчатой тектоники.

Однако охарактеризованная складчатая структура представляет собой опущенный тектонический блок (грабен-синклиналь), ограниченный с севера и юга крупными долгоживущими разломами, соответственно Зырянским и Кестатинским.

Тырныузский тектонический блок разбит нарушениями на три блока, играющих в ряде случаев существенную роль в распределении рудных проявлений. На площади Тырныузской грабен-синклинали прослеживаются нарушения северо-западного, субмеридионального, субширотного и север-северо-западного простираний.

Приведенные данные по истории геологического развития площади Тырныузского рудного поля свидетельствуют о том, что в формировании структуры рудного поля в равной степени участвовали элементы как



складчатой, так и разрывной тектоники. Наиболее благоприятными для рудоотложения оказались участки совместного проявления складчатой и разрывной тектоники.

Рассматривая вопрос участия в распределении рудоносных флюидов элементов складчатой и разрывной тектоники, необходимо отметить, что образование скарнов на Тырныаузе в большинстве случаев связано с контактами силикатных и карбонатных пород. Помимо подобного контакта необходимо иметь в виду наличие тектонической зоны, благоприятной для проникновения не только магматических расплавов, но и постмагматических растворов. Выявленные ранее закономерности процессов формирования оруденения Тырныауза [7] свидетельствуют о возможности существования таких тектонических зон на рассматриваемой территории. Это обстоятельство подтверждается и тем, что на сравнительно небольшом участке рудного поля сконцентрированы разнообразные проявления магматизма и минерализации: гипербазиты, аплиты, скарны, кварц-молибденитовые жилы, жилы с полиметаллической и сурьмяной минерализацией и т.д. А.В. Пэк считает, что скарнированные контакты относятся к тектоническим. О.В. Кононов, М.В. Тараканов и другие относят их к числу согласных, однако они не отрицают того факта, что в редких случаях контакты осложнены тектоническими нарушениями. Автором замечено, что при пересечении слоистых мраморов минерализованными трещинами первые вдоль контактов трещины подвергаются скарнированию — прослои мраморов замещаются волластонитом, гроссуляром и пироксеном, а окварцованные прослои — розовым и мясо-красным гранатом. Кроме того, в большинстве случаев скарнированные контакты имеют зубчатое строение, участками клиновидное. Рассмотрение подобных контактов даже под небольшими увеличениями показывает, что в некоторых случаях от каждой стороны зубца отходит нитевидная быстро выклинивающаяся трещинка. Чем крупнее трещинка, тем больше мощность скарнированного контакта. Трещинки, вытянутые в поперечном к общекавказскому про-

Рис. 14. Схема геологического строения Тырныаузского рудного поля

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские аргиллиты, алевролиты, песчаники, роговики; 3 — каменноугольные конгломераты, песчаники и алевролиты; 4–8 — отложения среднего палеозоя (4 — известняки, филлиты, песчаники; 5 — песчаники; 6 — туфы различного состава, алевролиты; 7 — эффузивы среднего и основного состава; 8 — филлиты); 9, 10 — отложения протерозоя (9 — сланцы Кырыкского покрова, 10 — кристаллические сланцы зоны Главного хребта и Бечасынской зоны); 11–18 — интрузивные породы (11 — неогеновые липариты, 12 — кайнозойские или мезозойские лейкократовые (или эльдзуртинские) граниты, 13 — позднепалеозойские граниты Главного хребта, 14 — среднепалеозойские кварцевые диоритовые порфириды, 15 — среднепалеозойские плагιοграниты, 16 — карбонатные породы с телами серпентинитов, 17 — серпентиниты лиственизированные, 18 — ультрабазиты); 19 — разломы региональные; 20 — разломы прочие; 21 — зоны тектонические ослабленные; 22 — скарны Тырныауза (1 — Верхний, 2 — Средний, 3 — Нижний, 4 — Второй аномалии, 5 — Северный, 6 — балки №1, 7 — пика Веры, 8 — Северо-западный, 9 — Главный, 10 — Южный, 11 — Мукуланский, 12 — Слепая залежь, 13 — Маломулуканский, 14 — Эльджуртинский); 23 — ориентировочное положение осей тектонических блоков: а — грабен-синклинали, б — горст-антиклинали

стиранию направлению, характеризуются крутым падением. Многочисленные рудные жилки и прожилки в породах, слагающих Тырныаузское рудное поле, при наличии контакта силикатных и карбонатных пород на глубине до уровня развития соответствующего консолидированного слоя могут быть благоприятными для отложения руд.

Изложенные данные по литологическим особенностям пород, характеристика элементов складчатой и разрывной тектоники и некоторые приведенные здесь особенности контактов скарнированных пород свидетельствуют о блоковом строении Тырныаузской мобильной зоны, а следовательно и Тырныаузского рудного поля. В центральной части площади рудного поля, где прослеживается собственно Тырныаузское месторождение, на участке развития антиклинальной складки выделяется горст, ограниченный разломами, согласными и поперечными к общекавказскому простираанию. Сочетание элементов складчатой и разрывной тектоники позволяет отметить, что собственно Тырныаузское месторождение располагается в центральной части мобильной зоны на площади развития горст-антиклинали. Это обстоятельство свидетельствует о равнозначном участии элементов складчатой и разрывной тектоники в локализации оруденения.

Таким образом, из сказанного следует:

1) Тырныаузское рудное поле развивается в центральной части одноименного тектоблока второго порядка;

2) Тырныаузский тектоблок представляет собой палеозойскую грабен-синклиналь субширотного простираания, выполненную метаморфизованными осадками нижнего и среднего палеозоя; тектоблок разбит разломами общекавказского простираания (типа Аманчатского и др.) на три блока и разломами, поперечными по отношению к общекавказскому простираанию еще на ряд тектонических блоков, что создает сложность тектонического строения зоны и наличие тектонических блоков нескольких порядков;

3) в центральной части Тырныаузского тектонического блока выделяется горст-антиклиналь, в пределах которой сконцентрированы наиболее интересные с промышленной точки зрения рудные скарны; мощность рудных скарнов увеличивается на участках, осложненных элементами тектоники и минерализованными трещинами.

СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ САДОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

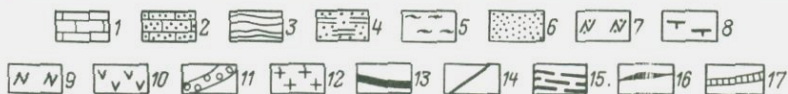
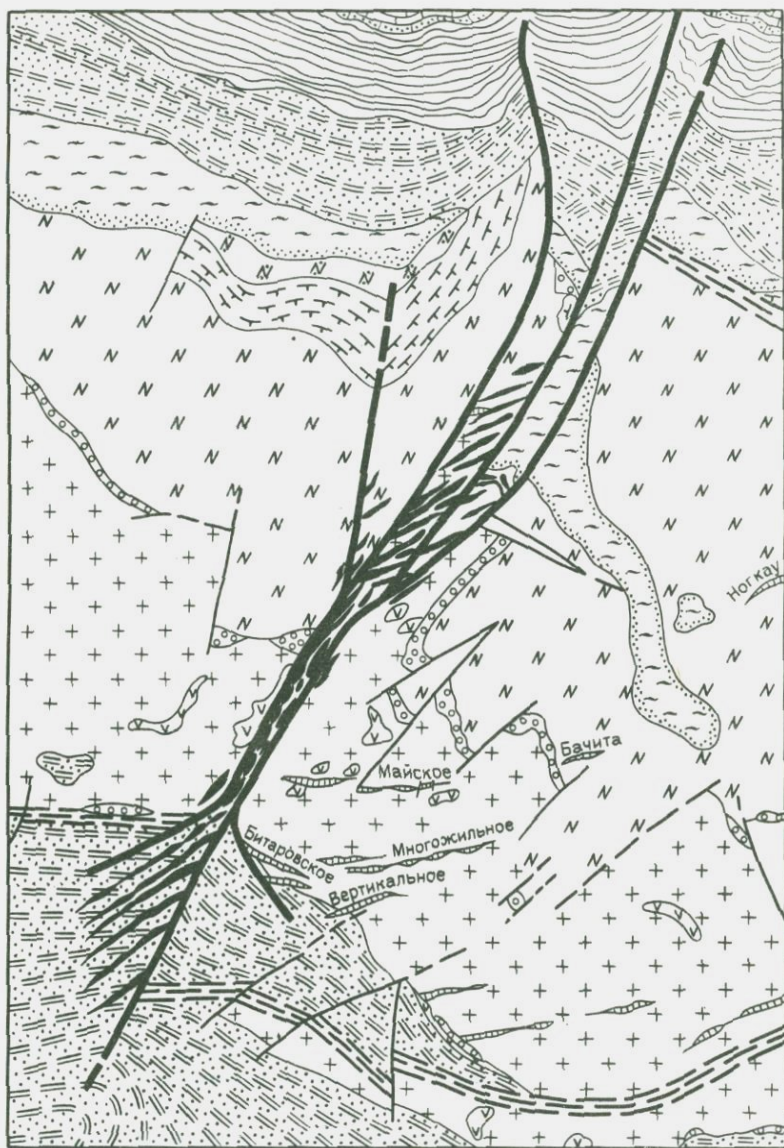
Садонское рудное поле занимает площадь Садонского тектонического блока третьего порядка, являющегося частью тектонического блока 55 междуречья Урух—Ардон (см. гл. V).

Садонское рудное поле (рис. 15) является одним из сложнейших тектонических участков, расположенных в пределах полиметаллического пояса, впервые выделенного на Северном Кавказе Л.А. Варданянцем. Около 50 % площади рудного поля занимают палеозойские граниты, содержащие небольшие шлироподобные тела гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также дайки аплитов и порфиритов. Среди гранитов имеются также ксенолиты метаморфизованных пород докембрия — гнейсов,

кристаллических сланцев и мраморизованных известняков. В пределах рудного поля широко распространены юрские вулканогенно-осадочные образования и четвертичные отложения. Вулканогенно-осадочная толща юры залегает на размытой поверхности палеозойских гранитов и содержит в основании прерывистый горизонт базальных конгломератов нижнего лейаса. Эти породы перекрываются эффузивными и пирокластическими образованиями нижнего и низов среднего лейаса, представленными дацитовыми и диабазовыми порфиритами, кератофирами, альбитофирами, вулканическими брекчиями, туфами, туфопесчаниками. На некоторых участках (Ногкау, а также южный фланг собственно Садонского месторождения и др.) наблюдается переслаивание эффузивно-пирокластических образований с нормальными осадочными породами. На остальной площади рудного поля, непосредственно на породах нижнего и низов среднего лейаса залегают осадочные породы верхов среднего и верхнего лейаса. В составе юрских осадочных пород выделяются следующие разности: аркозовые и полимиктовые песчаники и песчано-глинистые сланцы и глинистые сланцы.

Рудное поле располагается в пределах широкой Садоно-Унальской антиклинали субширотного простирания. Ее ядро сложено палеозойскими гранитами, а крылья — породами юрской вулканогенно-осадочной толщи. Эта антиклиналь осложнена целым рядом разрывных нарушений. Наиболее отчетливо выделяются нарушения трех направлений: субширотные, северо-западные и северо-восточные. В разрывных нарушениях северо-восточного и субширотного простираний локализуется промышленное свинцово-цинковое оруденение. Ранее В.Н. Руднев предполагал, что свинцово-цинковая минерализация в пределах Садонского рудного поля локализуется только в разрывах северо-восточного простирания, при этом намечались четыре равнозначные зоны разломов: Восточная, Центральная, Западная промежуточная и Главная Садонская. Это представление в дальнейшем не подтвердилось. Однако до сих пор некоторые геологи указывают на наличие Центральной зоны, якобы связывающей рудные тела Битаровского, Бачитского и Ногкауского участков. Проведенное автором картирование, а также анализ результатов горных работ, пройденных на этой площади, не подтверждают связи рудоносных структур этих участков. Напротив, выявляется их разобщенность в пространстве (см. рис. 18). Практическую значимость приобрели элементы разрывной тектоники субширотного и северо-восточного простираний.

Субширотные разрывные нарушения Садонского и других близко расположенных рудных полей полиметаллического пояса Северного Кавказа редко прослеживаются на большом протяжении (около 500 м). По падению некоторые из них прослежены на глубину 400—500 м, мощность варьирует от 0,1 до 8 м; углы падения колеблются от 50 до 90°. Строение рассматриваемых разрывных нарушений довольно сложное. В пределах закартированной площади субширотные нарушения представлены как одиночными разрывами, так и зонами параллельных разрывов. Разрывы часто искривляются как по простиранию, так и по падению. Углы искривления в обоих случаях колеблются в пределах 10—20°. В контактах раз-



рывов всегда или почти всегда развита глина трения незначительной мощности (от нескольких миллиметров до 5 см). Нередко по контактам нарушений наблюдаются зеркала и штрихи скольжения. Как в одиночных разрывных нарушениях, так и в зонах параллельных нарушений развиты сульфидно-кварцевые жилы или минерализованные зоны. Однако следует иметь в виду, что разделение минерализованных разрывных нарушений на жилы и жильные зоны до некоторой степени условно, поскольку местами наблюдаются их взаимные переходы (Бачитский и другие участки). Иногда, например на Майском участке, на продолжении одного дизъюнктивного нарушения или рядом с ним появляется другое, ему аналогичное.

Кварц-сульфидная минерализация распределяется в пределах жил и зон неравномерно. Наиболее интересны в промышленном отношении крупные единичные рудоносные разрывные нарушения: в них сульфидная минерализация образует относительно протяженные рудные тела массивного сложения. В минерализованных зонах сульфиды нередко распылены в виде вкрапленности и обычно не образуют промышленных концентраций или обособляются в форме небольших прерывистых линзобразных и жилообразных тел, прожилков и гнезд.

В связи с тем что нарушения рассматриваемой системы имеют значительное распространение, вмещают промышленное оруденение и располагаются в экономически благоприятных условиях, необходимо остановиться на выяснении вопросов их возникновения и развития.

Субширотные тектонические нарушения заложены на последних этапах формирования Садоно-Унальской антиклинали в условиях растяжения, проявившихся в ее сводовой части. Об этом свидетельствует развитие нарушений в шарнирной части складки при их почти полном отсутствии в пределах крыльев, а также их простираие, согласное с общей вытянутостью антиклинали. Кроме того, субширотные нарушения по восстанию расчленяются на две или более ветви, образуя веерообразные структуры (Битаровский и Ногкауский участки). Установлено также, что подобные разрывы, расположенные к северу от пологого свода складки, имеют крутое южное падение (жилы Ногкауского и Мизурского участков). Соответственно нарушения, располагающиеся к югу от свода, круто падают к северу. Таким образом субширотные нарушения имеют падение в сторону осевой плоскости складки. В то же время в центральной части пологого свода Садоно-Унальской антиклинали эти нарушения падают почти вертикально.

Рис. 15. Схема геологического строения Садонского рудного поля

1,2 — отложения келловея (1 — известняки, 2 — известковые песчаники); 3 — глинистые сланцы бата-байоса; 4 — песчано-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники тоара и аалена; 5 — глинистые сланцы домера; 6 — песчаники домера; 7 — 9 — отложения лейаса (7 — туфопесчаники, 8 — агломераты, туфы, вулканическая брекчия, 9 — порфириды дацитового и диабазового состава); 10 — порфириды жильные; 11 — базальные конгломераты лейаса; 12 — граниты верхнего палеозоя; 13 — Главный Садонский рудоносный разлом; 14 — мелкие разломы; 15 — зоны разломов общекавказского простираия; 16 — жилы полиметаллические; 17 — рудопроявления, приуроченные к системе субширотных трещинных структур

Субширотные разрывные нарушения имеют длительную историю формирования. Они приоткрывались задолго до рудообразования, о чем свидетельствует повсеместная приуроченность к ним дайковых тел. В дальнейшем последние подвергались дроблению и цементации обломков рудным материалом. Процесс рудообразования протекал на фоне внутрирудных тектонических подвижек, которые вызывали неоднократные приоткрывания трещин. Подновление этих трещин происходило и в послерудное время, на что указывают раздробленность развитого в них кварц-сульфидного материала, а также случаи пересечения жил почти согласными послерудными тектоническими нарушениями, что, в частности, можно наблюдать на Сулардонском участке.

Об особенностях развития характеризуемых разрывов в период, предшествовавший рудообразованию и в послерудное время, т.е. оставались ли они трещинами отрыва или приобретали характер сколов, высказываются различные суждения. Одни считают их сколами, другие — отрывами, третьи — часть этих разрывов относят к сколам, а часть к отрывам. Для выяснения этого вопроса автором был применен метод микроструктурного анализа. Следуя рекомендации Л.И. Лукина и др. (1965 г.), автором были отобраны серии ориентированных образцов кварца из рудных жил, а также из вмещающих гранитов в непосредственном контакте с жилами (на участках где нет признаков послерудных нарушений) и на расстоянии около 20 м от жил.

Расшифровка диаграмм ориентированных образцов дана в более ранней работе автора (Э.М. Цирихова, 1964 г.).

В результате изучения геологических особенностей строения субширотных нарушений с привлечением данных микроструктурного анализа можно утверждать, что по этим нарушениям, заложенным как трещины отрыва в условиях растяжения в период, предшествовавший оруденению и в послерудное время, произошли перемещения, т.е. они приобрели характер сколов.

К числу *разрывных нарушений северо-восточного простирания* относится Главный Садонский разлом, вмещающий руды собственно Садонского месторождения. Детальная характеристика его дана в работах В.Н. Руднева, Г.Д. Ажгирея, Г.М. Ефремова и других исследователей. Автор считает необходимым сообщить лишь некоторые новые данные. Так, например установлено, что Главный Садонский разлом на обоих флангах расчленяется на ряд ветвей (см. рис. 15). Очевидно такому изменению строения разлома на флангах способствует переход его из жестких гранитов в более пластичные породы вулканогенно-осадочной толщи.

Простирание Главного разлома в центральной части северо-восточное; падение субвертикальное, местами переходящее в восток-юго-восточное под крутыми углами. Центральная часть разлома представлена зоной тектонических нарушений и имеет на протяжении многих сотен метров одну и ту же мощность. В восточной и западной частях этой зоны прослежены два крупных разрывных нарушения, которые на глубине сближаются. Эти нарушения сопровождаются глиной трения мощностью около 2 м, местами достигающей 4 м. Цвет глины трения от светло-серого до черного. Нередко в ней наблюдаются небольшие включения округлой или линзо-

видной формы, похожие на своеобразные конкреции. Они сложены окремнелым глинистым материалом, нередко содержащим вкрапленность сульфидов. Размер конкреций от нескольких сантиметров до 20 см. Полиметаллические руды концентрируются в трещинах, распространенных в основном внутри зоны разлома. Залегание рудоносных трещин соответствует общему залеганию Главного Садонского разлома.

На флангах падение разлома также субвертикальное. Простираение отдельных ветвей северного фланга меняется от северо-западного до юго-восточного. Более сложное строение Садонского разлома на флангах создает определенные трудности при проведении разведочных и эксплуатационных работ. Рудные жилы на флангах характеризуются сравнительно меньшими мощностями, разобщенностью и менее выдержаны как по простиранию, так и по падению. Суммарная мощность зоны разломов, на которую разветвляется на флангах Главный Садонский разлом, составляет многие сотни метров (до 2,5 км).

Помимо уточнения строения Главного Садонского разлома, автору удалось установить вертикальную амплитуду перемещения на северном и южном его флангах по положению базальных конгломератов на гранитах (см. рис. 15). Вертикальная амплитуда смещения составляет 400–500 м.

По Главному Садонскому разлому несомненно проявились послерудные нарушения и движения, которые привели к раздроблению жильного и рудного материала. Кроме того, в пределах рудного поля, к востоку от рассматриваемого разлома, наблюдаются другие тектонические нарушения северо-восточного простирания, заложенные в послерудное время. Амплитуда перемещения по ним достигает нескольких десятков метров. Так, на Бачитском и Ногкауском участках С.Ф. Чернопятовым прослежено тектоническое нарушение с амплитудой смещения в 40 м. Далее к юго-западу, в районе Дадасауских жил оно прослежено автором. Простираение его 40° , падение юго-восточное под углом около 60° . Это нарушение, как и другие ему подобные, автором отнесено к послерудным на основании полного отсутствия в них какой-либо минерализации и по смещению по ним субширотных рудоносных разрывных разрушений. Геологические данные позволяют считать, что вдоль послерудных нарушений осуществлялись вертикальные перемещения.

На крайнем восточном фланге рудного поля в 1958 г. автором совместно с геологом А.Х. Хуриевой была обнаружена минерализованная зона Гусайтинских разломов северо-восточного простирания. Общее ее простирание 35° , падение северо-западное со средним углом в 75° . Гусайтинская зона прослежена по простиранию на многие сотни метров в песчано-сланцевых отложениях домера (Э.М. Цирихова, 1964 г.). В северо-восточном направлении она перекрыта отложениями большой мощности. На изученной площади зона Гусайтинских разломов представлена тремя нарушениями, переходящими к югу в серию разветвляющихся трещин. Расстояние между отдельными разломами достигает ста метров. Мощность их обычно измеряется несколькими десятками сантиметров, но иногда доходит до десяти метров. Разломы выполнены перетертым, в массе окремнелым материалом, коричневой, светло-красной, бурой, желтой, светло-се-

рой, либо белой окраски. На стенках трещин развиты прекрасно выраженные крупные зеркала скольжения, которые местами несколько изгибаются. Штрихи на зеркалах скольжения чаще всего падают на юго-запад под углом около 45° . Общим для всех трех нарушений Гусайтинской зоны является развитие вблизи них кварцево-карбонатной и сульфидной минерализации. Носителями минерализации являются нарушения, согласные с основными, а также оперяющие их относительно небольшие по размерам тектонические трещины. Трещины оперения прослеживаются на расстоянии 20–30 м, средний азимут простирания их 340° . В указанных минерализованных трещинах Гусайтинской зоны выделяются участки, сложенные сплошными скоплениями рудных минералов. Местами в них содержание свинца выше минимального промышленного, однако подобные участки незначительны по размерам на опоискованных уровнях дневной поверхности.

Особенности структуры Садонского рудного поля позволяют отметить следующее:

1) Садонская горст-антиклиналь охватывает центральную часть Садон-Унальской складчатой структуры, приподнятой на северной и южной окраинах сериями древних разломов общекавказского направления; в его пределах развиты месторождения и рудопоявления;

2) оруденение локализуется исключительно в элементах трещинной (разрывной) тектоники с образованием рудных жил и жильных зон;

3) полевые наблюдения и данные микроструктурного анализа свидетельствуют о том, что указанные системы рудоносных разрывов имеют сколовый характер и заложены в разное время; субширотные минерализованные структуры по условиям заложения были сформированы как трещины отрыва в условиях растяжения в куполовидной части Садон-Унальской антиклинали;

4) основные промышленные руды концентрируются в разрывных структурах северо-восточного простирания. Наряду с северо-восточными, рудовмещающими являются и разрывы субширотного простирания; разрывы прослежены как по простиранию, так и по падению на многие сотни метров и характеризуются крутым до вертикального заложением.

СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ СКЛАДЧАТОЙ ТЕКТОНИКИ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ ФИАГДОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Фиагдонское рудное поле располагается в пределах тектонического блока 56 — Ардон-Терекского охватывает Фиагдон-Геналдонское междуречье в центральной части Гачинской синклинали. Район рудного поля сложен осадочными образованиями и формировался в течение нескольких тектонических этапов.

Наиболее древними по возрасту являются граниты и сохранившиеся в них в виде ксенолитов обломки докембрийских вмещающих пород, глубоко метаморфизованных и сильно измененных. На раннем этапе здесь шло накопление мощных осадочных и вулканогенных толщ, которые в дальнейшем подвергались интенсивной складчатости, были интродуцированы и затем метаморфизованы.

На следующем этапе образовавшиеся докембрийские горные цепи подвергаются процессу денудации. В каменноугольном периоде в результате начавшихся опусканий на территорию наступает море. Морской бассейн был мелководным и в нем накапливалась мощная толща песчано-конгломератового состава. Море кратковременно регрессирует в конце каменноугольного периода и вновь трансгрессирует в пермский. Пермские отложения, залегающие несогласно на каменноугольных, представлены филлитами и известняками, что указывает на глубоководность бассейна, в котором шло их отложение.

Неясным остается этап истории района между ранней пермью и началом юры. К началу юрского периода территория была предельно пенепленизирована, и на выровненную поверхность в результате новых опусканий вновь наступает морской бассейн. Юрские породы несогласно налегают на самые различные по возрасту породы, начиная от докембрийских (бассейн р. Фиагдон) и кончая пермскими (бассейн р. Гизельдон). Раннеюрская трансгрессия является последней в истории развития района и по своему характеру довольно сложной, так как внутри нее наблюдается большое количество перерывов. К этому времени наиболее древние отложения приобрели достаточную жесткость и на тектонические напряжения реагировали образованиями разрывных нарушений. Эти нарушения привели к зарождению отдельных разобщенных тектонических глыб, вертикальные перемещения по которым обуславливали трансгрессии и регрессии мелководного моря в этом участке Центрального Кавказа.

Несовпадения перемещений отдельных глыб во времени послужили причиной исключительной сложности корреляции отдельных разрезов. Это обстоятельство допускает возможность разнохарактерных суждений по вопросу о границах продуктивной толщи. Придерживаясь взгляда Е.М. Некрасова и других, автор считает, что продуктивная толща представлена мощными (2,5 км) монотонными песчано-глинистыми сланцами юры. Сложение продуктивной толщи сложное. Об этом свидетельствуют наличие складчатых нарушений, разбитых элементами разрывной тектоники в нескольких направлениях, а также переходных форм одного вида тектоники в другой.

Результатами регионального изучения сланцевой полосы (Л.А. Варданянц и др.) и локализованных в ней отдельных полиметаллических месторождений (Е.М. Некрасов, Ю.К. Озеров, В.Б. Черницын, В.С. Стариков, Н.А. Савченко, В.Б. Цогоев, А.С. Мулухов и др.) выделены ряд пликтивных структурных элементов, система древних разломов общекавказского направления и детально охарактеризованы рудоносные разрывные нарушения запад-северо-западного простирания.

Многочисленные крупные разрывные нарушения Фиагдонского рудного поля сгруппированы автором на основе их возраста, элементов залегания и механизма образования в три группы: общекавказского, субширотного и северо-восточного простираний. Первая система разломов наиболее протяженная (десятки километров и более). Разломы уходят за пределы рудного поля и прослеживаются далеко на запад в породах кристаллического фундамента. Рудное поле оконтуривается древними разло-

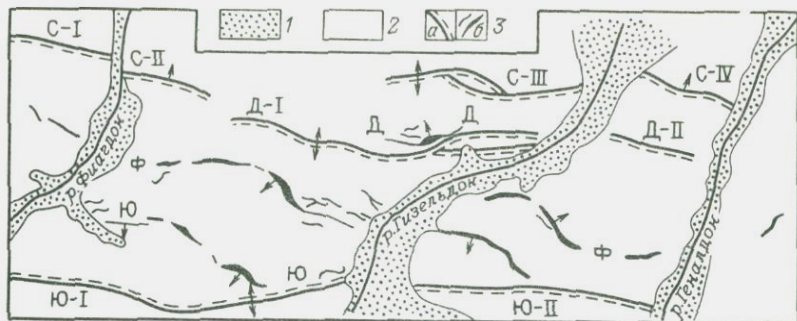


Рис. 16. Схема геологического строения Фиагонского рудного поля

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы юры; 3 — разрывные нарушения: а — безрудные, б — рудные. Разломы: Южные (Ю-I, Ю-II), Северные (С-I, С-II, С-III, С-IV), Даллагкауские (Д-I, Д-II). Ф-Ф — Главная Фиагонская рудная зона, Ю-Ю — Южная зона минерализованных разломов, Д-Д — Даргавс-Тменикауская рудная зона

мами с севера у подножия Скалистого хребта и с юга северной окраиной Штулу-Харесской депрессии. На северном фланге района разломы падают к северу под крутыми углами (до вертикального) и, наоборот, на юге участка имеют южное склонение (рис.16). Мощность зон разломов исчисляется десятками метров. Контакты нечеткие. Зоны с морфологической точки зрения параллельные, иногда кулисообразно заходящие друг за друга; сложены перемьятами, передробленными песчано-глинистыми сланцами. Нередко в зоне, наряду со смятием и брекчированием, наблюдается гидротермальное изменение пород, выражающееся в окварцевании, пиритизации и т.д.

Анализ работ предыдущих исследователей показывает, что по Северному разлому опущено южное крыло, по Южному — северное и что по разломам наблюдаются большие амплитуды смещения. Однако не везде эти амплитуды носят однозначный характер. Так, по Е.М. Некрасову, суммарная амплитуда смещения по Даллагкаускому разлому достигает около 1,5 км. В то же время западнее р. Фиагон амплитуда по этому же разлому резко сокращается. Подобные данные свидетельствуют о шарнирном характере механизма образования древних разломов общекавказского простирания.

Помимо разломов общекавказского направления, региональное развитие получили рудоносные разрывы субширотного простирания. К их числу относятся Ханикомские, Какадурские, Авсандурские, Цагат-Ламардонские, Даргавские и др. На площади рудного поля насчитывается более ста рудоносных разрывов субширотного простирания, пространственно объединенных в три рудоносные зоны: Главную, Южную и Даргавс-Тменикаускую (см. рис. 16). Главная рудоносная зона прослеживается в центральной части площади рудного поля, Южная зона — в южной и Даргавс-Тменикауская — на северной окраине. Рудоносные структуры имеют в среднем субширотное простирание, однако оно варьирует в широких пределах и даже переходит в северо-восточное (30–40°). Падение Южной зоны в южную сторону, Даргавс-Тменикауской — к северу. Отдельные

ветви (звенья) Главной рудной зоны падают на юг, другие — к северу (Какадурское звено падает на север, Ханикомское — на юг). Подобно углу падения и азимуту простирания, мощность рудоносных нарушений также невыдержана. Например, на крайнем восточном фланге Главная рудная зона в междуречье Геналдона и Гизельдона представлена Цагат-Ламардонской рудоносной разрывной структурой, которая прослежена по простиранию на 2,5 км со средним азимутом простирания 290° и падением на юг под большими углами. На участке пересечения разрывом осевой части Цагат-Ламардонской антиклинали мощность рудной зоны увеличивается в несколько раз, падение меняется на северное, а азимут простирания изменяется от 290 до 330° . Это обстоятельство свидетельствует о том, что изменения элементов залегания и увеличение мощности рудоносной структуры обнаруживаются при сочленении ее с элементами складчатой тектоники. Далее к западу Главная рудная зона складывается из Какадурских, Ханикомских и других рудоносных разрывов, прослеживающихся один на продолжении другого или кулисообразно заходящих друг за друга.

Какадур-Ханикомские рудоносные разрывы (собственно Фиаганское месторождение) в Фиагдон-Гизельдонском междуречье пересекают Гачинскую синклираль по диагонали. Гачинская синклираль осложнена мелкой складчатостью и в центре ее проходит поперечная по отношению к общему простиранию рудной зоны Калдонская антиклинальная складка. На участке сопряжения Ханикомской рудоносной зоны с ядром Калдонской антиклинали наблюдается резкое изменение азимута простирания рудоносной зоны от 270 — до 345° , намечается также увеличение мощности самой зоны в несколько раз (до 100 м). Последнее обстоятельство резко увеличивает промышленную перспективу участка рассматриваемой рудной зоны. Рудоносная зона сохраняется с подобными параметрами по всей длине Калдонской антиклинали и прослеживается на протяжении до 1 км. Это обстоятельство позволяет высказать предположение о наличии здесь разлома северо-восточного простирания, проявленного в пластичных породах юрской песчано-сланцевой толщи в форме Калдонской антиклинали [41]. Кроме того, отклонения от общего субширотного простирания Фиагдонской минерализованной зоны к северо-северо-западу наблюдаются и на других участках, там, где они в основном приурочены к участкам сочленения рудоносных трещин с тектонически ослабленными зонами, замковыми частями складок, куполами мелких антиклиналей и другими проявлениями элементов более ранней складчатой тектоники.

С целью проверки предположения о возможном увеличении продуктивной мощности в местах пересечений рудоносных разрывов с элементами складчатой тектоники автором были запроектированы и впоследствии пройдены на Ханикомском участке два орта в 20 м друг от друга по простиранию рудоносной зоны. Предполагаемая мощность в 60 м на этом участке подтвердилась. Результаты опробования стенок ортов бороздовым методом выявили следующие показатели: продуктивная мощность 46 м, суммарное содержание свинца и цинка 2,29 %. Это обстоятельство указывает на то, что подобные мощные тела могут образоваться при использовании для своего развития элементов складчатой тектоники.

Работы по выявлению условий распределения оруденения проводились автором на четырех пространственно разобщенных участках месторождения. Результаты этих работ свидетельствуют об отсутствии ранее намечавшихся жильных тел. В качестве примера рассмотрим данные по горизонту штольни 32, по которой дана наиболее полная характеристика геологической структуры изучаемого опытного участка по данным разведочных организаций. На горизонте штольни намечена на базе опробования рудоносная зона шириной 50—70 м, в ней выделены рудные тела 6, 7, 8 (точнее — жилы). Контакты рудных тел в пределах опробованных участков выработок имеют извилистую форму, а между выработками, где расстояние достигает 100 м, контуры прямолинейные. Таким образом, получается что там, где рудные тела опробованы, границы их нечеткие в виде извилистых линий, а там, где опробование отсутствует, границы спрямлены. В связи с последним обстоятельством присутствие жил 6, 7, 8 при проведении эксплуатационных работ не подтвердилось.

Наблюдаются такие случаи, когда выработки расположены одна над другой в 2—5 м. Даже в результате наложения стольких видов выработок тяжелого типа содержание полезного компонента в добываемой руде не соответствует проектным данным. В связи с отсутствием намечаемых контуров рудных тел применяемая на руднике система отработки себя не оправдывает. Подготовленные выработки оказываются пройденными в теле рудоносной зоны по наиболее обогащенным участкам с целью их добычи. При этом закономерности в распределении оруденения и обогащенных в нем участков до сих пор не выяснены. Зачастую запроектированные обогащенные участки не обнаруживаются.

В создавшейся обстановке немаловажную роль играет подход к расшивке морфологического строения рудоносных зон. С морфологической точки зрения рудоносные структуры Фиагдонского рудного поля это типичные минерализованные зоны субширотного простирания, продуктивная значимость которых увеличивается на участках с отклонением простирания на северо-восток. Минерализованными зонами используются элементы складчатой (микроскладчатой) и трещинной (микротрещинной) тектоники. Контакты зон нечеткие и могут устанавливаться по результатам опробования. В минерализованных зонах выделяются обогащенные участки, которые условно можно назвать рудными телами. Рудные тела представляют собой совокупность систем жил, прожилков, участков с образованием сетчато-прожилковых, брекчиевидных, вкрапленных и редко сплошных типов свинцово-цинковых руд. В промежутках между рудными телами как по простиранию, так и по падению наблюдаются в массе перемятые и передробленные песчано-глинистые сланцы с редкой вкрапленностью тонко распыленных сульфидов железа, цинка и свинца, также с тонкими нитевидными, часто прерывающимися кварц-карбонатными прожилками, в которых можно наблюдать вкрапленность сульфидов. По простиранию, по сужению мощности и переходу в ряд затухающих ветвей можно наблюдать естественное выклинивание зон, которое заканчивается смятостью и дробленостью пород и далее выражается в изменении элементов залегания пластов песчано-глинистых

сланцев. В редких случаях можно наблюдать ограничение минерализованных зон поперечными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний.

Минерализованные зоны осложнены элементами пострудной тектоники как по простиранию, так и по падению, а также вкрест простирания. В случае осложнения поперечными нарушениями наблюдается смещение одних частей относительно других в плане и по падению. Осложнение зон продольными нарушениями приводит к появлению новых кулисообразно расположенных участков, обогащенных сульфидами свинца и цинка. Сами смещения по рудоносным трещинным структурам субширотного простирания незначительные (С.М. Рыпинский и др.).

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что кристаллические породы подвергались раскалыванию с развитием элементов разрывной тектоники; пластичная среда способствовала развитию элементов складчатой тектоники, метаморфогенная среда — развитию элементов складчато-разрывной тектоники. В каждом отдельном случае рудные залежи образуют своеобразные морфогенетические типы рудных проявлений. Учитывая возможность блоково-сдвиговой переработки регионов коры, необходимо отметить, что элементы блоковой тектоники непосредственно влияют на размещение промышленных скоплений минерального вещества, ограничивая распространение рудных тел с одной стороны факторами структурного контроля, с другой стороны — формационного. Что касается влияния каждого из этих двух факторов на размещение оруденения в отдельности, то оно достаточно хорошо известно и успешно используется [17]. Рудоносные блоки, сложенные в основном кристаллическими породами характеризуются тем, что в них преимущественным развитием пользуется жильный тип эндогенных месторождений. В рудных блоках, сложенных в основе своей пластичными толщами, рудные тела эндогенных месторождений характеризуются расплывчатыми контурами и сравнительно с жильными образованиями большими мощностями рудных тел и зачастую низкими показателями содержания полезных компонентов. В рудоносных блоках, сложенных метаморфическими породами, рудные залежи эндогенных месторождений представлены "сплавом" первых двух морфогенетических типов. Поэтому в этих тектонических блоках можно ожидать наличие как жильных образований, так и минерализованных структур.

Подводя итог, можно отметить, что месторождения и рудопроявления Фиагдонского рудного поля предыдущими исследователями рассматривались как месторождения и рудопроявления, локализующиеся в трещинных структурах только субширотного простирания. Автором доказано [41], что рудоносными являются и тектонические структуры северо-восточного простирания.

На основании рассмотренного материала автор пришел к следующим выводам.

1. Фиагдон-Геналдонский блок пород, на площади которого прослеживается Фиагдонское рудное поле, охватывает Гачинскую синклиналь, опущенную на северной окраине серией Северных разломов и на южной

Украине — Южными разломами; положение рудного поля в пределах грабен-синклинали позволяет по-иному расценивать его возможности.

2. На площади развития Фиагдонской грабен-синклинали развиты три системы тектонических структур: северо-западного простирания (типа Северных и Южных зон разломов), субширотного простирания (типа Главной Южной и Даргаво-Тменикауской минеральных зон, использующих для своего размещения элементы складчато-разрывной тектоники) и тектонически ослабленные зоны северо-восточного простирания (типа узких вытянутых складок или зон трещиноватостей, подобных Калдонской антиклинали).

3. Специфические физико-химические свойства вмещающих песчано-глинистых сланцев, особенности складчатой и разрывной тектоники благоприятствовали растеканию рудных растворов, в результате чего образовались мощные от 10 до 60 м зоны с содержанием свинца и цинка в минимально промышленных пределах.

4. Выявление рудных зон в осадочном чехле возможно лишь на основании комплекса признаков — обеление вмещающих пород, мелкие тектонические дислокации, пересечения элементов складчатой и разрывной тектоники и т.д.; наибольший практический интерес вызывает концентрация минерального вещества в тектонических структурах северо-восточной направленности.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УЧАСТИЯ В ЕГО ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ

Из вышесказанного следует, что все стадии геологоразведочных работ увязываются друг с другом именно благодаря особенностям существующего в момент поисков или разведки строения и условий как структурного, так и формационного факторов контроля оруденения. В связи с этим необходимо рассмотрение не только структурных особенностей отдельных тектонических блоков, но и металлогенической роли элементов блоковой тектоники. Для этой цели следует рассмотреть такие вопросы по изучаемым регионам, как геологические особенности локализации оруденения рудных залежей, взаимоотношения и распределение типов промышленных руд в зависимости от участия в их локализации элементов блоковой тектоники. Рассмотрение этих вопросов с определенной детальностью позволит, по мнению автора, выявить связь элементов блоковой тектоники с закономерностями в размещении промышленных скопления минерального вещества. В качестве примера рассмотрим вопросы связи элементов блоковой тектоники с промышленными скоплениями свинца и цинка на Центральном Кавказе, как наиболее интересном с практической точки зрения участке региона.

Некоторые сведения о металлогении и возрасте оруденения

Вопросам металлогении Кавказа посвящены работы Г.Д. Афанасьева [1], Ш.А. Азизбекова и др. (1962 г.), Н.Г. Родзянко и др. [7], В.И. Смирнова и Г.А. Соколова (1963 г.), Г.Л. Дзагоева и Э.М. Цириховой (1981 г.), В.К. Чайковского (1976 г.), В.Б. Черницына [44] и др.

На Кавказе выделены металлогенические зоны, однако их типы отличаются в одних случаях локальностью своего развития и пространственной разобщенностью, в других — наложением различных минеральных ассоциаций друг на друга. Это подтверждается работами В.Б. Черницына, которым для выделения металлогенических зон использовано максимальное количество факторов (по 35 для каждой зоны), и при этом все-таки он отмечает, что "в карбонатно-терригенных толщах залегает различное оруденение, встречающееся в разных, несходных металлогенических зонах" [45, с. 194].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что зон того или иного типа оруденения, протягивающегося вдоль всего складчатого сооружения, от Черного до Каспийского моря, не обнаруживается.

Действительно, на рассматриваемой площади, даже в наиболее интересной с промышленной точки зрения центральной части Большого Кавказа месторождения развиваются отдельными группами (Садонская группа полиметаллических месторождений, Тырнаузская группа вольфрам-молибденовых месторождений и т.д.). Для более детального рассмотрения этого положения необходимо отметить, что территория сложена различными породами, которые на поверхности прослеживаются в виде трех полос, ориентированных согласно общекавказскому направлению: 1) северная полоса, сложенная палеозойскими гранитами и налегающими на них породами юрской вулканогенно-осадочной толщи; 2) средняя, представленная древними кристаллическими породами; 3) южная, сложенная породами юрской вулканогенно-осадочной толщи. Более молодой возраст первой и третьей полос по сравнению со второй — центральной — позволяет говорить об антиклинальном характере структуры района и об участии кристаллических пород в пластических деформациях. Вторая полоса представляет собой сложную антиклинальную зону — зону Главного Кавказского хребта, который отделяется от антиклинальных сооружений второго порядка (типа Скалистого хребта), развитых на его крыльях, параллельными (субпараллельными) крупными ослабленными зонами, разрывами общекавказского направления типа Южных и Северных разломов.

Наиболее интересные с промышленной точки зрения полиметаллические месторождения располагаются в пределах Садонско-Унальской антиклинальной восточной части Центрального Кавказа. Здесь залегают с запада на восток такие месторождения как Згидское, Садонское, Архонское, Октябрьское, Холстинское, южнее их прослеживаются Буронское, Лабагомское, Орах-Комское и др. Месторождения Фиагонской группы развиваются несколько восточнее. Западнее Згидского месторождения в 8—10 км обнаружены месторождения Фаснальской группы, а к северу от них располагается Вазахосское и другие вольфрам-молибденовые рудопроявления. Таким образом, поясное распределение рудных проявлений не подтверждается.

Л.А. Варданянц полагает, что основной рудоконтролирующей структурой полиметаллических месторождений Кавказа является так называемая Северная зона региональных разломов. В работах Г.М. Ефремова по Северо-Западному Кавказу подчеркивается, что подавляющее большинство известных рудопоявлений области локализуется в антиклинальных зонах.

Основываясь на некоторых выводах В.Б. Черницына [45] и других исследователей о существовании структурно-фациальных зон в пределах полиметаллического пояса Северного Кавказа и исходя из собственных наблюдений, автор полагает, что на размещение оруденения могли влиять и складчатые, и дизъюнктивные нарушения.

По физико-химическим условиям образования рассматриваемые месторождения относятся к средне- или низкотемпературным образованиям. Генезис полиметаллического оруденения различные исследователи связывают с разными по возрасту интрузиями: Л.А. Варданянц (1933) г. связывает полиметаллическое оруденение с гранодиоритовыми неинтрузиями неогенового возраста; В.А. Обручев, Л.Н. Пламеневский, Н.К. Скаковский и А.П. Лебедев — с эффузивной деятельностью предкелловейского возраста; А.Д. Ершов, Г.Д. Афанасьев, Г.М. Ефремов и С.С. Баклаков — с магматическим очагом, проявлением которого являются дайки альбитофиров, порфиритов и штоки гранодиорит-порфириров предкелловейского возраста. Автор придерживается мнения большинства исследователей, тем более что результаты детального (на инструментальной основе) и регионального геологического картирования, а также разведочных и эксплуатационных работ подтверждают приуроченность рудных полей к местам концентрации даек альбитофиров и порфиритов.

Что касается площадного распространения рудных полей, то наиболее полно отражала бы истину в этом вопросе "структурно-металлогеническая" зональность, которая генетически увязывала бы развитие рудных полей не только с металлогенической специализацией, но и с влиянием деформационных усилий, регулирующих строение регионов. К наиболее интересным в практическом отношении участкам исследуемой территории относятся места развития местных второстепенных разрывов, оперяющих окончания глубинных разломов. *Площадь распространения интересных с промышленной точки зрения второстепенных разломов занимают тектонические блоки третьего порядка, которые характеризуются вытянутой формой, согласной общей направленности глубинного разлома.*

В складчатом сооружении Кавказа глубинные разломы имеют общекавказское простираение, отсюда и площадь развития рудоносных разломов необходимо искать у одного из двух его окончаний (восточное окончание разлома увязывается с группой полиметаллических месторождений Садона, западное — с группой молибдено-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений района Тырнауза). Отсюда следует, что рудоносные площади вырисовываются в форме овалов и прослеживаются отдельными участками, а не в виде поясов — вдоль всего складчатого сооружения, как полагали ранее. Рудоносные структуры также обнаруживаются не на всем протяжении глубинного разлома, а только в местах изгибов и у его окончаний, так как на этих участках развиваются оперяющие трещины, о чем свидетельствуют данные детального картирования.

Таким образом, в пределах конкретных площадей оруденения — тектоноблоков II порядка развивается присущая только той или иной площади структурно-металлогеническая зональность, но уже более высокого порядка в сравнении с планом структурно-металлогенической зональ-

ности региона — тектоноблока I порядка. Иными словами, блоковое строение территорий позволяет выявить в условиях проявления структурно—металлогенической зональности ее сложный характер, выраженный в наложении структурно—металлогенической зональности локального плана на аналогичную регионального плана.

Ниже приводятся условия становления структурно—металлогенической зональности на примере Центрального Кавказа. Для этой цели предлагается рассмотрение типов и условий нахождения одной родственной группы промышленных месторождений региона, составляющей, по данным предшествующих исследователей, единый рудный пояс. В качестве такого примера взяты полиметаллические месторождения полиметаллического пояса Северного Кавказа.

Типы полиметаллических месторождений Центрального Кавказа

Общеизвестные классификации месторождений П.М. Татарина, И.Г. Магакьяна, Е.Е. Захарова, Ф.И. Вольсона и др., разработанные по принципу температурного режима и формационного фактора, имеют большое теоретическое значение для рассмотрения практических вопросов, но в меньшей мере приемлемы для непосредственного выполнения практических задач. Недостаточно обращается внимание, в частности, на морфологию, литологические особенности, условия залегания и другие признаки. В связи с этим, месторождения каждого рудного региона нуждаются, по-видимому, в детализации типов и структурных особенностей локализации наиболее интересных с промышленной точки зрения оруденелых участков, что подтверждается результатами конкретных исследований в этой области Д.И. Горжевского и др.

Опираясь на фактический материал, накопленный геологопоисковыми, разведочными и эксплуатационными работами, и литературные данные по жильным полиметаллическим месторождениям Кавказа, сделана попытка выделения основных типов жильных свинцово-цинковых месторождений (Г.Л. Дзагоев, Э.М. Цирихова, 1982 г.) по комплексу следующих факторов: связь с магматизмом, приуроченность к тем или иным структурно-формационным зонам, влияние рудовмещающей среды, характерные рудовмещающие структуры, морфология рудных тел, минеральный состав, изменение боковых пород, место локализации оруденения, происхождение и оценка перспективности. Результаты проведенного анализа сведены в табл. 6.

Из таблицы следует, что жильные свинцово-цинковые полиметаллические месторождения Центрального Кавказа образуют следующие промышленные типы:

I тип — полиметаллический (свинец, цинк, серебро и другие металлы). Месторождения этого типа располагаются на северных отрогах Главного хребта, руды полиметаллические от средне- до низкотемпературных, характеризуются наличием таких месторождений как Садон и др.;

Таблица 6

Жильные полиметаллические месторождения Центрального Кавказа

Место локал. месторождений	Связь с магматизмом	Рудовмещающие породы	Рудовмещающие структуры	Морфология рудных тел	Минеральный состав		Изменение боковых пород	Генезис (гидротермальный)
					рудные	нерудные		
Северные отроги (Садон и др.)	Парагенетическая с малыми интрузиями гранодиоритов и дайками кварцевых и бескварцевых порфиров (корни вулканогенного горизонта)	Гранитоиды, породы вулканогенно-осадочной толщи	Зоны разломов, разломы, трещины в ядрах складок	Жилы, густая сеть прожилков, гнезда, линзы, рудные зоны	Галенит, сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит и т.д.	Кварц, кальцит, хлорит	Слабое окварцевание, серицитизация, ожелезнение	Вулканогенный*
Центральная часть (Тызыл и др.)	Парагенетическая с малыми интрузиями	Древние метаморфические сланцы, гранитоиды, серпентиниты	Зоны трещиноватостей, гранитские трещины	Жилы, прожилки минерализованных зон	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, реальгар	Кварц, кальцит, редко барит	Серпентинизация, окварцевание, баритизация	Плутоногенный
Южные отроги (Квайса и др.)	Межпластовые залежи и извержения	Порфириды, известняки, песчаники, сланцы, дайки, редко гранитоиды	Контакты разновозрастных толщ, зоны смятия, нарушения	Жилообразные залежи, линзы, прожилки	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Кварц, халцедон, кальцит, барит	Слабое окварцевание в массе, баритизация	Амагматический

* Терминология графы "Генезис" по В.И. Смирнову.

II тип — свинцово-цинковый. Месторождения этого типа развиты на центральном участке складчатого сооружения, руды в основном средне-температурные. Примером может служить Тызыльское и другие месторождения;

III тип — свинцово-цинковые с баритом и свинцово-цинковые с сульфидами железа. Месторождения последнего типа встречаются в зоне южного склона Главного хребта, руды полиметаллические, в основном низкотемпературные.

Ниже приводится характеристика выделенных на основе 11 признаков типов месторождений полиметаллов, развитых на территории Центрально-Кавказа (см. табл. 6).

Месторождения северного склона Главного хребта

К этому типу относятся Садонское, Згидское, Холстинское и другие месторождения. Они развиты в пределах Центральной структурно-фациальной зоны, занимающей северные отроги тектонической зоны Главного хребта с учетом шовной зоны.

Современные выходы пород свидетельствуют о том, что наиболее древний докембрийский комплекс, погружаясь на глубину в юго-восточном направлении, скрывается под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений от меридиана Дарьяльского ущелья. Юго-восточнее, в пределах Главного хребта, выходы докембрийских и палеозойских пород не прослеживаются.

Докембрийский комплекс пород большинством исследователей на этом участке делится на две толщи: кристаллические сланцы и мраморизованные известняки и метаморфические преимущественно зеленые сланцы кварцево-хлоритового, кварц-эпидот-амфиболового, кварцево-слюдяного, слюдяно-хлоритового составов.

Второй комплекс пород представлен палеозойскими гранитами. Наибольшим распространением пользуется двухслюдяной среднезернистый гранит с хлоритизированным биотитом, а также пегматит-пневматолитовая и гранит-аплитовая фазы гранитов. Широкое распространение имеет жильная серия порфиритового состава. Взаимоотношения и элементы залегания между различными жильными сериями свидетельствуют о наличии разновозрастных серий даек порфиритов дацитового и диабазового составов, а также альбитофиров.

На размытую поверхность палеозойских гранитов налегает толща вулканогенных и осадочных пород. В основании толщи залегает горизонт базальных конгломератов. Возраст вулканогенно-осадочной толщи определен однозначно и отнесен к лейасовому времени. Вулканогенный горизонт представлен альбитофирами, дацитовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Нередко наблюдается переслаивание эффузивно-пирокластических образований с осадочными породами. Эти данные получены в результате изучения 1500 шлифов.

Четвертый комплекс пород представлен карбонатными отложениями раннемелового возраста, терригенными нижнемеловыми отложениями, карбонатными образованиями верхнего мела, палеоцена, эоцена и мощ-

ными терригенными толщами олигоцена и неогена. Характерно широкое развитие четвертичных отложений.

Рудовмещающими являются верхнепалеозойские граниты и вулканогенно-осадочные породы юры.

С тектонической точки зрения район представляет собой сложный антиклинорий, ядро которого сложено древними кристаллическими породами, а крылья — более молодыми отложениями. Строение северного крыла резко отличается от строения южного.

Г.М. Ефремовым доказано, что процесс формирования геологической структуры происходил в течение четырех фаз, которые накладываются одна на другую и грубо соответствуют перечисленным основным комплексам пород.

Минеральный состав относительно прост и однообразен. Из рудных минералов присутствуют галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит. В небольших количествах присутствуют висмутин, серебро-содержащие минералы и самородные (мышьяк, висмут и др.). Жильные представлены в основном кварцем, хлоритом, редко баритом и марганец-сидеритом. Текстуры руд массивные, вкрапленные, брекчиевые, субграфические и др.

Анализ минералогических исследований, проведенных на территории изучаемого района в разные годы Г.А. Кобилевым, А.А. Курдюковым, З.И. Курдюковой, Г.В. Хетагуровым, Л.М. Катовой, К.Л. Рехвиашвили, В.С. Стариковым, Э.М. Цириховой и др., позволяет наметить в едином процессе рудоотложения развитие следующих стадий, перечисленных в порядке их образования:

I — кварцево-пиритовая;

II — карбонатно-полиметаллическая, где преобладают кальцит и марматит;

III — пирротиновая с небольшим количеством сульфидов свинца и цинка и сопутствующих сульфидов висмута и мышьяка;

IV — галенитовая со сфалеритом, стадия минерализации является главной, создавшей основную массу свинцово-цинковых руд;

V — кварцево-кальцито-хлоритовая с примесью самородных.

Месторождения Центрального участка

К этому типу относятся Тызыльское, Чочукулакское и другие месторождения, развитые в пределах тектонических зон верхнего кембрия Главного хребта и Передового хребта (верхний карбон, пермь).

Площадь сложена четырьмя разновозрастными комплексами пород, представленными снизу вверх следующими разностями:

1. Слюдяные гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы кварцево-серицитового, хлоритового, актинолитового составов протерозойского возраста.

2. Метаморфические и метаморфизованные породы палеозойского возраста представлены следующими разностями:

а) кварциты и кварцитовидные сланцы и их разности (филлиты, конгломераты) раннепалеозойского возраста;

б) средний палеозой представлен серицито-кварцевыми сланцами, филлитами, аркозовыми песчаниками и известняками позднесилурийского времени; мраморизованными известняками, сланцами, конгломератами, изверженными породами (порфириты, спилиты, гранодиориты, пироксениты) раннекарбонического времени;

в) верхний палеозой представлен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами верхнего карбона.

Изверженные породы палеозоя представлены гранитами, серпентинитами, порфиритами, диабазами, спиллитами.

3. Вулканогенно-осадочная толща юры.

4. Мергели и известняки мелового возраста. Мезозойские интрузии развиты к югу от Скалистого хребта: Эльджуртинские граниты (Тырныаузский комплекс).

Четвертичные отложения широко развиты на изучаемой площади и представлены моренами, делювием, элювием, излияниями андезитовых лав Эльбруса и андезито-дацитовых лав Тызыла.

Рудовмещающими являются древние метаморфические сланцы, гранитоиды, серпентиниты. Все породы метаморфизованы, интенсивно дислоцированы в складки, осложненные разрывами, контролируемые местами свинцово-цинковое оруденение.

С тектонической точки зрения район представляет собой сложный антиклинорий, ядро которого сложено древними кристаллическими породами, а крылья — более молодыми отложениями. Продольными разломами антиклинорная зона раздроблена на серию пологих "валов" — глыб (по Е.А. Снежко) общекавказского простирания.

Эти глыбы, в свою очередь, разбиты поперечными по отношению к общекавказскому простиранию разломами. В тектонических блоках образованных сочетанием указанных продольных и поперечных разломов, намечаются крупные поднятия.

Весь район, а вместе с ним и элементы складчатой тектоники осложнены разрывами типа сбросов и сбросо-сдвигов, нередко сопровождающихся зонами дробления, контролирующих полиметаллическое оруденение. Так, например, Тызыльская антиклиналь простирается в северо-восточном направлении ($30-40^\circ$). Ядро ее сложено гранитами, ультрабазиитами. Антиклиналь разбита трещинами на ряд блоков, смещенных друг относительно друга. При этом выделяются три основные системы трещин: 1) северо-восточного простирания ($10-65^\circ$) с падением на северо-запад ($280-320^\circ$) и на юго-восток ($110-140^\circ$) под углом $30-40^\circ$; эта система трещин контролирует основные рудные жилы; 2) северо-западного простирания ($295-310^\circ$) с падением на юго-запад ($195-225^\circ$) под углом $40-70^\circ$; некоторые из трещин этой системы сопровождаются барито-галенитовым оруденением; 3) меридионального простирания ($350-360^\circ$), падающие под углом $75-85^\circ$, относятся к трещинам оперения основных разломов северо-восточного простирания; эта система контролирует мелкие рудные тела с богатым содержанием полезных компонентов во вмещающих гранитах и мигматитах.

Руды прожилково-вкрапленные, иногда массивные, распределение в жилах зачастую столбообразное. Рудные минералы представлены галени-

том, сфалеритом, халькопиритом, редко арсенопиритом. Жильные минералы в основном представлены кварцем, карбонатами и в некоторых жилах баритом.

Анализ проведенных минералогических исследований позволяет наметить единый процесс рудоотложения, слагающийся из следующих стадий: 1) кварцево-пиритовая с небольшим количеством арсенопирита и марказита; 2) кварцево-полиметаллическая, сложенная сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом-II, арсенопиритом-II, марказитом-II, блеклыми рудами; 3) кварцево-карбонатная, представленная кварцем-II, карбонатом-II, анкеритом, редко сфалеритом, клейофаном, галенитом-II; 4) баритовая, на которой четко видно, как баритовые жилы и прожилки секут минеральные ассоциации первых трех стадий.

Месторождения южного склона

Этот тип подразделяется на два подтипа: а) свинцово-цинковый с баритом и б) свинцово-цинковый с сульфидами железа.

К первому подтипу относятся такие месторождения как Квайсинское, Скаттыкомское, Тхмори и др., залегающие в известняках мела и липаритах неогена и генетически увязывающиеся с альпийской эпохой тектогенеза. Район Южной структурно-фациальной зоны занимает площадь южного склона тектонической зоны Главного хребта.

Особенности геологического строения свидетельствуют о том, что западная и восточная части тектонической зоны несколько отличаются друг от друга индивидуальными чертами формирования. Западная часть сложена метаморфизованными толщами палеозоя, которые прослеживаются в виде отдельных изолированных друг от друга "островов", перекрытых мощными отложениями песчано-сланцевой толщи юры. Северо-восточная часть слагается в основном жесткими породами порфиритовой свиты. Нижняя граница порфиритовой и вулканогенно-осадочной свит устанавливается по согласному налеганию на палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего лейаса. Верхняя граница четко отбивается по зоне зеленых песчаников и сланцев, выше которой следуют континентальные отложения бата и байоса, угленосная свита, песчаники келловей, пестроцветная свита киммериджа, участками базальные конгломераты неокома.

Рудовмещающими являются породы песчано-сланцевой и вулканогенной толщ. В западной части зоны свинцово-цинковое оруденение встречается в виде небольших рудопроявлений или в виде парагенетической ассоциации минералов свинца и цинка в медно-пирротиновых рудах медно-пирротинового пояса южного склона (по В.А. Мельникову), пространственно размещающегося в пределах Кахетинского хребта. Далее к востоку в породах песчано-сланцевой толщи и перекрывающей их порфиритовой свиты развиты жильные образования с сульфидами свинца и цинка. Обогащенная полиметаллами область тянется от западной Абхазии до Осетии. Зараженность полиметаллами не везде одинакова, а к бассейну р. Пиахви рудные проявления вообще не обнаружены.

С тектонической точки зрения Южная структурно-фациальная зона представляет собой область развития мезозойского геосинклинального

трога. Зона примыкает на севере к кристаллическим породам фундамента Кавказа и перекрывающим их в восточной части осадочным породам юры. Контактирование происходит по системе субширотных, согласных общекавказскому направлению, крупных разломов. Этим же типом разломов зона раздроблена на глыбы, разбитые в некоторых местах поперечными разломами северо-восточного простирания, также глубокого заложения. Породы в пределах образовавшихся тектонических блоков сложно дислоцированы.

Элементы складчатой тектоники домелового времени можно наблюдать в породах юрской осадочной толщи, которая не имеет связи в этом районе с современным рельефом, поэтому они трудно поддаются расшифровке. Более того, батская и претитонская фазы тектогенеза затянута действием альпийской фазы складчатости. И все-таки наиболее крупные складки, характеризующие второй порядок, можно картировать по соотношениям верхнего лейаса и байоса. Породы верхнего лейаса обычно слагают ядра антиклиналей. По данным А.И. Джанелидзе (1953 г.), положение осей домеловых и послемеловых складок не совпадает.

Разрывные нарушения домелового периода изучены с еще меньшей детальностью. Между тем, их значение велико с точки зрения контроля оруденения, так как оруденение локализуется в трещинах и ослабленных зонах домелового времени заложения. Рудовмещающей средой являются дислоцированная порфиритовая свита, породы подстилающей ее песчано-сланцевой толщи и перекрывающие верхнеюрские и меловые известняки, в которых развиты свинцово-цинковые и баритовые месторождения и рудопроявления. Баритовый и полиметаллический типы оруденения объединены в единый тип в виду их пространственной общности.

Руды обычно массивные, брекчиевые, вкрапленные, колломорфные. Из рудных минералов присутствуют: сфалерит светло-серый до желтого, галенит, пирит, халькопирит, редко арсенопирит. Жильные минералы представлены карбонатами, кварцем, халцедоном. Помимо указанных месторождений на изучаемой территории развиты железосодержащие свинцово-цинковые месторождения.

К свинцово-цинковым месторождениям с сульфидами железа относятся полиметаллические месторождения Филизайского типа, такие как Кизилдере, Кацдаг и др., обладающие, по мнению большинства исследователей, сложным гидротермально-осадочным происхождением и гидротермально-метасоматическим механизмом формирования. Рудные тела развиты в монотонной толще верхне-нижнеаленских песчано-глинистых сланцев. Оруденение связано, как и везде, с магматизмом и так же как и в других районах (М.Б. Бородаевская и др., 1977 г., Г.А. Твалчрелидзе, 1978 г.) контролируется элементами складчато-разрывной тектоники — оперениями глубинных разломов позднегеосинклинальной стадии развития Кавказской складчатой области.

Выделенные типы полиметаллических месторождений Центрального Кавказа позволяют констатировать положение о концентрации этих месторождений отдельными пространственно разобщенными группами на северном склоне, в южных отрогах хребта и в его центральной части. Группы месторождений в каждом конкретном случае увязываются с опреде-

ленным возрастным комплексом пород и не выходят за пределы соответствующих границ, что помогает выявить наличие структурно-металлогенической зональности регионального плана.

Что же касается закономерностей в распределении месторождений в пределах указанных групп, то эти условия размещения могут быть связаны со структурно-металлогенической зональностью локального плана. С целью выявления такой возможной зональности необходимо рассмотреть проявления, условия нахождения и развития различных промышленных типов руд в пределах указанных групп месторождений и рудопроявлений.

Типы полиметаллических руд и их взаимоотношения

Проявления полиметаллов на территории Центрального Кавказа характеризуются, по данным изучавших их исследователей, наличием двух промышленных типов руд: полиметаллического и пирротинового. Известно, что пирротиновые руды во всех рудных регионах, где они встречаются совместно с полиметаллическими, имеют второстепенное промышленное значение. В пределах Садонского рудного поля, например, запасы свинца и цинка в рудах пирротинового типа составляют около 20 % от общих запасов, а в рудах полиметаллического типа 80 %.

Вопрос о генетической связи полиметаллического и пирротинового типов оруденения весьма сложный и не решен не только для месторождений Центрального Кавказа, но и для ряда других свинцово-цинковых месторождений Салаира, Забайкалья, Алтая и т.д.

На Урале, на Гайском месторождении тоже неясна была связь свинцово-цинкового типа руд с пирротиновым, и только в последние годы Н.В. Петровской на основе большого фактического материала было доказано, что эти два типа руд являются производными единого рудного процесса.

Проводимое автором комплексное изучение основных рудных узлов Центрального Кавказа позволило подойти к рассмотрению взаимоотношений между различными промышленными типами полиметаллических руд области. Для выяснения поставленного вопроса необходимо дать вкратце минералогическую характеристику рудного вещества полиметаллических месторождений и выяснить условия распределения оруденения в рудоносных трещинных структурах.

Полиметаллические и пирротиновые руды Центрального Кавказа локализируются в аналогичных структурах и наблюдаются в основном в двух системах рудовмещающих трещин: северо-восточного и субширотного простираний. Оба типа руд размещаются в одних и тех же породах и сопровождаются идентичными околорудными изменениями. Наибольшим распространением пользуются массивные текстуры руд, а также различные виды полосчатых и вкрапленных руд. Структуры руд во всех случаях зернистые.

Минералогический состав руд, приуроченных к структурам как северо-восточного, так и субширотного простираний один и тот же. Анализ

проведенных минералогических исследований (Е.Е. Захаров, 1930 г.; Г.М. Ефремов, 1950 г.; Г.А. Кобылев, 1980 г.; Н.М. Прокопенко, 1950 г.; К.Л. Рехвиашвили, 1968 г.; Г.В. Хетагуров, 1974 г.; Э.М. Цирихова, 1966 г.; С.Ф. Чернопятков, 1957 г. и др.) позволяет наметить развитие единого процесса рудообразования, состоящего из пяти стадий, сменявших одна другую и перечисленных в порядке последовательности их образования: 1) кварцево-пиритовой; 2) карбонатно-полиметаллической; 3) пирротиновой (с небольшим количеством сульфидов свинца и цинка и сопутствующих элементов висмута и мышьяка); 4) галенитовой со сфалеритом (основная рудная стадия); 5) безрудной (кварц, розовый кальцит, барит). Каждая стадия характеризуется определенными физико-химическими условиями минералообразования, сохранившимися в течение некоторого времени. Возрастные взаимоотношения между стадиями устанавливаются довольно четко. Основными критериями для установления стадий минерализации служат рудные брекчии, а также прожилки, секущие все ранее выделившиеся минералы.

Жилы иногда приобретают сложное строение, которое выражается в раздувах и пережимах, а также в ветвлении.

Повсеместное распространение сходных морфологических черт и одна и та же последовательность развития аналогичных стадий минерализации во всех месторождениях Центрального Кавказа свидетельствует о близких во времени условиях формирования полиметаллического и пирротинового типов руд. Для проверки этого положения автором проведено выявление эндокриптных элементов в основных рудообразующих минералах обоих типов руд, а с целью исследования характера изменчивости физического состояния измерены термо-эдс кристаллов галенита изучаемых двух типов руд.

Выявление эндокриптных элементов в основных рудообразующих минералах. Для этого было отобрано 30 мономинеральных проб. Состав проб характеризуют как основные рудовмещающие структуры территории (северо-восточного простирания), так и второстепенные (субширотного простирания). Выделены последовательно галениты и сфалериты трех основных сульфидных стадий рудного процесса, а также пириты двух стадий. Основным же связующим звеном анализируемых результатов проб является разделение всех четырех главных рудообразующих минералов по типам руд.

Основные рудные минералы обоих типов руд региона, взятых из пространственно разобщенных участков и характеризующих различно ориентированные рудовмещающие структуры в одних случаях по простиранию, в других — по падению, обнаруживают в основном одинаковые количественные содержания одних и тех же примесей (табл. 7) (Э.М. Цирихова, 1966 г.).

С целью выявления характера изменчивости термоэлектрических свойств были измерены термо-эдс кристаллов галенита. Опыт изучения термо-эдс галенита в минералогической лаборатории ВИМСа Г.А. Горбатовым (1963 г.) позволяет выявить типоморфизм его кристаллов. Применение этого метода на примере месторождений и рудопроявлений Кавказа

Таблица 7

Содержание некоторых эндокриптных элементов в галенитах, сфалеритах,

Наименование	Fe	Ni	Co	Ti	V	Cu
I. Галенит (полиметаллический тип оруденения)						
Садон (9-й горизонт)	0,003	—	—	—	—	10 ⁻⁴ (?)
Садон (РЭШ)	0,003	—	—	—	—	0,003
Бачитский участок (поверхность)	1,00	—	—	—	—	0,01
Ногкауский участок (штольня 1)	0,002	—	—	—	—	0,001 (?)
Ногкауский участок (штольня 2)	0,001	—	—	—	—	0,003
Средние	0,202	—	—	—	—	0,003
Галенит (пирротиновый тип оруденения)						
Многожилный участок (7-й горизонт)	0,1	—	—	—	—	0,03
Многожилный участок (7-й горизонт)	0,5	—	0,002	—	—	0,001 (?)
Многожилный участок (поверхность)	2-3	—	—	—	—	0,005
Бачитский участок (штольня 39)	1,0	—	—	—	—	0,007
Бачитский участок (7-й горизонт)	0,001	—	—	—	—	0,005
Битаровский участок (7-й горизонт)	0,002	—	—	—	—	10 ⁻⁴ (?)
Жила "Вертикальная" (штольня 38)	0,5	—	—	—	—	0,003
Сулардонский участок (штольня 19)	3	—	—	0,001	—	0,003
Средние	0,95	—	—	—	—	0,007
II. Сфалерит (полиметаллический тип оруденения)						
Садон (марматит из 9-го горизонта)	5	—	0,03	—	Нет?	0,2
Садон (РЭШ)	3	—	0,01	—	—	0,1
Ногкауский участок (клеюфан из штольни 1)	3	0,001	0,03	—	—	0,01
Ногкауский участок (штольня 12)	2	—	0,01	—	—	0,01
Средние	3,25	0,0002	0,02	—	—	0,08

пиритах и пирротинах, %

Pb	Aq	Sb	Bi	As	Zn	Cd	Sn	Ga
10·n	0,01	0,03	0,1	—	—	—	—	—
10·n	0,1-0,2	0,05	0,1-0,2	—	0,3	Нет (?)	0,001	—
10·n	0,01	0,03	0,1	1,0	1,0	0,003	—	—
10·n	0,007	0,03	—	—	0,3-0,5	0,003	—	—
10·n	0,01	0,03	0,001	—	0,1	—	—	—
10·n	0,032	0,034	0,10	—	0,36	0,001	—	—
10·n	0,01-0,02	0,1 (?)	0,1-0,2	—	3	0,01	0,01	—
10·n	0,1	0,03	0,03	0,1	—	—	0,01	—
10·n	0,01	—	0,3	—	0,005	—	0,001	—
10·n	0,01	0,03	0,1	—	0,1	0,003	—	—
10·n	0,01	0,03	0,1	0,1-0,2	0,003	0,01	—	—
10·n	0,01-0,02	0,1 (?)	0,01	—	—	—	0,01	—
10·n	0,1	—	1,0	—	0,003	—	10 ⁻⁴	—
10·n	0,007	0,03	0,1	0,03	0,3	—	0,003	—
10·n	0,022	0,04	0,22	0,04	0,426	0,003	0,004	—
0,03	0,005	—	—	—	10·n	0,1	—	0,003
0,1	0,003	—	—	—	10·n	0,03	—	—
0,01	10 ⁻⁴	—	—	—	10·n	0,1	—	—
0,01	10 ⁻⁴	—	—	—	10·n	0,1	—	—
0,06	0,002	—	—	—	10·n	0,08	—	0,001

Наименование	Fe	Ni	Co	Ti	V	Cu
Сфалерит (пирротиновый тип оруденения)						
Многожилный участок (марматит из 7-го горизонта)	3-5	-	0,003	-	-	0,01
Многожилный участок (7-й горизонт)	1-3	-	Нет	0,001	-	0,2
Битаровский участок (марматит из 7-го горизонта)	10	-	-	-	0,001	1,0
Битаровский участок 7-й горизонт	10	-	0,002	0,001	0,001	0,2
Средние	6,5	-	0,0012	0,0005	0,0005	0,35
III. Пирит (полиметаллический тип оруденения)						
Садон (9-й горизонт)	10·n	-	0,03	-	0,001	0,005
Садон (РЭШ)	10·n	-	0,05	-	0,001	0,01
Средние	10·n	-	0,04	-	0,001	0,008
Пирит (пирротиновый тип оруденения)						
Многожилный участок (7-й горизонт)	10·n	-	0,03	-	0,001	0,03
Битаровский участок (7-й горизонт)	10·n	-	-	-	Нет?	-
Бачитский участок (7-й горизонт)	10·n	-	-	-	Нет?	0,01-0,02
Сулардонский участок (штольня 19)	10·n	Нет?	0,03	-	Нет?	0,1 (?)
Средние	10·n	-	0,015	-	0,001	0,04
IV. Пирротин						
Многожилный участок (штольня 39)	10·n	-	0,002	-	-	0,03
Сулардонский участок (штольня 19)	10·n	-	0,003	-	Нет?	0,01
Средние	10·n	-	0,0025	-	-	0,02
Ориентировочная чувствительность, % открытия элемента	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001

Примечание. Анализы проводились в лаборатории спектрального анализа

	Pb	Ag	Sb	Bi	As	Zn	Ga	Sn	La
0,03	0,001	-	-	-	-	10·n	0,1	-	0,001
0,1	0,003	-	10 ⁻⁴	-	-	10·n	0,1	Нет?	-
0,3	0,003	-	0,001	-	-	10·n	0,1	10 ⁻⁴	Нет?
0,005	0,003	-	-	-	-	10·n	0,1	-	0,001
0,109	0,0025	-	0,0003	-	-	10·n	0,1	-	0,0005
0,03 0,2-0,3	10 ⁻⁴ 0,002	-	-	0,001	0,1-0,2 1,0	0,3 0,3	-	Нет (?)	Нет (?) Нет (?)
0,14	0,001	-	0,005	0,58	0,3	-	-	-	-
0,3-0,5	0,002	0,0037	0,002	0,1-0,2	-	-	-	-	Нет (?)
-	10 ⁴	-	-	-	-	-	-	-	-
0,3-0,5	0,01	-	0,1-0,2	1,0	0,005	Нет (?)	Нет (?)	Нет (?)	Нет (?)
0,1	10 ⁴	-	0,003	0,05	0,1-0,3	-	-	-	0,003 (?)
0,225	0,003	-	0,039	0,3	0,051	-	-	-	-
0,2	10 ⁴	-	0,3	-	0,3	-	-	-	0,001 (?)
-	-	-	-	0,01 (?)	-	-	-	-	0,003 (?)
0,1	-	-	-	-	-	0,15	-	-	0,002
0,01	0,0001	0,01	0,001	0,1-0,05	0,05-0,1	0,01	0,001	0,001	0,001

ВИМС аналитиком К. Бурсук.

достаточно надежно, так как присутствие разнородных примесей не влияет на изменение термоэлектрических свойств кристаллов галенита.

Изучался галенит трех участков: 1) Садонского месторождения; 2) рудопоявления Многожильное и 3) рудопоявления Битаровское. По кривым распределения термо-эдс кристаллов галенита (Э.М. Цирихова, 1966 г.) устанавливается относительная однородность галенита для этих участков.

Автором исследовались для сравнения и сопоставления изменение термо-эдс кристаллов галенита из месторождения Тетюхинского рудного поля.

Как следует из приведенных анализов, изучение термоэлектрических свойств кристаллов галенита из четырех пространственно разобщенных участков позволило выявить модальный интервал, подтверждающий однородность галенитов, характеризующих как полиметаллический, так и пирротиновый тип руд территории Центрального Кавказа. Иной модальный интервал, образованный в других физико-химических условиях, у галенита из Тетюхе.

Проведенные исследования показывают, что процесс минерализации полиметаллических месторождений и рудопоявлений изучаемой территории единый и, следовательно, отложение обоих промышленных типов руд (полиметаллического и пирротинового) происходило в течение различных стадий единого рудного процесса, и они не могут быть отделены друг от друга значительным промежутком времени.

Взаимоотношения полиметаллического и пирротинового типов руд в пространстве. Многочисленные работы, посвященные вопросам связи полиметаллического и пирротинового оруденения в пространстве на территории Центрального Кавказа, указывают на существование различных точек зрения.

Н.М. Прокопенко, М.М. Тетяев, С.И. Талдыкин считают, что образование пирротинового оруденения отделено от полиметаллического большим промежутком времени, т.е. они пространственно разобщены.

А.П. Шмидт отделяет пирротиновую стадию значительным промежутком времени от других стадий и считает ее наиболее ранней из четырех выделенных им сульфидных стадий.

В.С. Домарев, К.Л. Пожарицкий, В.И. Руднев, Н.К. Скаковский, Г.П. Пашаев, Г.М. Ефремов, П.С. Саакян, Н.И. Руденко, Н.В. Иванов, С.Ф. Чернопятков доказывают многостадийность формирования рудных тел. При этом С.Ф. Чернопятков считает, что процессы рудоотложения пирротинового и полиметаллического оруденения были возможно параллельными. Н.И. Руденко и Н.В. Иванов намечают непрерывный ряд месторождений от типично пирротиновых к типично полиметаллическим. Придерживаясь в основном этой точки зрения, Г.М. Ефремов, детально изучавший в течение целого ряда лет рудовмещающие структуры полиметаллических месторождений Центрального Кавказа, указывал на возможность обнаружения на глубине промышленных руд, связанных с пирротиновым типом оруденения, и предложил эту задачу решить "энергичной разведкой глубоких горизонтов".

М.Б. Бородаевская и Н.В. Петровская рекомендовали при расшифро-

ывании природы рудного вещества составлять минералогические карты, служащие наиболее достоверным материалом для суждений об общих закономерностях изменчивости состава и строения рудных тел и о локализации качественно различных рудопоявлений в рудных полях. Автор попытался провести подобные исследования для изучаемого региона, начав их с изучения пространственного размещения различных типов оруденения.

На Битаровском участке наблюдается сочленение двух параллельных субширотных рудоносных структур со встречным падением, вмещающим разные типы руд. Имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии тектонических контактов между двумя структурами. Это указывает, как отмечали Г.М. Ефремов и З.И. Курдюкова, на отсутствие большого промежутка времени между образованиями существенно полиметаллического и существенно пирротинового типов руд жил Полиметаллической и Пирротиновой Битаровского участка. Обе жилы на месте их сопряжения на отметке 1280 м представлены уже одним пирротиновым типом руд. Более того, детальное изучение документаций выработок участка позволяет заметить тенденцию понижения количественного содержания сульфидов свинца и цинка в пределах Полиметаллической жилы по мере приближения ее к месту сопряжения с Пирротиновой.

Существенно пирротинового состава жила Бачита-2-бис Бачитского участка имеет крутое юго-восточное падение и сопровождается ветвями преимущественно полиметаллического состава, падающими на северо-запад и прослеживающимися на верхних горизонтах, там, где сама жила приобретает существенно полиметаллический состав (гипсометрический уровень 1300 м).

Верх полиметаллических жил участка Ногкау на горизонте штольни Мизурская переходит в пару одиночных жил с существенно пирротиновым составом.

Приведенные данные характеризуют центральную часть района развития полиметаллических руд на Северном Кавказе. Они свидетельствуют о том, что существенно полиметаллические руды локализованы гипсометрически выше существенно пирротиновых, и что смена первого типа вторым происходит постепенно, без микроскопически наблюдаемых тектонических осложнений.

Горизонт, выше которого намечается размещение полиметаллического типа руд как в основных рудоносных структурах северо-восточного простирания, так и в субширотных минерализованных разрывах, обнаруживается при непосредственном картировании. Выявляется повсеместное развитие пирротиновой минерализации на глубоких горизонтах полиметаллических месторождений исследуемого региона.

Таким образом, проведенное изучение промышленных типов руд и их взаимоотношений на территории Центрального Кавказа позволяет отметить: 1) близкую во времени связь между образованиями полиметаллического и пирротинового типов руд; 2) зональное распределение различных (в данном случае полиметаллического и пирротинового) типов руд, что достаточно отчетливо подтверждается расположением полиметаллического оруденения гипсометрически выше пирротинового.

Выделенные закономерности в распределении промышленных типов полиметаллических руд Садонского рудного района — тектоноблока II порядка свидетельствуют о наличии структурно-металлогенической зональности локального плана. Указанная зональность обнаруживается при рассмотрении гипсометрических уровней перехода от одного типа промышленных руд в другой в пределах участков (месторождений), характеризующихся различными геолого-структурными условиями развития.

Вслед за определением сложного характера структурно-металлогенической зональности, выраженной в наложении локальной зональности, проявленной на участках развития тектоноблоков II порядка, на региональную зональность площадей развития тектоноблоков I порядка, необходимо остановиться на выяснении закономерностей в локализации оруденения с целью выявления зависимости распределения этого оруденения от особенностей строения отдельных тектонических блоков.

Особенности локализации оруденения

Выяснение условий распределения промышленных типов руд как в северо-восточных, так и субширотных структурах Центрального Кавказа представляет также интерес в связи с тем, что рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения являются классическими представителями широко известного в литературе так называемого жильного типа полиметаллических месторождений, отличающихся сложными формами рудных тел, зональным распределением промышленных типов руд и обильным проявлением средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Оруденение в рудовмещающих трещинах рассматриваемой системы локализуется в наиболее благоприятных участках. Расположение этих участков зависит от литологического [9, 34] или структурного факторов [20].

Литологический фактор. Вмещающими породами рудных залежей обычно являются кристаллические породы или породы вулканогенно-осадочной толщи. Породы залежей как в лежачем, так и в висячем блоках подвержены интенсивным изменениям. Мощность измененных пород варьирует от нескольких сантиметров до 2 м, иногда достигает 4 м. Изменение вмещающих пород заключается в окварцевании, карбонатизации, хлоритизации, обелении (в случае песчано-глинистых сланцев — наиболее интенсивно). Широко развита серицитизация плагиоклазов. В большинстве случаев плагиоклазы настолько сильно изменены и замещены серицитом, что определяются лишь по форме зерна и реликтам. По калиевым полевым шпатам развиваются карбонаты, каолин, реже серицит и очень редко хлорит. Биотит почти везде замещен хлоритом. Зачастую наблюдаются новообразования кварца и кальцита. Иногда в измененных гранитах присутствуют единичные зерна или слабая мелкая гнездовидная вкрапленность пирита, реже галенита и сфалерита. По данным химических анализов, содержание свинца в гранитах колеблется от 0,02 до 0,56 %, цинка —

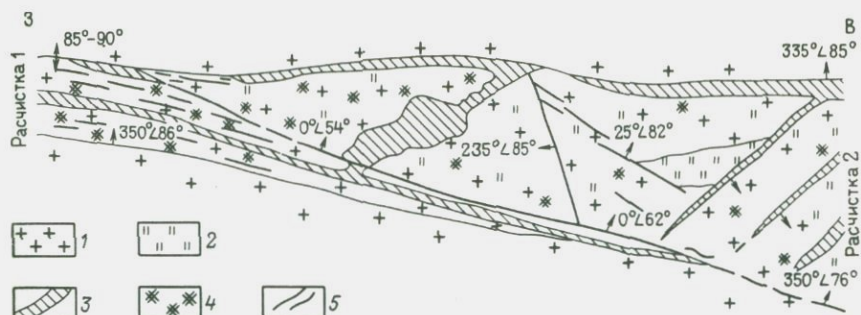


Рис. 17. Зарисовка части Первой Сулардонской минерализованной зоны на поверхности (в масштабе 1:50)

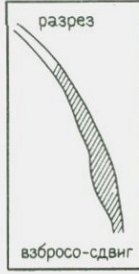
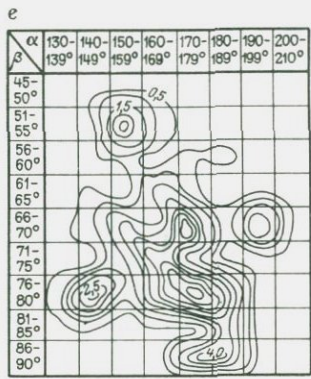
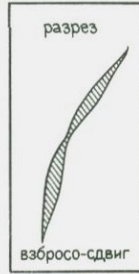
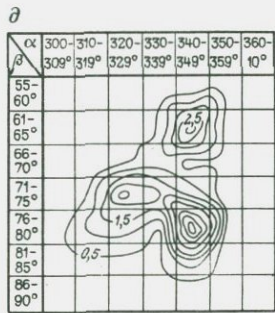
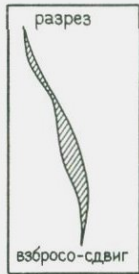
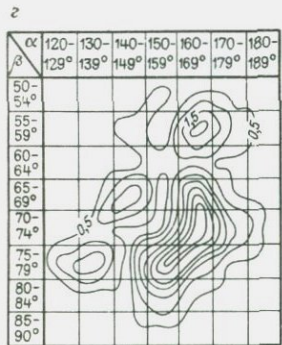
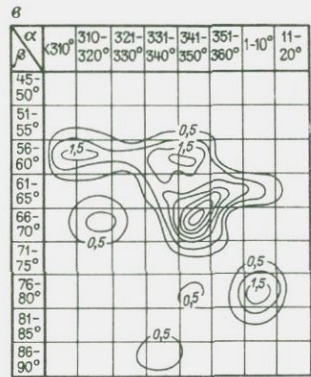
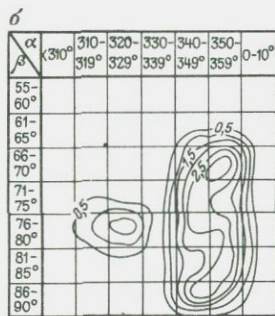
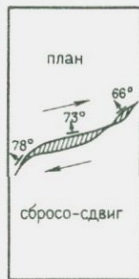
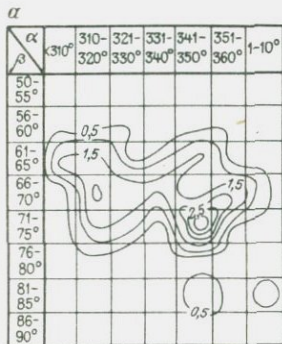
1 — граниты; 2 — оруденелые участки; 3 — окварцевание; 4 — лимонитизация; 5 — тектонические трещины и трещиноватость

от 0,05 до 0,75 %. Спектральными анализами в измененных гранитах обнаружены присутствие меди (0,001—0,3 %), бария (0,03—0,3 %) и незначительные содержания олова, висмута, ванадия, галлия, никеля и других металлов. Результаты анализов других разновидностей вмещающих пород интереса не представляют. Были отобраны и проанализированы пробы из различных пород для выявления возможного влияния их на рудоотложение. Каких-либо закономерностей по результатам этих проб не обнаружено.

Структурный фактор. Системы минерализованных трещин вмещают промышленные скопления руд участками, иногда они переходят в мало-мощные рудные проводники, закрытые для рудных растворов. Трещины иногда выполнены ранними дайками порфириров и альбитофиоров, которые затем были раздроблены и сцементированы жильными и рудными минералами с образованием промышленных свинцово-цинковых руд. В послерудное время также наблюдается подновление минерализованных трещинных структур.

В наиболее интересный с промышленной точки зрения внутрирудный этап в трещинных структурах отмечается усиление подвижек, что свидетельствует о многостадийности рудоотложения и обуславливает характерную морфологию рудных тел — обилие раздувов и пережимов, развитие апофиз и трещин оперения как сколового, так и отрывного характера. Оперяющие трещины скола простираются преимущественно в северо-западном направлении, а трещины отрыва — в северо-восточном до меридионального, углы падения последних изменчивы. Оперения приурочены в основном к интервалам наибольшего приоткрывания главных трещин и почти всегда выполнены рудой.

На примере Первой Сулардонской минерализованной зоны (рис. 17) скопления рудных минералов наблюдаются в форме прожилков, гнезд, линзообразных и жилообразных тел, а также в виде вкрапленников в кварц-кальцит-хлоритовой массе жильного выполнения. Характерна приуроченность обогащенных сульфидами участков к раздувам рудоносных зон. Это дает основание считать, что с увеличением мощности минерали-



зованной зрны создаются более благоприятные условия для концентрации сульфидов свинца и цинка.

Неровная поверхность стенок рудовмещающих трещин, извилистость и невыдержанность жил по мощности позволяют предполагать, что некоторые интервалы в пределах трещин оставались долгое время приоткрытыми и свободными от минерального заполнения. В отличие от закрытых участков, выполненных, как правило, глинистым или тонкокластическим слабоминерализованным материалом, приоткрытые участки заполнялись рудным материалом. Для определения участков приоткрывания минерализованных структур, по А.В. Королеву и П.А. Шехтману (1954 г.), были составлены диаграммы изолиний зависимостей интенсивности оруденения от элементов залегания рудных тел. Степень интенсивности оруденения выражается в метропроцентах как произведение мощности от всех прожилков и жил, а также линз, представляющих минерализованную зону, на содержание в них свинца и цинка ($C_{Pb} + C_{Zn}$). Автором проанализирован материал по шести рудоносным структурам (рис. 18). Составлены диаграммы зависимостей между азимутами (α) и углами (β) падений этих структур и метропроцентами свинца, а в некоторых случаях — суммарными метропроцентами по свинцу и цинку $m \cdot (C_{Pw} + C_{Zn})$. Изолинии метропроцентов проведены по размещенным в центрах квадратов значениям метропроцентов, представляющих собой среднее арифметическое из числа определений, попадающих в тот или иной квадрат. Всего по рудоносным структурам было использовано около 5000 замеров элементов залеганий. Они привязаны к бороздовым пробам, взятым по зонам последовательно на различных горизонтах.

Составленные диаграммы (см. рис. 18) указывают на то, что наиболее благоприятны для концентрации свинцово-цинкового оруденения в случае северного склонения рудовмещающих трещинных структур участки с азимутом падения $340-355^\circ$ и крутыми углами падения; в случае южного склонения — $160-175^\circ$ под углами $70-80^\circ$. Протяженность подобных интервалов в естественных и искусственных обнажениях достигает $100-200$ м.

Для определения особенностей морфологии минерализованных зон были использованы многочисленные данные разведки и эксплуатации, а также продольные профили по рудным зонам с отображением на них интенсивности оруденения.

Все горные выработки опробованы бороздой в среднем через 1 м. По данным опробования составлены продольные сводные профили для отдельных, наиболее разведанных рудных зон. Профили разбиты на квадраты с длиной стороны 5 м и в центре каждого из них нанесены средние значения попадающих в квадрат содержания свинца, цинка или вели-

Рис. 18. Диаграммы зависимости интенсивности оруденения от элементов залеганий рудоносных трещин

Участки оруденения: *a* — Бурон-I (C_{Pb}), *б* — Садон (C_{Pb}), *в* — Майская-I* (C_{Pb}), *г* — Многожилная-I ($C_{Pb} + C_{Zn}$) · м, *д* — Битаровские жилы северного падения ($C_{Pb} + C_{Zn}$) · м, *е* — Битаровские жилы южного падения ($C_{Pb} + C_{Zn}$) · м. На диаграммах показаны изолинии интенсивности оруденения

чины замеренных мощностей. По полученным средним значениям проведены изолинии содержаний металлов через 1 % и изомощности через 1 м, по которым выделялись богатые и бедные - кондиционные и безрудные участки (Э.М. Цирихова, 1964 г.).

Изучение распределения оруденения в минерализованных трещинных структурах Центрального Кавказа позволяет отметить:

1) в случае субширотного простирания зон перспективными являются участки с азимутом падения $340-355^\circ$ и углами падения $65-80^\circ$ (соответственно при южном падении минерализованных структур - участки с азимутом падения в $160-175^\circ$ под углами $70-80^\circ$);

2) руды полиметаллического типа имеют по всей плоскости рудовмещающей трещины северо-восточного простирания кондиционное содержание свинца и цинка при их неравномерном распределении;

3) руды пирротинового типа с кондиционным содержанием свинца и цинка как в северо-восточных, так и в субширотных минерализованных разрывах залегают изолированными столбообразными участками, перемежающимися с непромышленными интервалами; границы рудных столбов нечеткие, извилистые; среднее склонение рудных столбов под углом $45-50^\circ$, средняя мощность по простиранию около $100-200$ м;

4) устанавливается прямая связь между длиной рудных тел и зон, мощностью и содержанием в них полезных компонентов;

5) содержание свинца и цинка в рудных зонах уменьшается с глубиной: для субширотных минерализованных структур значения этого содержания с глубиной приравниваются характерным для основных промышленных жил региона, приуроченных к структурам северо-восточного простирания (К.Л. Пожарицкий, 1931 г.; Г.М. Ефремов, 1957 г.).

О зональности распределения промышленных типов руд полиметаллических месторождений Центрального Кавказа

Как было доказано в предыдущих параграфах настоящей главы, в отложении обоих типов руд намечается сложная зональность. Сложность обусловлена наложением зональности отложения руд на зональность повторных тектонических разрывов (по терминологии В.И. Смирнова).

С целью определения участков развития наиболее интересного промышленного типа оруденения - полиметаллического - необходимо для каждого локального тектонического блока выявить уровень перехода одного типа руд в другой. Выше этого уровня руды можно подвергать повсеместной выемке, а ниже переходного уровня интересные промышленные участки будут располагаться столбообразно, и отработку руд здесь необходимо проводить выборочно, согласно выявленным закономерностям. Рассмотрение промышленной значимости с указанием пространственного размещения характерных типов руд позволит более полно использовать сырье свинцово-цинковых месторождений.

Рассмотрим условия распределения промышленных типов руд месторождений Центрального Кавказа, горной части Северной Осетии, охватывающей тектоблок второго порядка. В этом районе развиты такие рудные поля, как Садонокое, Згидское, Архоно-Холстинское [43], Фиагдонское

и др. Основное промышленное значение имеют рудные тела, локализованные в разрывных структурах северо-восточного простирания. Второстепенное значение приобретают минерализованные структуры субширотного простирания. Все месторождения и рудопроявления сконцентрированы в участках овальной формы общекавказской направленности. Характерной особенностью руд как полиметаллического, так и пирротинового типов является постепенное снижение в их составе свинца и цинка с глубиной. Уровень редкометальности и температура образования минералов снижаются от существенно пирротиновых к существенно полиметаллическим [27].

Пространственное размещение полиметаллического и пирротинового типов руд дано у разных авторов по-разному. Еще В.Н. Руднев в 1941 г. в "Геологической пояснительной записке к плану геолого-разведочных работ по жилам Ногкау" отмечал, что рудные жилы, залегающие в покровных кератофирах, более богаты свинцом и цинком, нежели жилы, залегающие в гранитах. К такому же выводу пришел С.Ф. Чернопятов (1958 г.). Г.Л. Пашаев (1937 г.) отмечал, что почти во всех нижних выработках наблюдается преимущественно пирротиновый тип руд. З. И. Курдюкова (1958 г.), изучавшая жилы Битаровского участка, пришла к выводу, что трещины субширотного простирания с падением на север более благоприятны для отложения полиметаллического типа руд, а с падением на юг — для отложения пирротинового типа руд. Это не увязывается с данными, полученными по другим аналогичным рудовмещающим структурам. Так, на Ногкауском участке к существенно полиметаллическим относятся жилы, приуроченные к трещинам как с южным, так и с северным падением. На Бачитском участке наблюдается южное падение жил, сложенных полиметаллическим типом оруденения и, наоборот, северным падением обладают жилы с преимущественно пирротиновыми рудами. На других участках выявлено преимущественно вертикальное падение с отклонениями как на север, так и на юг в пределах 60° . Такое невыдержанное падение наблюдается в поведении минерализованных зон Кионского, Абайтинского, Многожильного, Сулардонского и многих других участков. Таким образом, размещение полиметаллического и пирротинового типов руд в зависимости от угла падения рудовмещающей структуры является случайным фактором, характерным только для жил Битаровского участка.

Детальное изучение геологических условий развития и пространственного размещения полиметаллического и пирротинового типов руд месторождений и рудопроявлений горной части Северной Осетии, таких как Згидское, Садонское и другие, позволяют отметить некоторые закономерности. Рудовмещающие структуры Згидского месторождения — это кулисообразно заходящие друг за друга разрывы северо-восточного простирания. Долгое время считалось, что в основных Згидских рудовмещающих структурах нет пирротиновой минерализации. Так, С.Ф. Чернопятов в 1958 г. отмечал, что пирротинное оруденение совершенно отсутствует в западной части Садонского участка (р-н Згидского месторождения). Однако в 1961 г. скважинами глубокого бурения (скв. 214 и 153) там впервые была пересечена жила, содержащая пирротин. В связи с этим

И.П. Златогурской (1961 г.) в глубоких горизонтах Згида наряду с пиритом выделяется и пирротин. Эти данные свидетельствуют о том, что проводимые разведочные работы на Згидском месторождении до 1961 г. не достигали уровня развития пирротинового типа руд и поэтому исследователи и отмечали отсутствие здесь пирротина.

В настоящее время известно, что смена полиметаллического типа руд пирротиновым на Згидском месторождении происходит в интервале 900—1100 м. Что касается минерализованных структур, развитых на площади тектонического блока, расположенного к востоку от Згидских разломов, по которым этот блок опущен на 300 м, то здесь пирротиновые руды нужно ожидать на 300 м ниже, т.е. на гипсометрических уровнях 600—800 м.

В пределах Главного Садонского рудного разлома (собственно Садонское месторождение) рудные жилы и линзообразные пирротиновые тела тяготеют к восточному зальбанду разлома и отсутствуют у его западных границ, где развиты существенно полиметаллические руды. Такой характер размещения пирротиновой и полиметаллической минерализации многие исследователи Садонского месторождения обосновывали их разновозрастным образованием. Детальный анализ физико-химических условий отложения руд, внутрирудной и пострудной тектоники, проведенный автором (1974 г.), позволил прийти к выводу, что именно под влиянием условий отложения руд и тектонических движений на одном гипсометрическом уровне оказались пирротиновые и вышележащие полиметаллические руды. Из этой же работы следует, что в пределах Садонского тектонического блока существенно полиметаллические руды располагаются выше горизонта 1200—1400 м, ниже они сменяются существенно пирротиновыми. Сосуществование различных типов руд в зоне Главного Садонского рудного разлома является результатом как физико-химических условий рудоотложения, так и влияния тектоники. В связи с этим западную, опущенную часть рудного поля можно рекомендовать для детальных геологических поисков рудовмещающих структур, в которых локализуется полиметаллический тип руд.

Крайний восточный фланг Садонского рудного поля ограничивается Гусайтинским разломом (Э.М. Цирихова, 1964 г.). По этому разлому Мизурский тектонический блок опущен на 300—400 м, следовательно, по аналогии со Згидским и Садонским рудными полями, здесь восточная опущенная часть будет относиться к числу перспективных на обнаружение полиметаллического типа оруденения, и смена его на пирротиновый должна произойти на глубине 800—900 м.

Данные очистных работ, погоризонтных геологических карт, а также составленных автором минералогических карт для жил Главная, Вертикальная, Восточная Холстинского месторождения и для жил Южная, Пионерская, Молодежная, Архонского месторождения свидетельствуют о том, что существенно полиметаллический состав жил Архоно-Холстинского района меняется на существенно пирротиновый по всему фронту развития рудных тел на гипсометрических уровнях 1000—1200 м.

Приведенные данные подтверждают повсеместное развитие пирротиновой минерализации на глубоких горизонтах свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений на территории Северного Кавказа. Зональ-

120

ным распределением минеральных ассоциаций характеризуется не только полиметаллические, но и другие месторождения, развитые на территории Северного Кавказа [39].

Таким образом, в результате проведенного анализа связи полиметаллического оруденения с элементами блоковой тектоники в пределах конкретных тектонических локальных блоков выявлены участки распространения (развития) наиболее интересного полиметаллического типа руд и имеющего второстепенное значение пирротинового типа (рис. 19).

Особенности размещения промышленных скоплений полиметаллических руд

На основании геологического картирования и анализа литологии разновозрастных комплексов пород, материалов геофизических и других съемок, а также результатов аналитических исследований устанавливается связь между складчатыми и разрывными нарушениями и их влиянием на процесс формирования полиметаллических месторождений рассматриваемой территории.

На территории Центрального Кавказа выявлено 79 тектонических блоков (см. рис. 12), каждый из которых представляет собой сложное сочетание элементов складчатой и разрывной тектоники. Для этих блоков характерно ограничение их крупными разломными структурами.

Внутреннее строение тектонических блоков, сдвинутых указанными разломами, осложнено тектоническими дислокациями складчато-глыбового характера. В качестве примера рассмотрим тектонические блоки 55, 56 (см. рис. 12) территории Центрального Кавказа — междуречья Урух—Ардон—Терек.

Методика расшифровки структуры тектонического блока предусматривает анализ размещения элементов складчатой и разрывной тектоники района, развитых на протяжении четырех фаз тектогенеза (в настоящей работе использовано обобщенное влияние фаз тектогенеза) с учетом разграничивающих их разновозрастных структурных этажей, вырисовывающихся по присущим каждому этажу структурным перестройкам. Особое внимание было уделено соотношению складчатых и разрывных нарушений в процессе формирования месторождений [43].

Элементы складчатой тектоники. Тектонический блок междуречья Урух—Терек охватывает Баксано-Дигоро-Садонское горст-антиклинальное поднятие. Складчатое сооружение междуречья распадается на ряд антиклинальных складок, среди которых с востока на запад выделяются сле-

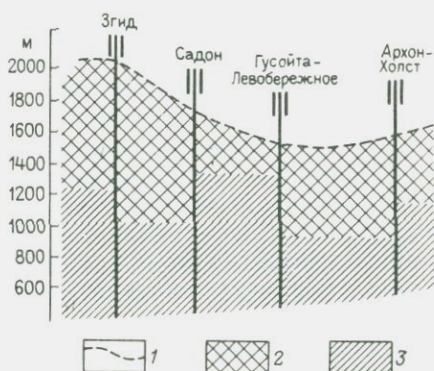


Рис. 19. Распределение промышленных типов руд месторождений Горной Осетии

1 — ориентировочное положение эрозионного среза; 2 — полиметаллический тип промышленных руд; 3 — пирротинный тип промышленных руд

дующие: Фиагдонская, Садоно-Унальская, Дигорская и Баксанская. Морфология складок свидетельствует об их сложном строении. Оси антиклиналей изогнуты в юго-восточном направлении, что подтверждается наличием отложений древних палеозойских пород, сменяющихся постепенно к востоку отложениями юрской осадочной толщи.

Дигорская антиклинальная структура представлена несколькими складками. Западная окраина Дигорской антиклинали четко проявлена в рельефе узкой поперечной к общекавказскому направлению Тоторсской синклинальной складкой, осложненной элементами разрывной тектоники. Тоторсская синклиналь переходит в Вазахохскую антиклинальную складку, которая в свою очередь сменяется Фаснальской синклинальной складкой, получившей в литературе название Фаснальско-го седла благодаря наличию здесь двух куполов. Кионская антиклинальная складка замыкает с востока Дигорскую антиклинальную структуру.

Садоно-Унальская антиклинальная структура складывается центральную часть тектонического блока Урух-Ардон. Она на западе начинается со Згидского синклинального прогиба и далее объединяет семь сближенных брахиантиклиналей: Згидскую, Курайтинскую, Садонскую, Мизуро-Гусайтинскую, Архонскую, Унальскую и Холстинскую.

При детально геологическом и металлометрическом картировании исследуемого района в масштабах от 1:10 000 до 1:1000 (частично на инструментальной основе), автором изучались и малые формы складчатости, которые благодаря своим небольшим размерам доступны непосредственному наблюдению и во многом помогли выяснению условий образования крупных складок, формы которых часто не наблюдаются на поверхности полностью. Так, при картировании Садонской брахиантиклинали были выявлены синхронные и наложенные складки, складки волочения, а также некоторое усиление дислоцированности пород вблизи тектонических разломов.

Синхронные мелкие складки автором отмечались на южном фланге Садонского месторождения в породах песчано-сланцевой толщи при проведении геохимического картирования участка развития Южного разлома в масштабе 1:10 000 в 1965–1966 гг. Амплитуда складок варьирует от нескольких сантиметров до 4 м, изредка достигая 10–15 м. Складки вытянуты согласно общей ориентировке Садоно-Унальской антиклинали (около 320°) в среднем на расстояние нескольких десятков метров и постепенно затухают в западном и восточном направлениях. Углы падения крыльев складок изменяются от 15 до 30° . Зачастую складки располагаются цепочкой, что свидетельствует об ундуляции осей складчатых структур, так как они в размерах постепенно уменьшаются, как бы погружаясь к востоку. Иногда складки располагаются кулисообразно.

Наложённые мелкие складки наблюдались в районе Ногкау-Нузальского участка в породах эффузивно-пирокластического горизонта. Оси этих складок наклонены в юго-западном, диагональном направлении по отношению к основной складчатой структуре под углом $30\text{--}40^\circ$. По форме складки иногда напоминают сундучные и в участках перегибов сопровождаются системой мелких параллельных трещин, ориентированных в

направлении к центральным частям складок. Размеры их такие же, как и синхронных складок.

Складки волочения изучались в пределах Северного крыла антиклинария в слоистых туфах, особенно в участках переслаивания пород с различными механическими свойствами. Так, северо-западнее Архонской брахиантиклинали прослеживаются слоистые туфы, переслаивающиеся с тонкими прослоями (1—2 см) глинистых сланцев. В этой пачке пород отмечаются плейчатость глинистых сланцев и лишь некоторая волнистость туфовых слоев. Амплитуда складок в глинистых сланцах не превышает 2—3 см, амплитуда же складок в туфах достигает 1 м.

Складки вблизи тектонических зон разломов, или приразломная складчатость (по В.Е. Хаину), автором картировалась у контактов разрывных нарушений (Главный Садонский, Северный и др.) в породах юрской осадочной толщи, реже в эффузивных и пирокластических породах. Наблюдаемый наклон слоев, согласный с направлением тектонических разрывов, является характерным признаком приразломной складчатости.

Сложное строение затрудняет обнаружение свинцово-цинковых рудных полей на территории Садоно-Унальского поднятия, на крайнем восточном фланге которого выделяется Фиагдонская складка.

Строение *Фиагдонской складки* также очень сложное, тем более что она прослеживается в монотонной толще песчано-глинистых сланцев юры. Между Садоно-Унальской и Фиагдонской складчатыми структурами развит узкий Цамадский прогиб. Восточная окраина Цамадского прогиба характеризуется опрокинутостью слоев толщи вглубь, как бы проявляя начало синклинального прогиба, названного Джимидонским (западная граница тектонического блока 56). Результаты изучения Джимидонского синклинального прогиба позволили его представить в виде пологой синклинальной складки с запрокинутыми вниз крыльями. Для правильного понимания морфологии Джимидонского синклинального прогиба нами были детально проанализированы характер распределения мощности юрской песчано-сланцевой толщи, степень метаморфизма и перемятости пород. Исследования показали, что изолинии одной и той же пачки изменяют здесь субширотное простирание на субмеридиональное, и с изменением направления повышается степень перемятости и метаморфизма. Метаморфизм макроскопически проявляется в виде "обеления" песчано-глинистых пород, а под микроскопом выражается через мусковитизацию, серицитизацию, каолинизацию и окисление железосодержащих минералов. Как показали наши исследования, главное влияние на распределение мощностей осадочной толщи, на изменение элементов ее залегания, перемятость и "обеление", прослеживающиеся на западном и восточном флангах Джимидонского перегиба, оказала тектоника. Запрокинутость крыльев Джимидонского перегиба и развитие повышенной трещиноватости с "обелением" пород в этих участках свидетельствуют о наличии здесь погребенных разломов, которые проявили себя в верхних структурных этапах в ослабленной форме — в виде безамплитудных разломов (по Е.А. Радкевич, И.Н. Томсон и др., 1957 г.). В связи с этим можно предполагать здесь наличие разломов северо-восточного простирания, обусло-

вивших дифференцированный характер прилегающих тектонических блоков 55 (Урух-Ардонского) и 56 (Ардон-Терекского), на которые разбит фундамент.

Джимидонская складка к востоку сменяется Кадат-Хампаладагским поднятием, которое на площади развития собственно Фиагдонского рудного поля переходит в Гачинскую синклираль с резко выраженной в центральной ее части узкой Калдонской поперечной общекавказскому простиранию антиклиналью.

Для расположения элементов складчатой тектоники в пространстве характерна цепочечная форма: Дигорская складка имеет общее простирание 330° , Садоно-Унальская складка имеет близширотное простирание $80-100^\circ$, Фиагдонская опять повернута в северо-западную сторону. Мелкие формы складчатости также характеризуются различными простираниями, азимуты которых варьируют в широких пределах.

Элементы разрывной тектоники. Л.А. Варданянцем и И.Г. Кузнецовым установлено, что в формировании тектонического блока Урух-Терек большое значение имели, помимо рассмотренных выше элементов складчатой тектоники, разрывные нарушения.

В настоящее время в результате многочисленных исследований и детальных геологических съемок выявлена сеть крупных разломов, продольных и поперечных по отношению к общекавказскому простиранию (см. рис. 12).

Продольные разломы, протягивающиеся согласно длинной стороне тектонического блока Урух-Терек (отсюда и общекавказского), пересекают район в нескольких направлениях. Эти разломы служат как бы ограничителями тектонического блока Урух-Терек с южной и северной окраин и вместе с тем осложняют Баксано-Дигоро-Садонское горст-антиклинальное поднятие на южном, центральном (прерывистыми зонами смятия) и северном участках. Иногда Центральные разломы занимают диагональное положение и менее четко выражены. Рассматриваемые зоны разломов характеризуются простиранием по азимуту $290-310^\circ$. Падение разломов на северном участке крутое к северу, на южном — крутое до вертикального; на пологом центральном участке разломы представлены в массе кактаклазированных и перемятыми породами с отдельными мелкими вертикально падающими трещинами.

Поперечные разломы, разграничивающие крупные тектонические блоки региона, рассмотрены выше. Однако внутри рассматриваемого тектонического блока междуручья существуют поперечные разломы северо-восточного простирания и более высоких порядков. Первые данные об их существовании известны с 1834 г., когда было открыто Садонское месторождение. Долгое время Главный Садонский разлом считался единственным в своем роде. Позднее выявляются один за другим другие поперечные разломы: в 1946 г. — Згидский разлом (собственно Згидское месторождение), затем — Холстинский, Архонские и т. д. Это объясняется тем, что многие поперечные разломы слабо проявляются в поверхностной структуре района и устанавливаются по косвенным признакам: изменению литологического состава пород, их мощностей, проявлению вулка-

низма и др. Для выявления поперечных разломов большое значение имело открытие зон повышенной трещиноватости, или безамплитудных разломов.

На основании этого автором совместно с А.Х. Хуриевой на крайнем восточном фланге Садонской брахиантиклинали обнаружена Гусайтинская минерализованная зона северо-восточного простирания.

Для рассматриваемой площади выявление поперечных разломов имеет весьма существенное значение, так как северо-восточная, поперечная к общекавказскому направлению система разломов является рудоносной. Анализ поперечных разломов позволяет отметить, что в период формирования поднятия с образованием брахиантиклиналей и брахисинклиналей субширотного простирания в сводовых частях поднятия при консолидации гранитного ядра возникали системы, согласные с общекавказским направлением региональных разломов. Вслед за тем простое строение поднятия было осложнено поперечными разломами, которые осложняли узкие поперечные синклинали и антиклинали.

Таким образом возникла глыбовая структура поднятия. В условиях постоянно действующего стресса происходили неоднократные обновления тектонических нарушений. В предкелловейскую фазу тектогенеза системы тектонических трещинных структур северо-восточного простирания (варьирующего в пределах изучаемой площади от субмеридионального до субширотного) явились вместилищем полиметаллического оруденения.

Последующие проявления тектоники, происходящие вплоть до неогена, не наложили существенного отпечатка на сформированную ранее структуру; они оказались лишь в неравномерном развитии сети мелких трещин, иногда слегка смещающих рудные тела и разломы.

Отмеченные черты геолого-тектонического строения тектонических блоков 55 и 56 междуречья Урух—Ардон—Терек убедительно свидетельствуют о том, что вытянутое в общекавказском направлении Баксано-Дигоро-Садонское поднятие, а вместе с ним и весь тектонический комплекс разбиты разломами, прослеживаемыми в краевых частях брахиформных складок, на отдельные тектонические блоки более высокого порядка в сравнении с рассматриваемым блоком междуречья. Поперечные стороны тектонических блоков высоких порядков окаймлены на рассматриваемой территории разломами северо-восточного простирания, вмещающими промышленные свинцово-цинковые руды. Продольные стороны блоков второго порядка оформлены зонами смятия общекавказского простирания.

Прогноз полиметаллических месторождений методом распознавания образов

Прогноз полиметаллических месторождений, залегающих в разрывных структурах одной геосинклинальной области, реально облегчается использованием метода распознавания образов.

Автор попытался провести систематизацию имеющихся материалов по 43 месторождениям и рудопроявлениям Кавказского региона (табл. 8.).

Оценочные признаки выделения полиметаллических месторождений и рудопроявлений Центрального Кавказа

№ п/п	Наименование объектов	Признаки																											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
		I. Месторождения																											
1.	Садонское	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2.	Згидское	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0-1	1
3.	Архонское	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0-1	0	1	1	1	1	1
4.	Холстинское	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0-1	0	1	1	1	1	1
5.	Фиэгдонское	1	1	0-1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0-1	0-1	0	1	1
6.	Буронское	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
7.	Филизчайское	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1
8.	Тызыльское	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0-1	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
9.	Эльбрусское	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0-1	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0
10.	Фаснальское	1	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	1	0
11.	Квайсинское	0	1	1	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1
		II. Рудопроявления																											
12.	Бачитское	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0-1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0
13.	Вертикальное	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0
14.	Битаровское	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0
15.	Многожилное	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0
16.	Мизурское	0	1	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0
17.	Дадасау-I	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0
18.	Дадасау-II	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0
19.	Северное	1	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0
20.	Майское	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0
21.	Скаттыкомское	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22.	Абайтинское	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
23.	Галонское	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
24.	Курайтинское	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
25.	Какадурское	0	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
26.	Лабагомское	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
27.	Кодат-Хампаладаг- ское	0	1	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28.	Левобережное	0	1	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
29.	Южное	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30.	Садчинагауское	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
31.	Даргавское	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	0
32.	Данифарское	0	1	1	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
33.	Сулардонское	0	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
34.	Цмитинское	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		III. Участки прогноза																											
35.	Гусайтинское	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0
36.	Джимидонское-I	-	-	-	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	-	-	1	0	1	1	1	0	0	1	-	-

№ п/п	Наименование объектов	Признаки																											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
III. Участки прогноза																													
37.	Джимидонское—II	-	-	-	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	-	-	-	
38.	Згидский прогиб	-	-	-	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	-	-	-	
39.	Тоторское	-	-	-	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	-	-	-	
40.	Нузальское	1	-	-	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	-	-	-
41.	Ногкауское	1	1	-	1	1	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	-	-	-
42.	Кионское	-	-	-	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	-	-	-
43.	Джимаринское	-	-	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	-	-	-	

Для каждого объекта были изучены следующие 28 признаков: 1) залегание рудных тел в северо-восточных разрывных структурах (да–нет), 2) залегание рудных тел в субширотных разрывных структурах (да–нет), 3) угол падения рудных тел более 60° , 4) развитие рудных тел в вулкано-генных породах юрского возраста, 6) развитие рудных тел в осадочных породах юрского возраста, 7) развитие мелких тектонических нарушений (интенсивное – слабое), 8) наличие пересечения мелких тектонических трещин друг с другом, 9) объект расположен вблизи нарушения второго порядка в 2-х км и ближе, 10) объект расположен относительно нарушения третьего порядка в 2-х км и ближе, 11) наличие пересечений нарушений второго порядка с нарушениями более высоких порядков, 12) наличие пересечений нарушений третьего порядка с нарушениями более высоких порядков, 13) наличие в жильной массе серии аплитов и аплит-пегматитов, 14) наличие в жильной серии альбитофиоров и дацитовых и диабазовых порфириров, 15) углы падения жильных пород преимущественно крутые, 16) тяготение объекта к мелкой складчатости, 17) тяготение объекта к крупной складчатости, 18) тяготение объекта к контактам пород, 19) тяготение объекта к участкам переходов положительных складок в отрицательные, 20) тяготение объекта к сводовым частям или к замкам складок, 21) наличие в пределах объекта более одной петрографической разности гранитов, 22) число стадий минерализации более трех, 23) размерность рудных тел по простиранию 1 км и более, 24) размерность рудных тел по падению 1 км и более, 25) тип трещин (раскол–растяжение), 26) формы рудных тел (жилы–зоны), 27) контакты рудных тел четкие, 28) рудные тела крупные (да–нет). Данные о перечисленных признаках приведены в работе Э.М. Цириховой, И.Д. Савинского (1978 г.).

Для решения поставленной задачи разделения объектов по набору значений признаков на месторождения и рудопроявления был использован алгоритм распознавания образов "Потенциал-2" [28]. С помощью этого алгоритма вначале был обработан материал по объектам обучения – месторождениям 1–11 и рудопроявлениям 12–34, что позволило выявить информативные совокупности признаков и оценить эффективность решения задачи распознавания.

Выделение информативной совокупности признаков осуществлялось путем последовательного отбрасывания наименее информативных признаков (табл. 9)

Признаки, при отбрасывании которых наблюдается возрастание числа ошибок σ , могут рассматриваться в качестве информативных. В соответствии с этим положением совокупности наиболее информативных признаков при разделении месторождений и рудопроявлений образует признаки 28, 17, 14; относительно менее информативные совокупности образуются при добавлении к ним признаков 16, 9, 5, 26, 10, 9, 7, 18 (в число последних с достаточной вероятностью могут входить и случайные величины).

Оценка эффективности распознавания в соответствии с алгоритмом производится путем последовательного исключения каждого объекта обучения из обучающей выборки и экзамена его с использованием оставшихся в выборке объектов; общей характеристикой эффективности слу-

жит число ошибочно распознанных объектов обучения первого класса (месторождений) и второго класса (рудопроявлений) при последовательно сокращающейся совокупности признаков. При использовании различных совокупностей признаков ошибочно распознаются в основном лишь месторождение 6 (Буронское) и рудопоявление 21 (Скатыкомское). Лишь при использовании исходной совокупности признаков при чрезмерном ее сокращении наблюдаются дополнительные ошибки распознавания объектов в обоих классах (табл. 10)

Таблица 10

Оценка эффективности распознавания объектов

I класс		II класс		I класс		II класс	
6	11	8	21	6			21
6		21		6			21
6	11	21		6			21
6		21		6			21
6	8	21		6			8
6		21		6			8 21
6		21		6			21
6		21		6	10		21
6		21		6			21
6		21		6	9 10		16
6		21		11			21
6		21		11			21
6		21		5	10 11		15
6		21		10	11		15 20 21
6		21		6	8 9 10		11

ПРИМЕЧАНИЕ : номера соответствуют месторождениям и рудопоявлениям в табл. 8.

Полученная высокая эффективность распознавания на эталонных объектах позволила использовать методы оценки малоизученных участков. Объекты 35–39 (Гусайтинский, Джимидонский–I, Джимидонский–II, Згидский прогиб, Тоторский прогиб) при разных совокупностях использованных признаков отнесены к классу месторождений. Объекты 40–43 (Нузальский, Ногкауский, Кионский, Джимаринский) отнесены к классу рудопоявлений (табл. 11).

Таким образом, опыт использования методов для выявления или разграничения интересных с промышленной точки зрения участков позволяет заключить, что описанное "машинное" прогнозирование может явиться полезным дополнением в арсенале средств, используемых при прогнозной оценке выявляемых объектов. Обязательным условием является, однако, достаточно хорошее знание геологического строения района, а также изучение комплекса конкретных признаков.

Исходя из полученных данных по результатам анализа вопроса связи полиметаллического оруденения с элементами блоковой тектоники на

Садоно-Унальской антиклинальной складчатой структуры, приподнятой на северной и южной окраинах сериями древних общекавказского простира-ния разломами и сложенной рядом брахиантиклинальных складок, ко-торые в свою очередь разбиты несколькими системами элементов разрыв-ной тектоники).

2. Форму площадного распространения отдельных групп рудных полей наиболее полно отражает термин "структурно-металлогеническая" зо-нальность, который увязывает генетическую сторону рудных полей не только с металлогенической специализацией, но и с влиянием деформа-ционных усилий, регулирующих строение рудных районов; рудоносные площади определяются не в виде "поясов", а в виде ярусов овальной формы, что может способствовать дополнительным возможностям обна-ружения не выходящих на поверхность рудных тел.

3. Закономерности в пространственном размещении рудных тел, а также различных типов промышленных руд, если даже они являются ре-зультатом одного этапа минерагении (например, полиметаллический и пирротиновый промышленные типы свинцово-цинковых руд), непосред-ственно зависят от влияния элементов блоковой тектоники.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ – ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На локализацию и концентрацию промышленных скоплений минеральных ассоциаций (на примере свинцово-цинковых руд) непосредственное влияние оказывают элементы блоковой тектоники. Это представление позволяет по-новому расценивать геологическую значимость изучаемых регионов, так как рудоносными оказываются только определенные системы разломов из числа окаймляющих тектонические блоки. Иными словами, определенные участки земной коры поддаются расшифровке только с учетом участия элементов блоковой тектоники наряду с другими геологическими критериями. Расшифровка блокового строения расширяет возможность обнаружения новых месторождений полезных ископаемых даже в таком хорошо изученном регионе, как Кавказ. Следовательно, она служит новым поисковым критерием месторождений полезных ископаемых [41]. Это положение необходимо рассмотреть и на примере других регионов с учетом использования опубликованных материалов. Все это позволит исключить случайный характер результатов.

Вместе с тем автор считает, что всеобъемлющая концепция по проблеме связи элементов блоковой тектоники с оруденением является задачей будущего.

Сама идея о структурно-фациальных зонах была выдвинута еще Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1888 г.). С накоплением фактического материала идея приобретает практическую значимость [25], что позволило выделить группу стратиформных месторождений с совершенно новыми генетическими условиями образования.

Познание соотношений (взаимосвязей) эндогенной минерализации с элементами тектоники в разных вмещающих средах (в том числе и родоначальных) может явиться той основой геотектонической концепции, об отсутствии которой было высказано предположение на первых страницах работы.

При подобном подходе к расшифровке вопросов связи элементов блоковой тектоники и оруденения важнейшие факторы эндогенного рудообразования могут принять некоторые новые черты:

- 1) специфическую металлоносность отдельных слоев коры;
- 2) потенциальный характер слоев: в отношении металлоносности;
- 3) прямое обогащение отдельными компонентами участков развития окончаний глубинных разломов;
- 4) воздействие среды на локализацию оруденения в граничных частях глубинных разломов;
- 5) зависимость объемов локализованных концентраций минеральных веществ от объемов изверженных газовой-жидких компонентов и влияние этой зависимости на скорость кристаллизации вещества и активность вмещающей среды;
- 6) зависимость мощности консолидированного слоя от времени остывания.

вания вещества слоя и мощности вышележащих слоев с разграничивающими их разломными зонами (бывшими глубинными разломами, превратившимися в шовные зоны);

7) ограничение распространения родственных полей оруденения, соответствующими гипсометрическими уровнями, согласными общему залеганию слоя коры со стороны подошвы лежачего блока и разломами других типов (возможно крутопадающими), ограничивающими родственные рудные поля по простираню;

8) локализацию гидротермального типа оруденения в оперениях глубинных разломов и спецификацию оруденения в них в зависимости от свойств и состава вмещающих комплексов.

Перечисленные черты эндогенного рудообразования в каждом отдельном случае требуют специального рассмотрения и практического подтверждения. Поисковые работы и перспективная оценка отдельных регионов в отношении содержания в них эндогенного оруденения немыслимы без знания тектоно-магматического развития региона с учетом металлогенической специфики, без учета развития глубинных процессов и их влияния на развитие приповерхностного строения коры регионов, без исследования генетических особенностей и типов глубинных разломов для целей выявления локализаторов рудных залежей.

Расшифровка блокового строения регионов может послужить дополнительным шагом к приближению постановки геологической наукой решения прямых зависимостей потенциально обогащенных полезными компонентами участков от типа того или иного региона с характерными только для этого региона особенностями глубинного строения с интродуцированными магматическими массами и их производными. Роль элементов блоковой тектоники в качестве структурного контроля магматизма и оруденения достаточно убедительно показана в работе М.А. Фаворской, И.Н. Томсона и других [29].

Что касается глубинных источников минерагенических областей, то они подразделены на коровые и подкоровые [32]. В различных регионах источники руд пребывают в неодинаковых условиях и испытывают на путях к образованию залежей различные преграды. Некоторые регионы наиболее интересны с промышленной точки зрения. К их числу принадлежат те, которых ювенильные компоненты прошли путь зарождения, отрыва, концентрации и залегания в наиболее ослабленных тектонических участках с образованием рудных залежей. Сюда относятся оформившиеся регионы.

В этих регионах могут быть обнаружены месторождения полезных ископаемых всех физико-химических разностей от трубок взрыва до россыпей на поверхности и до метаморфогенных и гидротермальных на глубине.

Другие регионы характеризуются в основном месторождениями полезных ископаемых гидротермального и метаморфогенного генезисов. Кроме того, в их пределах может происходить в настоящий этап геологического времени зарождение и становление новых месторождений и рудопроявлений.

Есть регионы, которые менее всего интересны с практической точки

зрения. Относящиеся сюда территории для непосредственного освоения рудного вещества не в полной мере приемлемы, здесь наблюдается только зарождение рудоносных очагов.

Таким образом, в различных регионах-мегаблоках роль источников руд неодинакова, так как связана с особенностями тектонического развития и условиями формирования коры.

А.И. Семенов и другие [30] рассмотрели вопросы связи металлогении с особенностями строения коры. Эти представления проанализированы в работе Н.А. Беляевского [3], с выводами которого автор согласен и считает выделенные четыре типа коры не всеобъемлющими в отношении их роли в качестве минерагенераторов. Подразделение коры на фемическую (уральский тип), сиалическо-фемическую (казахстано-алтае-сянский тип), фемически-сиалическую (тяньшаньский тип) и сиалическую (дальневосточный тип) разновидности не дает представления обо всех регионах коры, не учитывает разнохарактерность месторождений полезных ископаемых и т.д. Существуют и другие исследования по вопросу связи металлогении с особенностями состава коры (в основном работы петрохимического характера). Не вдаваясь в подробности существующих концепций по этому вопросу, поскольку автор не преследует целей выявления существа этого направления, необходимо отметить, что многие исследователи подчеркивают первостепенную значимость глубинных разломов с точки зрения их магмо- и рудоконтролирующего влияния, и в том числе тех, которые выделены по геофизическим материалам. Такие данные мы находим для Закавказья, Закарпатья, Забайкалья, Урала, Казахстана, Сихотэ-Алиня и многих других районов.

Приведенные данные свидетельствуют о несомненной связи между распределением металлогенических провинций как со строением и структурой, так и составом коры. Практическая перспективность поисковых критериев несомненно выиграет при одновременном учете этих групп факторов. Непосредственную же связь этих факторов автор видит в расшифровке вопросов блокового строения регионов, так как было уже указано, что блоковое строение коры объясняется ее горизонтальной оболочечностью со спецификой состава каждого слоя и вертикальными подвижками и пологими поддвиганиями. Подобное общее блоковое строение коры не только не является свидетельством простоты ее структуры, но и подчеркивает сложно построенный складчато-слоисто-глыбовой характер структуры коры. Это является результатом длительного многоэтапного и взаимосвязанного развития сложно переплетающихся форм слоев коры, размывов в ней глубинных разломов различных типов с учетом их перемещений и срывов по ним. По-видимому, в связи с этими перемещениями возникали геодинамические напряжения и расколы, сопровождающиеся как вертикальными, так и горизонтальными смещениями, создающие блоковое строение более мелкого и ничтожно мелкого масштаба разных конфигураций.

При конкретном изучении регионов, как это следует из примера Кавказской складчатой области (см. гл. III, IV), блоковое строение должно подвергаться расшифровке, подобно тому как расшифровываются закономерности в расположении элементов складчатой и разрывной тектони-

ки. Расшифровка элементов блоковой тектоники тем более интересна, что при этом могут обнаружиться закономерности в распределении, соподчиненности, разнопорядковости, разнохарактерности и, что особенно важно, — в специфичности с качественной стороны рудовмещающих и рудо-распределяющих структур.

Как следует из представленного по разнохарактерным регионам (Забайкалье, Алтай-Саянам и Кавказу) фактического материала, при общем сравнении разновозрастных складчато-глыбовых структур выявляются особенности, характеризующие их сходство и различия.

1. Образование разнохарактерных регионов произошло в результате тектонических движений в одних и тех же эпохах. Но при этом отличие состоит в том, что для разных категорий регионов тектонические движения оказали различное влияние на их становление. Если окончательное формирование Забайкалья происходило в байкальскую и каледонскую эпохи тектогенеза, то при этом основные черты строения и состава в значительной мере были подвержены переработке и осложнениям в мезозое и кайнозое. В Алтай-Саянской складчатой области основные структурные элементы были образованы в результате каледонской и герцинской эпох тектогенеза, в более молодое время происходили их переработка и осложнения. И в то же время Кавказская складчатая область завершила свое окончательное формирование в течение герцинской и альпийской эпох тектогенеза, а последующие процессы (переработка и осложнения) наблюдаются и прослеживаются до настоящего времени (Дагестанские землетрясения и др.).

Рассматриваемые регионы обнаруживают одинаковое строение разреза коры (см. рис. 2,6, 12) по формационному составу, но при этом отличие состоит в том, что возраст слагающих их отложений неодинаков. Если на территории Кавказской складчатой области тектонические структуры характеризуются непосредственными выходами на дневную поверхность — раскрытостью, то в глубинных, погребенных под кайнозойскими отложениями горизонтах Забайкалья, могут быть обнаружены еще не вскрытые, к примеру, мезозойские структуры, возможно, имеющие прямое отношение к локализации рудных скоплений. Приведенные фактические данные свидетельствуют о ярусном строении регионов, что в свою очередь дает возможность говорить о *ярусности металлогении*.

Приведенные данные выявляют наличие определенной закономерности в пространственном размещении структурных и формационных элементов в пределах разновозрастных и разнохарактерных регионов. Это позволяет подойти к проблеме обнаружения скрытых рудных залежей.

2. В развитии ярусности регионов всех типов большую роль играли элементы тектоники как первичной, так и вторичной (глубинной, складчатой, разрывной, блоковой). И в этом отношении все регионы обнаруживают сходство. В пределах всех регионов выявлены крупнейшие глубинные, региональные и оперяющие (локального приповерхностного плана нескольких систем) разломы. Эти элементы разрывной тектоники зачастую ограничивают крупные мульды или поднятия, которые под влиянием локальных элементов разрывной тектоники распадаются на ряд более мелких выступов и впадин, образуя сложную цепь элементов складчато-глыбовой

тектоники. Казалось бы сходство структуры налицо, и рудные ловушки на базе выявленных закономерностей должны обнаруживаться во всех регионах с использованием совершенно идентичных правил. Однако в каждом отдельном случае (отдельном месторождении), не говоря уже о всей территории региона, обнаруживаются характерные особенности, свойственные только тому или иному участку. Так, если Садонское и Згидское полиметаллические месторождения являются составной частью одного и того же Полиметаллического "пояса" и располагаются друг от друга в 6–8 км, это еще не свидетельствует о том, что они одинаково проявлены на поверхности, так как первое расположено в пределах горст-антиклинали, а второе — в грабен-синклинали и опущено по отношению к первому. Поэтому Згидское месторождение было выявлено после вековой эксплуатации Садонского месторождения. И это несмотря на то, что разведочные работы в течение этих ста лет в округе Садона проводились интенсивно.

В данном случае важен сам факт, подтверждающий разнохарактерность рудных проявлений при их общей и даже родственной близости. Иными словами, принадлежность мегаблоков (регионов всех категорий) к единой земной коре не исключает существенных различий в их возрасте, составе, мощности и сочетании магматических и вулканогенно-осадочных образований. Устанавливаются также большие различия в фациальном составе осадков.

4. Все регионы обнаруживают сходство в том, что они состоят из структурных этажей, согласно или с угловым несогласием налегающих друг на друга. Вместе с тем эти структурные этажи характеризуются линзовидной формой и в каждом отдельном случае обнаруживают разные свойства и качества.

Можно было бы продолжить перечень сходных и отличительных черт, которые обнаруживаются при детальном изучении регионов даже одного и того же типа. Однако проведенных четырех групп сходств и различий достаточно для того, чтобы утверждать, что единой геотектонической концепции для проведения металлогенического анализа еще не создано.

Что касается вопросов связи элементов блоковой тектоники с оруденением, то они, по-видимому, относятся к числу первых шагов в расшифровке настоящей проблемы геологической науки. Это подтверждается несколькими обстоятельствами. Так, с целью правильной интерпретации условий и закономерностей в размещении оруденения важно отличие зон и узлов, наиболее пронизываемых ювенильными компонентами. Такие зоны и узлы для различных генетических типов месторождений размещаются в различных участках и используют разные структуры и вмещающие среды. Для магматогенных месторождений — это тела интрузивных массивов: их окраинные части, придонные участки, тектонически ослабленные зоны для образования жильных, висячих и других залежей. Для гидротермального оруденения наиболее пронизываемыми являются разрывные и другие нарушения.

Подобными условиями и определяется подход к расшифровке вопроса морфогенетических особенностей связи элементов блоковой тектоники и оруденения. Это, в свою очередь, позволяет еще раз подтвердить заключение о яркости металлогении и, кроме того, подойти

к вопросам расшифровки столь важной и необходимой проблемы изучения месторождений полезных ископаемых эндогенного происхождения в пределах нижних (не вскрытых эрозионным срезом) ярусов коры в пределах консолидированных регионов.

При блоковом строении области или региона формирование и развитие блоков коры находится в пространственно-временной и генетической связи с ограничивающими их региональными разломами глубинного или приповерхностного плана. Блоковое строение областей обусловлено существованием двух основных направлений региональных разломных структур — горизонтальных и вертикальных. Разломы первой группы относятся к числу подытоживающих по отношению к отдельным оболочкам коры, и обнаружение каждого подобного разлома может способствовать вскрытию новых возможностей того или иного слоя коры с присутствием только этому слою комплексом минеральных ассоциаций, так как ювенильные компоненты (выделения) тесно связаны с петрохимическим составом пород, слагающих оболочки коры. Разломы второй группы (крутого заложения) осложняют поиск месторождений полезных ископаемых, связанных генетически и пространственно со слоями земной коры. В то же время некоторые генетические разности этих региональных разрывов могут сопровождаться оперениями, развивающимися в основном в окраинных частях разломов — вместителей рудных эманаций, выделяемых при становлении слоев коры и прорывающих себе путь или проницающих по ослабленным с тектонической точки зрения зонам или образованиям. Иными словами, наиболее ослабленными тектоническими участками являются ограничивающие тектонические блоки элементы тектоники, и в них можно ожидать в первую очередь концентрации рудных залежей гидротермального происхождения; во вторую очередь — скопления других генетических типов. Последние могут концентрироваться и в других деформированных участках в пределах тектонических блоков. Например, для пластичной среды развитие типичных расколов не характерно, так как они проявлены в виде безамплитудных зон смятия или мелкой складчатости той или иной формы. Можно предполагать, что в этих участках могли формироваться месторождения сложного генезиса: гидротермально-осадочные, гидротермально-метаморфогенные и др. Большую роль в локализации оруденения играет время заложения элементов блоковой тектоники. Считая что вопросы генетических особенностей элементов блоковой тектоники требуют специального рассмотрения, автор предлагает некоторые общие сведения этого направления. Так, время заложения элементов блоковой тектоники зависит от характера региона, в пределах которого они проявляются и обнаруживаются. Затем время заложения глубинных разломов, ограничивающих тектонический блок, зависит от истории развития региона, его строения, наличия структурных этажей, ярусов и т.д. Эти данные могут проявиться в результате детальной расшифровки строения и состава изучаемых регионов.

Следовательно, особенности проявления и кинематики элементов блоковой тектоники свидетельствуют о том, что ограничивающие тектонические блоки пород глубинные, региональные и локальные разломы, помимо структурообразующей роли, имеют важное значение в размещении

оруденения и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, а также в размещении формационных разностей вмещающих руды пород и интрузивных комплексов и магматических образований. Месторождения полезных ископаемых большей частью связаны с внутриблоковыми тектоническими оперениями и условиями консолидации отдельных блоков пород. Это можно видеть на примерах как целых регионов, развитие которых, по мнению автора, считается завершенным, так и отдельных тектонических блоков функционирующих регионов.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Алданский щит обрамляет Сибирскую платформу с юго-восточной стороны. На западе, юге и востоке Алданский щит оконтуривается сравнительно молодыми складчатыми областями — Байкальской, Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской. Границы с этими областями тектонические: на западе — по Жуинскому разлому, на юге — по Южно-Тукурингскому, на востоке — по Нельканскому. На севере граница щита определяется сплошным развитием осадочного чехла Сибирской платформы.

Алданский щит относится к древним геологическим образованиям. Его слагают сложнодислоцированные архейские первичноосадочные и магматические образования. Кристаллическое основание Алданского щита перекрыто толщами протерозойского, кембрийского и юрско-мелового возраста, иногда значительно размытыми.

Алданский щит характеризуется разнородным гетерогенным складчато-глыбовым строением четырех складчатых систем: Алдано-Тимптонской, Тимптоно-Учурской, Чаро-Олекминской и Становой. Слагаемые складчатые системы горные породы в основном относятся к числу метаморфизованных образований. Проявленные на территории элементы разломной тектоники (глубинные разломы) можно подразделить на три группы: 1) приуроченные к границе складчатой области и платформы (краевые швы); 2) складчатых областей; 3) внутриплатформенных участков.

Большинство исследователей выделяют Алданский щит как юго-восточную часть Сибирской платформы, которая с протерозоя являлась областью преобладающего поднятия. В пределах щита выделяются два структурных этажа (рис. 20).

Алданский щит (тектонический блок первого порядка или мегаблок) имеет поверхностно-блоковое строение. На территории выделяются два тектонических блока второго порядка: Алданский и Становой, разделенные субширотным Становым глубинным швом [8]. Эти блоки, в свою очередь, подразделяются на геоблоки (тектонические блоки третьего порядка), взаимоотношения между которыми показаны на рис. 20. Тектонические границы между ними прослеживаются по субмеридиональным глубинным разломам: Темулюкитскому, Амгинскому, Тюркандинскому, Улканскому и Нельканскому. Серия субмеридиональных разломов более молодая по сравнению с субширотными (Становому и Южно-Тукурингскому). Однако субмеридиональные разломы характеризуются меньшей распространенностью по простиранию и выклиниваются в пределах тек-

тонических блоков, но при этом центральный субширотный глубинный Становой разлом по ним подвергается смещениям, а к Южно-Тукурингскому как бы примыкают субмеридиональные разломы.

Морфология ограничивающих тектонические блоки всех порядков разломов различная.

Краевые швы, ограничивающие мегаблоки, характеризуются различной степенью выраженности в своевременной денудационной среде. Субширотные краевые швы прослеживаются по долинам притоков Лены почти до Охотского моря. Морфологические особенности рассматриваемых консолидированных к настоящему времени некогда глубинных разломов неясны, и это следует из их сложной блоковой структуры. Сложность блоковой структуры обусловлена системой субпараллельных и дугообразных в плане разломов, осложненных многочисленными оперяющимися разрывами. Ширина каждой из систем разломов колеблется в пределах первых десятков километров, а протяженность достигает 1000 км.

Глубинные разломы так же, как и в рассмотренных ранее регионах, подразделяются на крутопадающие до вертикального и пологопадающие до горизонтального. Первые в основном ограничивают тектоблоки (тектонические блоки второго порядка) внутриплатформенных участков. По времени заложения, в сравнении с краевыми швами, рассматриваемые разломы в большей своей части относятся к числу более молодых образований. Эти разломы создали сложную блоковую структуру фундамента платформы и предопределили заложение структур типа авлакогенов. Подавляющая часть внутриплатформенных глубинных разломов имеет северо-западное или субмеридиональное простирание. В морфологическом отношении разломы выражены многочисленными субмеридиональными разрывами, которые сопровождаются зонами милонитизации и кливажа. В магнитном поле характеризуемой группы разломов соответствует зона положительных аномалий.

В каждом тектоническом цикле региона вначале господствовали вертикальные движения земной коры, так как перемещавшиеся мегаблоки обладали огромной кинетической энергией, поддерживаемой внутренними ресурсами Земли.

Вслед за заложением глубинных разломов крутого падения в роли ведущих стали выступать движения горизонтальной направленности. Последние были связаны с процессами консолидации активного вязкого вещества мантии. Горизонтальные движения, как указывалось при расшифровке строения разнохарактерных регионов, действуют в земной коре некоторое время (геологическое исчисление) и проявляются периодически, что увязывается с консолидацией слоев земной коры. Каждый слой коры при этом освобождается от тех составляющих, которые отщепляются от консолидирующегося слоя и ищут постоянства. Все это создает эндогенную цикличность.

Крупные тектоблоки приходят в движение и деформируют пластичные зоны. Этот процесс продолжается до утраты вязкости, затем господствующую роль в деформации земной коры приобретают внутренние вертикальные движения, выражающиеся на практике заложением оперений с крутыми углами падения.

Таким образом, становление регионов, охарактеризованное ранее на примере Кавказской складчатой области, находит подтверждение на примере Алданского щита, который относится к числу сформированных в тектоно-магматическом отношении регионам и, как указывают приведенные данные, характеризуется блоковым строением.

Что касается другой стороны поставленного вопроса – связи оруденения с элементами блоковой тектоники, то для рассмотрения этого аспекта проблемы необходимо вкратце изложить историю развития территории Алданского щита.

В истории развития Алданского щита можно выделить следующие этапы.

Доархейский тип (4500 млн. лет), наиболее древний. К нему относится формирование базитового фундамента, приуроченного к линейным зонам, вытянутым вдоль границ крупных блоков. По определенным системам контролируется размещение архейских структурно-формационных зон, зон магматической деятельности и раннепротерозойских шовных прогибов. Эти данные позволяют предложить тектоническую активность территории Алданского щита и заложение на этом этапе ослабленных тектонических линейно вытянутых зон субширотного простирания ($100\text{--}120^\circ$).

Раннеархейский этап (древнее 3100 млн. лет) проявлен формированием на базитовом фундаменте синхронных структур геосинклинального типа. Одновременно зарождается древнее ядро обрастания – Иенгская структура платформенного типа. Породы, слагающие древнее ядро, представлены кварцитами, различными биотит-, амфибол-, гранат- и пироксен-содержащими гнейсами, кристаллическими сланцами и карбонатными породами, измененными повсеместно, подвергшимися гранулитовой фации метаморфизма, гранитизации и магматизации.

В основном же раннеархейский этап развития Алданского щита характеризуется становлением и развитием складчатых систем геосинклинального и промежуточного типов и заложением разломов.

Зоны этих разломов часто сложены бластомилонитами, вмещающими дайки изверженных пород. С этими разломами глубинного происхождения сопряжены разрывные нарушения второго и более высоких порядков. В условиях длительного развития крупные разломы, в отличие от таковых в геосинклинальных областях, могут являться не только рудоконтролирующими, но и вмещать рудные тела, если к моменту оруденения они были перекрыты вышележащими образованиями платформенного чехла.

Глубокий метаморфизм вмещающих пород предопределяет генетические особенности развитых в пределах структурно-формационных зон рассматриваемой эпохи месторождений полезных ископаемых. Так, например, месторождения железа в бассейне р. Алдан относятся к числу контакто-метасоматических. К Алданской железорудной провинции приурочены такие месторождения железа как Таежное, Дес, Тингское, Сивагли и др. Рудные тела пластообразной формы приурочены в основном к зонам глубинных разломов субмеридионального простирания (Тыркинскому и Улканскому).

Помимо месторождений железа, на территории прослеживаются месторождения корунда. Встречаются месторождения флогопита: Федоровское, Куранахское и др.

Рудные тела и месторождения, приуроченные к зонам древних глубинных разломов нижнего структурного этажа Алданского щита, вытягиваются на десятки километров и сконцентрированы в виде отдельных провинций, по всей вероятности, приуроченных к окончаниям глубинных разломов. Формы рудных тел самые различные, вдоль межпластовых срывов тела приобретают пластовую или линзообразную форму, интенсивное проявление складчатости приводит к освоению рудными телами элементов складчатой тектоники и т.д. На локализацию оруденения помимо тектонического фактора благоприятное влияние оказывает и активность химического состава вмещающих пород. Так как разрывные нарушения характеризуются длительным развитием, оруденение в большинстве случаев залегает в своеобразных метасоматитах, определившихся во время конечных стадий развития рудоносных глубинных несогласий.

Позднеархейский этап (3100–2600 млн. лет) характеризуется заложением и развитием первичносинклинальных складчатых систем. Происходит формирование гранито-гнейсовой коры на территории Алдана (формирование коры на всех этапах тектогенеза сопровождается заложением глубинных разломов субгоризонтального залегания, которые контролируют различные слои коры), а также осадконакопление, в процессе которого сформировались железисто-кремнистые, железисто-мергелистые и железисто-кремнисто-карбонатные осадки в центральной части Унгра-Тимптонского синклинория, в Эмельджакской синклинали и других пониженных частях территории. Впоследствии, в процессе метаморфизма, были сформированы промышленные месторождения магнетитовых, гематит-магнетитовых и мартитовых руд.

Для верхних горизонтов этой серии пород характерно повышенное содержание титана, вольфрама. Вмещающими здесь в основном являются силлиманит-кордиеритовые гнейсы. Большой интерес представляет многочисленная группа проявлений титановой минерализации, связанная с архейскими железорудными месторождениями. Титан содержится в малых количествах в виде титаномагнетита. Железорудные провинции связаны с основными и ультраосновными магматическими породами архея Ансаганская, Амедигинская и др.)

В *раннепротерозойский этап* (2600–1900 млн. лет) происходило накопление мощных терригенных и хемогенных осадочных пород во впадинах на западе Алданского щита. Возникают и развиваются протоплатформы. Вдоль ортогонально ориентированных тектонических ослабленных зон происходит заложение шовных зон (палеоавлакогенов). Протоплатформенный чехол был деформирован гранито-гнейсовыми "второждениями". В результате разуплотнения произошло воздымание земной коры, закончившееся интрузивной магматической деятельностью, поскольку территория еще не достигла степени окончательной консолидации и вязкое вещество не было удалено от гипсометрических уровней дневной поверхности.

В раннепротерозойский этап типично платформенный режим на территории Алданского щита отсутствовал, т.е. развивались условия активизированной платформы.

В последующее время отмечается существование континентального режима и форирование в среднем протерозое кор выветривания бокситов. К этому же времени относится широко известный тип минерализации стратиформного медного оруденения в песчаниках каменной серии Кодаро-Удоканского прогиба. В Учуйской впадине известны в карбонатных породах проявления марганца.

Породы этого этапа представлены разнообразными слоистыми толщами осадочных и вулканогенных образований, интенсивно смятыми в складки. Участки отслаивания, в которых в основном концентрируются рудные тела, образованы в результате блоковых перемещений вдоль разрывов северо-западного простирания, сопровождающихся мелкими складками северо-восточного простирания и юго-западным падением осевых плоскостей. Это обстоятельство выявляет наличие на изучаемой территории блоков мелкого порядка.

Размещение месторождений контролируется крупными долгоживущими разломами, проникающими из нижних структурных этажей и ограничивающими крупные тектонические блоки. Разломы характеризуются самыми различными углами падения (вплоть до горизонтальных), вдоль которых отмечается также внедрение малых интрузий и даек. Сами разломы оруденения не несут.

Таким образом, раннепротерозойский этап — этап формирования заключительной орогенной стадии развития геосинклинали и перехода ее в платформу.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап широко проявился на Алданском щите. На его протяжении отмечается развитие эффузивно-осадочных образований, нередко ограниченных разрывными нарушениями. Эти образования представляли собой чехол складчатого основания.

С рассматриваемым этапом связано наибольшее количество месторождений полезных ископаемых: флогопитовая и апатитовая минерализация связана с массивами ультраосновных—щелочных пород, встречаются свинцово-цинковые руды стратиформного типа, алюминийное сырье, самородная сера, горючие сланцы с промышленными содержаниями меди, никеля и других металлов.

Оруденение развивается по мелким разрывам, зачастую в пределах отдельных благоприятных для рудоотложения горизонтов. Наиболее интересные в промышленном отношении участки обнаруживаются в тех местах, где породы чехла покоятся на интенсивно разбитых разрывными нарушениями жестких образованиях, представленных древними гнейсами или гранитами.

Форма рудных тел в основном жильная, встречаются лентообразные тела, почти горизонтально залегающие рудные залежи, послойно распрстраняющиеся от секущих разрывов. Последним в некоторых случаях сопутствуют жиллообразные рудные тела.

В *раннемезозойский этап* зафиксирована тектоно-магматическая активизация территории. Это, по-видимому, является свидетельством окончательной консолидации земной коры в этом регионе. В *позднемезозойский этап* тектоно-магматическая активизация проявилась в движениях по зонам

глубинных разломов. С мезозойским магматизмом Алдана связана в некоторых районах молибденовая минерализация. *Кайнозойская эпоха* характеризуется формированием рельефа и россыпных месторождений.

Краткая характеристика развития Алданского щита свидетельствует о зарождении региона как складчатой системы геосинклинального типа, о последующем его длительном развитии в роли региона функционирующего типа и об окончательной консолидации его в позднепротерозойское время. В раннемезозойскую эпоху зафиксирована активизация щита. Таким образом, платформенный режим существовал на территории Алданского щита около 1500 млн. лет. На примере Алдана можно четко проследить проблему блокового строения регионов земной коры, а также и то что элементы блоковой тектоники служат непосредственные поисковые критерия месторождений полезных ископаемых. Даже по форме лентообразных залежей, развитых по межформационным срывам, а также по форме жилообразных тел, развитых по отслоениям и непосредственно разрывным нарушениям можно судить о горизонтальной и вертикальной направленности элементов блоковой тектоники. Эти данные свидетельствуют о взаимосвязи и единстве магматической и рудной активности в пределах региона. Что касается привязки металлогении, то фактический материал позволяет выделить в качестве наиболее перспективных глыбовые, сводовые и сводо-глыбовые структуры.

При этом необходимо отметить, что установление признаков рудо-контролирующей и рудораспределяющей ролей участков отдельных металлогенических ярусов — задача весьма сложная. В первом приближении для ее решения требуется сопоставление данных поверхности с целым рядом других факторов, большинство из которых однозначно должны указывать на возможность концентрации искомого элемента либо в минеральном составе пород, либо в пустотах и трещинах горных пород. Что касается первой совокупности рудопроявлений и месторождений, то здесь фактический материал указывает на отторжение рудных и прочих элементов от кристаллизующейся магмы (собственно магматогенные образования). Другая же часть минеральных ассоциаций находится в прямой зависимости от рудогенерирующей способности изверженных пород и косвенной зависимости от тех путей и вмещающих пород, по которым им предстоит пройти.

И в этом плане имеются разные мнения. Одни исследователи считают, что магматические и рудогенерирующие источники сосуществуют, другие отстаивают точку зрения самостоятельного существования магматического и рудогенерирующего очагов и источников. Так, В.В. Ляхович [17] устанавливает наличие самостоятельного рудогенерирующего источника для руд Тырныаузского молибден-вольфрамового месторождения. В пользу этой точки зрения В.В. Ляхович приводит много подкрепленных фактическим материалом доводов: начиная от отношения к оруденению вмещающих сред до выяснения в них количества летучих, геохимических особенностей минералов и до математической обработки всех имеющихся данных. Однако именно эти данные не позволяют разделять магматические и рудогенерирующие источники. Они свидетельствуют о наличии еди-

ных корней как лейкократовых гранитов, так и липаритов и эльджуртинских гранитов, несмотря на их сравнительно большую разницу в возрасте. По мнению В.В. Ляховича, "Весьма близкий возраст эльджуртинского гранита и липаритов (1,8–1,6 млн. лет) и многие признаки петрографического, петрохимического и геохимического родства позволяют рассмотреть их как единую комагматическую и "вулcano-плутоническую" ассоциацию плиоцен-плейстоценового времени" [17].

Рассматривая вопрос связи лейкократовых плагиогранитов с эльджуртинскими гранитами, необходимо отметить, что В.В. Ляхович в качестве основополагающего различия приводит их возраст, различающийся двумя десятками миллионов лет, и взаимные пересечения этих двух разностей кислых образований. По данным А.М. Борсука и др. [4], возраст серицитизированных лейкократовых плагиопорфиров ограничивается семью миллионами лет. Эти данные свидетельствуют о многократности формирования гидротермальной деятельности в районе Тырныауза, где, по-видимому, в результате кристаллизационной дифференциации вязкого вещества формировались различные порции кислых пород, а также породы другой основности. С этим комплексом пород связано накопление рудных и редких элементов. Каждый родственный комплекс при этом может отражать определенные стороны связи оруденения с магматическим веществом того или иного состава. Геологические наблюдения свидетельствуют также и о наличии в камерах остывания интрузивов очагов рудной генерации. Существуют и классические гидротермальные образования, к примеру, Садонское полиметаллическое месторождение и другие.

Эти факты свидетельствуют о том, что гидротермальная деятельность может возобновляться неоднократно во времени и пространстве, проявляя себя с различных точек зрения в разных вмещающих средах и неся с собой довольно широкий диапазон рудных элементов. Подобный неоднократный и сложный характер гидротермальной деятельности позволяет отметить, что многие аспекты этого характера остаются до настоящего времени невыясненными. Автор придерживается взгляда тех исследователей, которые считают родственными магматический и рудогенерирующий очаги.

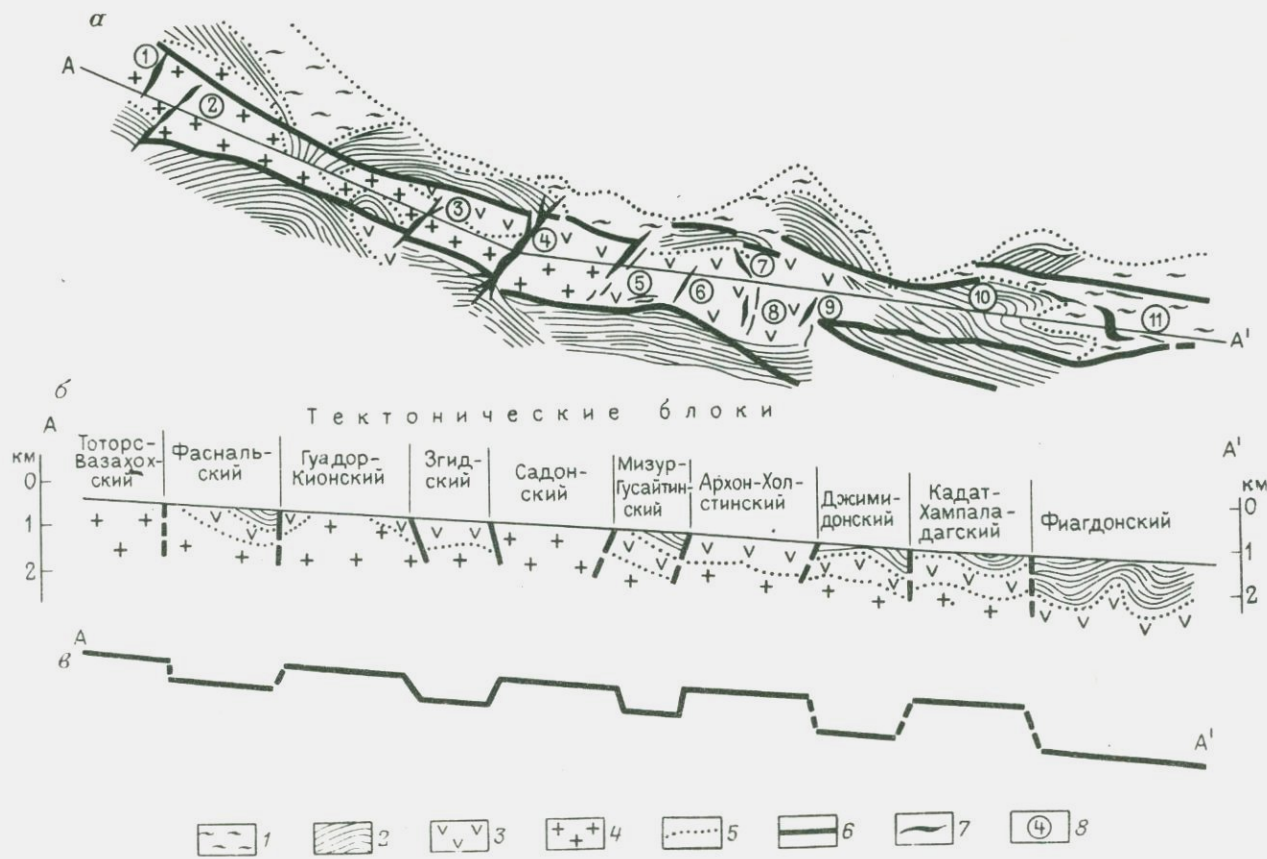
Определив свое отношение к вопросам связи магматизма и оруденения и прежде чем перейти к завершению рассмотрения проблем связи блоковой тектоники и оруденения, необходимо отметить, что результаты представленного в настоящей работе фактического материала свидетельствуют:

1) о наличии разнопорядковости и ярусности в блоковом строении регионов;

2) о рудовмещающем значении элементов блоковой тектоники наиболее высоких порядков и рудоконтролирующем значении элементов блоковой тектоники наиболее низких порядков.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ БЛОК УРУХ-АРДОН

Тектонический блок второго порядка (или тектоблок) междуречья Урух—Ардон является элементом мегаблока (тектонического блока первого порядка) Большого Кавказа.



Детальные исследования тектонического комплекса блоков Урух-Ардон-Терек показали, что выделенное блоковое строение позволяет по-новому расценивать геологическую значимость центральной части Северного Кавказа, так как разломы северо-восточного простирания (окаймляющие блоки третьих порядков) оказались рудоносными. Это представление расширяет возможность обнаружения месторождений полезных ископаемых даже в таком известном районе, как Садонский.

На изучаемой территории развита сеть крупных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Эти разломы имеют сложное внутреннее строение, состоит из серии параллельных и субпараллельных тектонических поверхностей смещения, сопровождаются полосами гидротермально измененных и катаклазированных пород. Развитием разломов обусловлены сложная мозаичная структура домезозойского фундамента, мезозойского структурного этажа и ряд особенностей в распределении и характере залегания кайнозойских отложений.

Поперечные разломы не имеют определенной методики картирования и поэтому не поддаются четкому подразделению. Нами они разделены на три группы: достоверно установленные, намеченные и предполагаемые. К достоверно установленным поперечным разломам с запада на восток в пределах рассматриваемого тектонического блока относятся следующие: Згидский, Садонский, Архонские и Холстинские серии. Из поперечных разломов намечены следующие: Фаснальская, Гусайтинская, Джимидонская серии параллельных трещин. К предполагаемым разломам автор относит Тоторский, Гуадорский, Килнский, Джимидонский-II, Калдонский (собственно Фиагдонский). Из числа перечисленных разломов геологическими методами с подтверждением методом распознавания образов с помощью ЭВМ (см. гл. IV) к месторождениям отнесены Гусайтинская, Тоторская и Джимидонская серии параллельных разрывов.

Таким образом, рассматриваемая территория тектонического блока междуречья разбита продольными и поперечными разломами на ряд блоков третьего порядка, испытавших дифференцированные движения (не исключается шарнирный характер их).

С запада на восток на изучаемой территории можно выделить следующие тектонические блоки третьего порядка с развитыми на них одноименными свинцово-цинковыми рудными полями: Тоторс-Вазахоский, Фаснальский, Гуадор-Кионский, Згидский, Садонский, Мизур-Гусайтинский, Архон-Холстинский, Джимидонский, Кадат-Хампаладагский, Фиагдонский (Хаником-Какадурский) (рис 21).

Рис. 21. Цепь тектонических блоков третьего порядка в виде смены горст-антиклиналей в грабен-синклинали (тектонический блок второго порядка центральной части Большого Кавказа междуречья Урух-Геналдон) *а* — геологическая карта, *б* — геологическая карта, *б* — геологический разрез по линии А—А¹, *в* — схематическое изображение разреза

1 — глинистые сланцы верхнего эалена и байоса, 2 — песчано-глинистые сланцы домера и тоара, 3 — вулканогенные породы нижней юры, 4 — граниты верхнего палеозоя, 5 — границы стратиграфические, 6 — разломы дорудные общекавказского направления, 7 — разломы рудоносные, 8 — полиметаллические месторождения (1 — Вакацское, 2 — Фаснальское, 3 — Згидское, 4 — Садонское, 5 — Гусайтинское, 6 — Архонское, 7 — Левобережное, 8 — Холстинское, 9 — Жимидонское, 10 — Кадат-Хампаладагское, 11 — Фиагдонское (Хаником-Какадурское)

Тоторс-Вазахохский тектонический блок совпадает с Вазахохским поднятием и вмещает крупную антиклинальную складку. С запада он ограничен узкой Тоторсской синклиналью, по которой нами намечено существование поперечного Тоторсского разлома. Восточный фланг блока ограничен долиной р. Урух, имеющей тектоническую природу.

Фаснальский тектонический блок занимает площадь Фаснальской складки с двумя куполами. С востока он ограничен узкой поперечной антиклиналью с резким переходом в так называемые Гуадорские ворота (Гуадорский разлом).

Гуадор-Кионский тектонический блок охватывает всю Кионскую антиклиналь. С востока он ограничен Згидским рудным разломом, по которому поднят на 300—400 м. Фактический материал свидетельствует о том, что рассматриваемый тектонический блок является горст-антиклиналью.

Згидский тектонический блок расположен в пределах Згидской синклинальной складки. Он ограничен с востока Главным Садонским рудным разломом (собственно Садонское месторождение). По Згидскому разлому рассматриваемый блок опущен на 300—400 м, по Садонскому на 400—500 м. Таким образом, Згидский тектонический блок, охватывающий площадь Згидской синклинальной складки, испытывает погружение на несколько сотен метров, что позволяет отнести его к грабен-синклинали.

Строение *Садонского* тектонического блока рассмотрено автором в более ранних работах. Определено, что этот блок представляет собой горст-антиклиналь.

Мизур-Гусайтинский тектонический блок занимает площадь Гусайтинско-Левобережной синклинальной складки. С запада он опущен по Гусайтинскому разлому на 300—400 м, а с востока также опущен по серии Архонских разрывов на 200 м. Таким образом, Мизур-Гусайтинский тектонический блок представляет собой грабен-синклиналь.

Архон-Холстинский тектонический блок охватывает две сближенные брахиантиклинали: Архонскую и Холстинскую. С запада он поднят по серии Архонских разрывов на 200 м, с востока ограничивается резким уступом (район Цамадского прогиба) в непосредственной близости от Холстинских разрывов (собственно Холстинское месторождение), от которых начинают проследиваться монотонная толща верхнеюрских осадочных пород. В результате Архон-Холстинский тектонический блок можно назвать горст-антиклиналью.

Джимидонский тектонический блок прослеживается в монотонной толще осадочных пород юры. Резким уступом поднят над ним Архон-Холстинский тектонический блок. Породы уступа несут следы гидротермальных изменений. Подобную же картину мы наблюдаем и в уступе на восточной окраине Джимидонского блока.

Участком развития Джимидонского геоблока ограничивается тектоблок 55 с востока. Одновременно этот участок является западной окраиной тектоблока 56, т.е. восточнее прослеживается геоблок Ардон-Терек.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый тектонический блок охватывает в массе деформированные породы осадочной

толщи юры на площади Джимидонского синклинального прогиба. Учитывая запрокинутость крыльев прогиба, весь блок можно назвать грабен-синклиналью.

Кадат-Хампаладагский тектонический блок с запада граничит с восточным крылом Джимидонской синклинали. Восточная граница совпадает с долиной р. Фиагдон. Данные геологов Северо-Осетинской комплексной геологоразведочной экспедиции указывают, что по долине р. Фиагдон в районе Далагкауского разлома (одного из серии Северных разломов) на ее правом берегу отмечаются выходы нижеааленских отложений, а на левом — тоарских. Это и другие отмеченные ранее обстоятельства свидетельствуют о тектонической природе долины р. Фиагдон. Данные сотрудников ЦНИГРИ в этом районе показывают, что от долины реки к востоку намечается Гачинская синклираль, а к западу — антиклинальная складка. Таким образом, Кадат-Хампаладагский тектонический блок можно назвать горст-антиклиналью.

Описание *Фиагдонского* тектонического блока, располагающегося между долинами рек Фиагдон и Геналдон и занимающего площадь Гачинской синклинали, дано автором в одной из более ранних работ [41]. Из опубликованных данных следует, что этот блок представляет собой грабен-синклиналь.

Оформление рассматриваемой блоковой структуры участка явилось результатом влияния четырех фаз тектогенеза: каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского. В итоге образовалась сложная цепь тектонических блоков с параметрами 5—10 на 10—15 км. Тектоническая цепь представляет собой чередование горст-антиклиналей в грабен-синклинали (см. рис. 21). Разломы, оконтуривающие отдельные блоки, явились зонами повышенной проницаемости для рудных растворов, образовавших ряд месторождений — Садонское, Згидское и др. Такие рудоносные трещинные структуры как Главный Садонский рудный разлом (Садонское месторождение) и другие разрабатываются и исследуются, поскольку они вскрыты эрозионным срезом. Не выходящие на дневную поверхность рудоносные трещинные структуры не учитываются, так как нет соответствующих методов их исследования. По аналогии с Садонским, Згидским и другими рудоносными трещинными структурами, проявленными в качестве окаймляющих тектонические блоки III порядка, переходные участки от одного такого тектонического блока к другому отнесены автором к числу интересных с промышленной точки зрения. В виду отсутствия методов изучения этих переходных участков, они в настоящей работе подразделены на три группы: достоверно установленные, намеченные и предполагаемые. К достоверно установленным поперечным разломам с запада на восток в пределах рассматриваемого тектонического блока II порядка относятся Згидский, Садонский, Архонские и Холстинские серии. Из поперечных разломов намечены Фаснальская, Гусайтинская, Джимидонская серии параллельных трещинных структур. К предполагаемым разломам автор относит Тоторский, Гуадорский, Кионский, Джимидонский-II, Калдонский — собственно Фиагдонский. Из перечисленных разломов к месторождениям на базе геологических исследований с под-

тверждением математическим методом распознавания образов с помощью ЭВМ отнесены Гусайтинская, Тоторсская, Джимидонская серии параллельных разрывов.

Выявленные закономерности в строении тектонического блока II порядка междуречья Урух—Терек позволяют расширить поиски жильных месторождений гидротермального типа на этой площади, включив переходные участки от одного тектонического блока к другому в перспективные площади.

По мнению автора в детальное опоскование необходимо включить районы перехода Тоторс-Вазахского тектонического блока в Фаснальский, Фаснальского в Гуадор-Кионский, Садонского в Мизуро-Гусайтинский и Архон—Холстинского в Джимидонский.

Из всего сказанного следует два основных вывода.

1. Тектонический блок междуречья Урух—Терек разбит на восемь тектонических блоков III порядка, которые в совокупности создали тектоническую цепь из чередующихся горст-антиклиналей в грабен-синклинали. При этом окаймляющие поперечные разломы оказались рудоносными и представляют практический интерес. Эти данные свидетельствуют о том, что перспективными являются участки перехода от одного тектонического блока к другому.

2. Расшифровка блокового строения и в других районах может явиться существенным поисковым критерием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всеобъемлющая концепция проблемы связи элементов блоковой тектоники и оруденения является задачей будущего. Настоящая работа представляет собой один из первых шагов, сделанных в этом направлении. Конкретизирование поставленной проблемы позволило сделать ряд гипотетических выводов, на которых мы не останавливаемся, и выдвинуть ряд положений.

I. Эволюция связи элементов блоковой тектоники и оруденения свидетельствует об этапности металлогении и относится к числу основополагающих геотектонических концепций для металлогенического анализа как выходящих, так и невыходящих на дневную поверхность рудных залежей.

II. Необходимым комплексом геологических методов для составления карт блоковой тектоники того или иного региона являются дистанционный, морфометрический, геофизический методы и геологическое картирование.

III. Элементы блоковой тектоники вторичны по отношению к элементам глубинной, разрывной и складчатой тектоники; типы их тектонических форм проявления различны в пределах разных регионов (не исключена повторяемость).

Этим положением создаются возможности выделения рудоносных блоков и отделения их от безрудных.

IV. Поясовое расположение рудоносных площадей не находит подтверждения. Последние представляют собой тектонические блоки II порядка, прослеживающиеся пространственно разобобщенными участками.

Этим положением оценивается влияние элементов блоковой тектоники на распределение эндогенного оруденения.

V. Распределение эндогенной минерагии характеризуется сложным зональным развитием, проявленным в наложении локальной зональности на региональную.

Региональная структурно-металлогеническая зональность развивается в пределах тектонических блоков I порядка и представлена несколькими субпараллельными структурно-металлогеническими зонами. Локальная структурно-металлогеническая зональность развивается в пределах тектонических блоков II порядка и представлена наложением зональности отложения руд по физико-химическим параметрам на зональность по тектоническим разрывам.

VI. Рудоконтролирующее значение имеют тектоноблоки I порядка, рудо локализирующее — тектоноблоки II порядка, рудовмещающее — тектоноблоки III порядка. Таким образом, блоковые структуры разных порядков являются поисковым критерием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Из проанализированного фактического материала по четырем наиболее изученным регионам территории нашей страны — Кавказу, Алтае-Саянской складчатой области, Забайкальи и алданскому щиту — следует, что в

геологическом строении отдельных регионов обнаруживаются сходственные и отличительные признаки.

1. Образование различных регионов произошло в одни и те же эпохи; в процессе становления различных регионов разные геологические эпохи оказали неодинаковое влияние.

2. Рассматриваемые регионы обнаруживают одинаковое строение коры; возраст отложений, слагающих коры разных регионов, неодинаковый.

3. В развитии регионов большую роль играли и играют элементы глубинной, складчатой и разрывной тектоники; тектонические и рудные проявления при их пространственной и даже родственной близости разнообразны.

4. Все регионы состоят из структурных этажей, согласно или с угловым несогласием налегающих друг на друга. Структурные этажи коры регионов в каждом отдельном случае обнаруживают разные свойства и качества, устанавливая различия в возрасте, составе, мощностях слагающих слоев, сочетании магматических, вулканических и минерогенических образований.

Эти признаки позволяют утверждать, что создание единой геотектонической концепции для металлогенического анализа является чрезвычайно сложной задачей. Этому во многом способствует то обстоятельство, что особенности геологического строения земной коры исследованы в пределах верхнего структурного этажа.

Построены различные модели коры. В качестве наиболее вероятной выделяется модель слоисто-глыбового строения. Здесь каждый слой характеризуется присущим только тому или иному слою формационно-фациальным составом, магматизмом и минерацией, что создает возможность этажности в металлогении. При этом глыбовость строения складывается взаимосочетанием несогласий как близгоризонтального, так и близвертикального планов.

Подобное близгоризонтальное структурно-формационное строение коры, осложненное ортогональными несогласиями также глубинного плана, приводит к заключению о подверженности коры регионов блоково-сдвиговой переработке. Расшифровка подобной переработки коры как с физико-химической точки зрения, так и с деформационной (с учетом факторов времени и пространства) создает возможность создания единой геотектонической концепции для металлогенического анализа, и в качестве первых шагов в этом направлении предлагается рассмотрение вопросов связи элементов блоковой тектоники и оруденения, для чего необходимым условием является наличие карт блоковой тектоники изучаемых провинций.

Вопросы методов изучения и составления карт блоковой тектоники даны на основе конкретных примеров с целью представления возможности их непосредственного освоения.

Земная кора распадается на отдельные регионы, такие как Кавказ, Алтае-Саяны, Забайкалье, Алданский щит и другие. Эти регионы ограничены элементами глубинной тектоники. Например, Кавказская складчатая

область граничит с севера с Русской платформой по Северо-Маньчскому и Маньчскому разломам, с востока — с Каспийской впадиной по Санурскому разлому, с юга — с Малым Кавказом по Куринскому и Лечхумскому разломам, с запада — с Черноморской впадиной по Пшехско-Адлеровской зоне разломов. Эти данные свидетельствуют о том, что каждый регион представляет собой тектонический блок I порядка.

В свою очередь, тектонические блоки I порядка разбиты элементами тектоники регионального плана на тектонические блоки II порядка. Кавказская складчатая область, например, разбита на 79 тектонических блока II порядка. Это проявилось при создании карты блоковой тектоники региона.

В виду отсутствия опыта создания подобных карт нами были использованы почти все существующие в геологии методы составления карт, начиная от дистанционных и кончая геофизическими. В результате было отобрано четыре метода: дистанционный (данные аэрокосмических исследований), наземный — морфометрический (данные геоморфологии), полевой геологический с использованием технических и других традиционных средств картирования и глубинный — геофизический. Эти карты накладывались друг на друга и с помощью метода геологического прогнозирования был получен один из возможных вариантов блокового строения изучаемой площади.

Карты, созданные на основе диаметрально противоположных методов, обнаружили принципиальное сходство. Так, составленная по результатам морфометрического анализа карта блоковой тектоники выявила на площади 76 тектонических блока II порядка. По результатам полевых геологических методов и исследований выделено 74 блока того же порядка. Дистанционными методами обнаружено около 80 тектоноблоков. Синтез результатов представлен в виде карты блоковой тектоники региона, где обнаружилось, несмотря на разный характер использованных методов исследований, что регион разбит на 79 тектонических блока II порядка.

Разломы наносились на итоговую карту с учетом их частоты встречаемости (если разлом не был проявлен хотя бы на двух картах — он опускался), четкости и ненарушенности (от более поздних к более ранним). Выделенные системы разрывной и складчатой тектоники способствовали созданию на изучаемой территории сводово-глыбовых структур — тектоноблоков. Тектоноблоки обладали различной подвижностью. В конечном итоге одни блоки оказались приподнятыми, другие — опущенными. Однако не все системы разломной тектоники удалось отразить на составленной карте из-за ее большой загруженности, что свидетельствует о необходимости создания карт блоковой тектоники разных масштабов.

В соответствии с принятой систематизацией соподчиненности элементов складчатой и разрывной тектоники представленная карта блоковой тектоники отражает II порядок тектоноблоков. В свою очередь, эти тектоноблоки разбиты на блоки III порядка.

Каждый из четырех рассмотренных в работе тектоноблоков I порядка обладает дифференцированными возможностями. В Кавказской складчатой области территория подразделяется на четыре структурных этажа: верхний, средний, нижний и фундамент. Каждый, обнаженный на поверх-

ности, структурный этаж разбит на тектоноблоки II порядка. Верхний структурный этаж (Q+N+P) охватывает тектоноблоки северного (№ 1–10) и южного (№ 11–23) склонов центральной части Большого Кавказа; средний структурный этаж ($K_1 + K_2 + J_1$) складывается из тектоноблоков северной (№ 24–34), центральной (№ 35–36) и южной (№ 37–48) частей рассматриваемой территории Большого Кавказа; нижний структурный этаж ($J_2 + J_3$) объединяет следующие тектоноблоки Северного (№ 49–59), Центрального (№ 60–62) и Южного (№ 63–69) участков территории Центрального Кавказа; образования кристаллического фундамента слагаются (AR+PR+PZ₁+D+C+P) из тектоноблоков (№ 70–79) центральной части Центрального Кавказа. В пределах структурных этажей тектоноблоки обнаруживают цепочечное строение. Это подтверждается взаимоотношениями тектоноблоков даже самой недоступной и резко расчлененной, с геоморфологической точки зрения, центральной части Большого Кавказа (см. рис. 1).

Полученные результаты позволили составить классификацию тектонических блоков II порядка территории Большого Кавказа — тектоноблока I порядка, определить границы и основные морфологические особенности.

На основании проведенного анализа отметим, что под блоковой тектоникой можно объединить ту часть тектоники, которая характеризует трассируемые любыми видами напряжений глыбы разных размеров — от планетарных до локальных, развивающиеся в разных регионах земной коры (материковые и океанические) и ограниченные первичными элементами тектоники. Глыбы планетарного плана ограничены элементами глубинной тектоники. Что касается блоковых структур, выделенных в результате разграничения отдельных глыб локального плана элементами дизъюнктивной и складчатой тектоники разных порядков и систем, а также обнаруженных в результате морфометрического и других методов, то они объединяются в разряд локальных элементов блоковой тектоники. Если планетарные блоки представляют целые регионы, то к числу локальных элементов блоковой тектоники могут относиться горст-антиклинали, грабен-синклинали и другие сложные морфоструктуры, которым присущи свойственные только им отличительные черты (магматические, минералогические или др.).

Элементы блоковой тектоники характерны для всех типов регионов и встречаются в каждом отдельном случае расшифровки наравне с другими элементами тектоники.

Существенным отличием блоковой тектоники от других видов тектоники является то обстоятельство, что она является как бы следствием складчатой, разрывной и глубинной тектоники и находится в прямой зависимости от генезиса, форм проявления и выраженности первичных элементов тектоники. Вторичность элементов блоковой тектоники вызывает необходимость более тщательного и своеобразного изучения первичных элементов тектоники с целью определения тектонических форм проявления блоковых структур. В каждом конкретном случае тектоноблоки обнаруживают свойственные только тому или иному региону тектонические формы проявления.

Так, для Забайкалья А.В. Ладыниным составлены карты рельефа поверхностей диоритового, базальтового и подкорового слоев. При их сопоставлении с тектонической зональностью, по Э.Э. Фотаиди и Ф.С. Моисеенко, выявляется соответствие мощностей условных слоев. В виду того что регион развивался в течение длительного времени (от докембрий-палеозоя до мезозой-кайнозоя), он объединяет разновозрастные геологические структуры байкалид, каледонид и герцинид. Вулканические процессы заканчиваются в кайнозое широким излиянием андезитовых лав (неогеновый период, раннечетвертичная эпоха). Позднее вулканические процессы на территории Забайкалья никем не отмечались. В мезозое и кайнозое вся область была усложнена значительно более дифференцированными движениями в континентальных условиях, в результате которых окончательно сформировалась отчетливо выраженная структура региона, основа которой была заложена еще в ранние стадии тектонического развития. Результаты анализа свидетельствуют о том, что в мезозое и кайнозое происходило укрепление коры на этом участке, ее консолидация. Существующие два преобладающих направления элементов разрывной тектоники (северо-восточное и северо-западное) позволили Ц.О. Очирову определить прямоугольно-решетчатую форму проявления элементов блоковой тектоники Забайкальского региона.

В Алтае-Саянской складчатой области, по данным В.П. Нехорошева, Г.Я. Яковлева, Л.П. Зоненшайна и других исследователей, окаймляющие разломы Рудного Алтая характеризуются северо-западным простираем, Западных Саян – северо-восточным протяжением с некоторым отклонением на север, Восточные Саяны окаймляются разломами северо-западного простираем. Разломы внутренней части региона характеризуются дугообразной формой (Кузнецко-Алтайский, Северо-Кузнецкий и другие) и вытянуты с северо-востока на юго-восток, в Восточном Саяне внутренние разломы образуют как бы вторую оконечность подковообразной формы блоковых структур Алтае-Саян с азимутами простираем от северо-востока (70°) до северо-запада (320°). Таким образом, в Алтае-Саянской складчатой области автором намечена подковообразная тектоническая форма проявления блоковых структур.

Автором также выявлено петельчато-решетчатое строение тектонических форм блоковых структур Кавказа.

Результат взаимодействия различных тектонических форм блоковых структур с оболочечным строением коры позволяет обнаружить новый тип сводово-тектонических форм, названный автором *метатектитовым* (мета – вторичность проявления, тектитовое объединяет артеритовые – послонное расположение более древних пассивных и более молодых активных компонентов и венитовые – выпоты материнского вещества).

Изучение блоковых структур включает исследования характера окаймляющих тектонические блоки элементов первичной тектоники. Среди этих элементов четко выделяются две группы разломов: 1) разделяющие отдельные тектоблоки и 2) оформляющие тектоблоки или структурные этажи.

Рассматриваемые элементы тектоники выражены в этих случаях в ви-

де зон дробления, тектонических линз, тектонических клиньев и характеризуются своей собственной геологической историей развития.

Некоторые из перечисленных элементов тектоники пересекают карту под крутыми, подчас вертикальными углами (Центральная мобильная зона Кавказа и др.). Смещения по этим разломам также прослеживаются в близвертикальном направлении. Такие мобильные тектонические зоны называются взрезами (терминология В.В. Белоусова). Взрезы долгоживущие и по ним возможны знакопеременные движения.

Второй год разделяющих тектоноблоков разломов обладает противоположным характером смещения — пологим (близгоризонтальным). Сами разломы также обладают близгоризонтальной направленностью и залеганием. По аналогии с взрезами эти разломы в настоящей работе названы *надрезами*. Надрезы разграничивают отдельные структурные этажи и жизнедеятельность их представляется в виде одного акта при становлении той или иной оболочки (слоя) земной коры. Движение при этом может иметь только один знак — положительный, так как характеризуется выхопом и в последующем подвергается консолидации.

Взрезы и надрезы — часто направленные разломные зоны в близвертикальном и близгоризонтальном направлениях. Помимо их на участках развития тектоноблоков I порядка развиты *сдвиги* — разломы глубинного плана с крутыми углами падения и более пологими углами направления смещения. Сдвиги могут быть на разных этапах своего развития то правыми, то левыми. Разнохарактерность и разноплановость сдвигов может приводить к образованию сложного характера разломов.

На исследуемых территориях глубинные сдвиги ограничивают отдельные дифференцированно перемещающиеся блоки (см. геологические карты) и занимают поперечное по отношению к общей направленности складчатых областей положение. Другая часть глубинных сдвигов обладает большей протяженностью и занимает диагональное к общему простиранию складчатых областей направление.

Несколько обособлены от сдвигов первичные элементы тектоники открытого типа — *раздвиги*, образование которых связано с растяжением отдельных участков земной коры.

Таким образом, можно еще раз обратить внимание на тезис о вторичности элементов блоковой тектоники, метатектитовом типе сводово-глыбовых поднятий — блоковых структур, черетырех рядах окаймляющих тектоноблоков глубинных разломов и о возможности выделения рудоносных блоков из среды безрудных:

а) в случае прямоугольно-решетчатого типа тектонических форм проявления блоковых структур Забайкалья оруденелые блоки приурочиваются к местам пересечения различных систем элементов разрывной и глубинной тектоники с образованием очаговых структур и проявлением ярусов в металлогении, разделенных пологопадающими глубинными разломами;

б) в случае подковообразных тектонических форм проявления блоковых структур, как например в Алтае-Саянах, оруденение приурочивается к зонам длительно развивающихся разломов и их оперениям с образова-

нием сводовых (вулканотектонических) и депрессионных (кальдерных) структур блокового строения при возможной яркости структурно-металлогенических зон, разграничивающихся глубинными разломами пологого залегания;

в) в случае петельчато-решетчатых тектонических форм проявления блоковых структур, типа Кавказских, рудные поля прослеживаются в пределах отдельных приподнятых или опущенных блоков разной конфигурации, вытянутых в основном согласно общей ориентировки складчатой области и группирующихся в местах выклинивания пологозалегающих глубинных разломов (надрезов).

В основе следующего положения лежит идея о закономерно развивающихся структурно-формационных зонах, осложненных ортогональными несогласиями. Сама идея выдвинута давно и успешно развивается (Ю.Ф. Левинсон-Лессинг, 1888 г.; В.М. Гольдшмидт, 1922 г.; В.И. Смирнов, 1967 г.). С накоплением фактического материала проблема превращалась в геологический признак (В.И. Смирнов, В.Т. Покалов, В.Б. Черницын и др.).

В обстановке становления блоковых структур указанная идея, объединяющая вопросы связи магматизма, эндогенной минерагении и блоковой тектоники обнаруживают новые стороны.

1. Проблема связи магматизма с элементами блоковой тектоники обнаруживается в особенностях геологического строения всех четырех изученных регионов.

Так, на территории Забайкальской складчатой области четко проявлены региональные разломы северо-восточного простирания и поперечные им северо-западные разломы. При этом устанавливается приуроченность массивов палеозойских щелочных пород к участкам пересечения отмеченных двух систем разломов. Эти методы выражены в виде плутонов, плит, штоков и т.д. Более молодые мезозойские магматические образования представлены в виде вытянутых зон северо-восточного простирания, среди которых преобладают комплексы эффузивных пород. Подобное пространственное размещение не что иное, как приуроченность центров вулканических излияний к зонам крупных разломов и их пересечениям. И подобная мощная вулканическая деятельность находится в прямой зависимости от активизации движений по разломам, заложенным в более раннее палеозойское время. В результате последующих эрозионных процессов древние вулканические хребты потеряли свой облик и представлены в настоящее время линейно-расположенными горсто-грабенowymi структурами (Забайкалье и др.), что полностью согласуется с подобным же цепочечным строением тектонических блоков II порядка территории Кавказской складчатой области.

2. Проблема связи эндогенной минерагении с элементами блоковой тектоники также основывается на неразрывности этих двух основополагающих компонентов геологической структуры регионов. Намечается тесная связь высвобождающихся из материнского слоя коры ювенильных компонентов с пологозалегающими глубинными нарушениями, которые подытоживают несогласно залегающие друг на друге разновозрастные

Слои земной коры. Одновременно эти разломы являются следствием накопившихся газовой-жидких компонентов и используются ими в качестве путей для продвижения при условиях окончательной консолидации того или иного слоя коры (Курайско-Телецкого, Саяно-Минусинского, Куртушибинского типов и др.). Окраинные и изогнутые части этих пологозалегающих разломов глубинного заложения характеризуются наличием расколов-оперений. Ювенильные компоненты локализованы и концентрированы именно в этих расколах-оперениях (группа медных месторождений приурочена к району Саяно-Минусинского разлома, к Курайско-Телецкому разлому приурочены Акташское, Таджилинское, Чаган-Узунское, Красногорское и другие ртутные месторождения).

Очередность образования пологозалегающих глубинных разломов зависит от времени остывания вещества коры. Наиболее ранние из этих разломов, по-видимому, должны быть очень богатыми газовой-жидким компонентами. Одновременно, первые разломы должны располагаться наиболее близко к осевым плоскостям центральных поднятий. Вместе с тем, окончания разломов, как с одной, так и с другой стороны, должны выражаться в рельефе на едином гипсометрическом уровне. В свою очередь, величина гипсометрического уровня равняется нижнему пределу распространения разлома (его подошве).

В изгибах и особенно в обоих окончаниях глубинного пологозалегающего разлома развиваются оперения, так как глубинный разлом не может оканчиваться в форме выклинивающегося шва в силу своей масштабности. Окончания глубинного разлома представляют автору в виде местного взрыва, рассекающего окружающую среду дизъюнктивными нарушениями более мелкого масштаба и порядка во все стороны. Однако в расположении их существуют свои закономерности, связанные генетически особенностями их заложения.

Во первых, являясь как бы отдушинами богатой газовой-жидкими компонентами интрузивной массы, в этих оперениях — разломах более высоких порядков в сравнении с основным, подытаживающим тот или иной слой коры, могут локализоваться и консервироваться газовой-жидкие компоненты, выделению которых благоприятствовал процесс остывания вещества коры.

Во-вторых, наиболее крупные скопления газовой-жидких компонентов, а вместе с ними и возможные промышленные концентрации рудных минералов могут локализоваться в зарождавшихся раскрытых трещинах, расположенных перпендикулярно к направлению основного разлома, так как в этом направлении развивается ось "С" эллипсоида деформации, согласно которому действуют сжимающие усилия. В случае полиметаллических месторождений Северного Кавказа простирание основного разлома имело общекавказское направление, а именно $290-310^\circ$. Таким образом, наиболее интересные с промышленной точки зрения рудовмещающие разломы должны, по-видимому, простираться по азимуту $20-40^\circ$ и, благодаря взрывному характеру их заложения, характеризоваться четкими контактами и очертаниями (в особенности в кристаллических вмещающих средах). Все это находит свое подтверждение на практике, хотя бы на

примере Садонского полиметаллического месторождения, где среднее простирание рудоносного разлома составляет 32° .

В-третьих, при повышенных температурах и обильных скоплениях газовой-жидких составляющих могло происходить коренное изменение вмещающих пород. Так, например, на территории Тырнаузского рудного района происходило скарнирование и мраморообразование смещающих известняков и доломитов.

В-четвертых, закономерности в расположении нарушений местного взрыва в окончаниях глубинных разломов зависят также от окружающей структурной обстановки. Так, обстоятельства надвинутости кристаллического субстрата Главного Кавказского хребта в северную сторону (см. геологические карты и разрезы) способствовало проявлению разнородных структурных планов развития разломов III порядка на северном и южном склонах хребта. Из числа разломов III порядка для познания их морфологических и других особенностей в работе детально охарактеризован Садонский разлом (собственно Садонское месторождение).

Таким образом, рудолокализаторами (при условии наиболее изученной Кавказской складчатой области) также оказались окончания и участки изгибов пологозалегающих глубинных разломов, подытоживающих различные слои земной коры. Образование каждого слоя, как доказывалось в работе, связано с процессами охлаждения, в результате которых накапливаются газово-жидкие компоненты (в грубом понимании) и по мере их накопления вырываются порциями. Каждая порция газово-жидких компонентов является составной частью застывающего вещества и вместе с ним может составить материнскую массу того или иного слоя. Вместе с тем, с увеличением мощности коры состав газово-жидких компонентов меняется. Каждый последующий субгоризонтально залеженный слой коры приобретает все большую мощность, временной промежуток для их образования возрастает, а подошва подытоживается несогласием тектонического происхождения.

В случае *хрупких* вмещающих пород, каковыми являются верхнепалеозойские граниты территории Северного Кавказа, нарушения, удобные для развития элементов разрывной тектоники, проявились в виде четко выраженных разломов (Главный Садонский, Згидский и др.). В случае инертных *пластичных* вмещающих сред, к числу которых могут относиться песчано-глинистые сланцы, удобные для развития элементов складчатой тектоники, растворы и газово-жидкие компоненты могли распыляться по слоистости или концентрироваться в "ловушках" (Фиагдонская группа месторождений и др.). Здесь можно отметить, что на примере Хаником-Какадурского месторождения роль ловушек играли замковые части складок (Калдонская антиклиналь в центре Гачинской синклинали и т.д.), системы безамплитудных разломов и др. В случае *химически активных* сред, к их числу могут быть отнесены известняки и доломиты, в которых большей частью могут развиваться элементы складчато-разрывной тектоники, на территории Большого Кавказа образовались скарново-рудные месторождения. Типичным примером подобных образований является Тырнаузский "куст" вольфрам-молибденовых месторождений и рудопроявлений.

При анализе деталей рудогенеза полиметаллов, развитых на территории Северного Кавказа, автором были изучены различные промышленные типы полиметаллических руд и их минералогическая характеристика и сделано заключение о близких по времени условиях формирования собственно полиметаллического и пирротинового типов промышленных свинцово-цинковых руд. Это подтверждено несколькими обстоятельствами.

Во-первых тем, что эндокриптные элементы в основных рудообразующих минералах обоих промышленных типов руд региона, взятых из пространственно разобщенных участков и характеризующих различно ориентированные рудовмещающие структуры, в одних случаях по простиранию, а в других по падению обнаруживают в основном одинаковые количественные содержания одних и тех же примесей.

Во-вторых, с целью выяснения изменчивости физико-химических свойств были измерены термо-эдс кристаллов галенита для Центрального Кавказа и одного из месторождений Дальнего Востока. При этом выявлено, что типоморфизм кристаллов галенита для четырех месторождений Кавказского региона идентичный и одновременно резко отличается от типоморфизма кристаллов галенита месторождения Дальнего Востока, сформированного в иных физико-химических условиях.

Далее были изучены морфогенетические особенности ряда рудоносных структур (по методу А.П. Шехтмана), генетические условия зарождения и развития нескольких систем рудовмещающих трещинных структур (по методу Зандера—Лукина), а также закономерности в распределении рудных ловушек в трещинных структурах северо-восточного и близширотного простираний Садонского рудного района (по В.М. Крейтеру).

Проведенные исследования констатируют факт проявления геохимически близких элементов в территориально разобщенных друг от друга регионах (Садон—Приморье). И наоборот, в пределах одного региона, в различных вмещающих средах (слоях) наблюдается разная металлогеническая специализация (Садон—Тырныауз). При этом рудоносные структуры родственных элементов прослеживаются сериями, системами и во всех случаях в виде отдельных групп рудных полей, не в виде рудных поясов.

К наиболее интересным с практической точки зрения участкам исследуемых территорий относятся места развития второстепенных разрывов, оперяющих окончания глубинных разломов, охватывающие площади развития тектоноблоков II порядка.

На территории Центрального Кавказа выявлено 79 тектоноблоков II порядка. Каждый из этих блоков представляет собой сложное сочетание элементов складчатой и разрывной тектоники. В настоящее время еще не разработана надежно методика картирования таких крупных блоковых структур. Изучение проведено автором по комплексу признаков. В результате обнаружено, что амплитуда перемещений вдоль окаймляющих эти блоки разломов обычно значительна и исчисляется сотнями метров. В различных вмещающих средах разломы ведут себя по-разному. Так, в осадочном чехле они могут быть представлены вытянутыми в одну полосу многочисленными мелкими антиклиналями, синклиналями, флексурами. В кристаллических породах разломы выражены зонами дробления, могут характеризоваться нечеткими контактами, сопровождаться перемятостью

и катаклазом, интенсивной тектонической трещиноватостью мощностью до нескольких сотен метров. Собранный автором фактический материал свидетельствует об их безрудном характере.

Внутреннее строение тектонических блоков, сдвинутых указанными разломами, осложнено тектоническими дислокациями складчато-глыбового типа.

В качестве примеров, рассмотренных в работе как наиболее интересные с практической точки зрения, можно назвать несколько тектонических блоков и, в частности, тектонический блок Центрального Кавказа — междуречья Урух—Терек.

Методика работы над расшифровкой структуры тектонического блока предусматривает анализ размещения элементов складчатой и разрывной тектоники района, развитых на протяжении четырех фаз тектогенеза (в настоящей работе используется обобщенное влияние всех фаз тектогенеза) с учетом разграничивающих их разновозрастных структурных этажей, вырисовывающихся по присущим каждому этажу структурным перестройкам. Особое внимание было уделено соотношению складчатых и разрывных нарушений в процессе формирования месторождений, что, на наш взгляд, является одной из основных проблем геотектоники.

Приведенные данные свидетельствуют о весьма сложном геологическом строении тектоноблоков II порядка. Морфологические особенности рассматриваемых тектоноблоков проявляются в их вытянутости вдоль общей направленности всего складчатого сооружения. Это позволяет отметить, что морфология площадей перспективных тектоноблоков II порядка характеризуется согласными с общей вытянутостью и направленностью формами всего региона — тектоноблока I порядка.

Отмеченное обстоятельство также свидетельствует о том, что разгрузка восточного окончания одного из пологопадающих глубинных разломов на территории Большого Кавказа привела к зарождению "куста" полиметаллических месторождений (Садонская группа) на площади тектоноблока II порядка Урух—Терек (№55—56). Здесь, из оперяющих разломов наиболее интересными с промышленной точки зрения оказались те, которые расположены более или менее перпендикулярно к направлению основного простирания глубинного разлома общекавказского простирания и обладают простираниями в 20—40°, что совпадает с направлением наиболее крупных рудоносных разломов, вмещающих полиметаллические месторождения региона (Садонского и других). Разгрузка же западного окончания глубинного разлома происходила на площади другого тектонического блока II порядка (№53) и привела к зарождению другой группы месторождений — Тырныаузской группы.

Таким образом, рудоносные площади вырисовываются в форме вытянутых тектоноблоков, но не в виде поясов, протягивающихся вдоль всего складчатого сооружения от Черного до Каспийского моря. Об этом свидетельствуют и выходы рудных проявлений на дневную поверхность.

Эти представления позволяют по-иному (по-новому) расценивать геологическую значимость изучаемых площадей, так как некоторые участки коры без выяснения в их строении и развитии роли элементов блоковой тектоники не поддаются расшифровке.

Термин "структурно-металлогеническая зональность" генетически увязывает развитие рудных полей не только с металлогенической специализацией отдельных формаций, но и с влиянием на их распределение деформационных усилий, регулирующих строение регионов. В качестве примера в работе дана расшифровка территории наиболее сложной с тектонической точки зрения центральной части Большого Кавказа. В результате проведенного анализа выделены основные типы свинцово-цинковых месторождений в рамках структурно-металлогенической зональности регионально-плана по комплексу следующих признаков: связи с магматизмом, приуроченности к тем или иным структурно-формационным зонам, влиянию рудовмещающей среды, характерным рудовмещающим структурам, морфологии рудных тел, минеральному составу, изменению боковых пород, месту локализации оруденения, генезису и оценке.

Рассмотренные условия становления структурно-металлогенической зональности территории Большого Кавказа показывают, что в пределах складчатой области выявлено наличие сложной структурно-металлогенической зональности, представленной наложением структурно-металлогенической зональности локального плана на аналогичную зональность регионального плана. Региональный план проявляется в наличии трех качественно различных структурно-металлогенических зон, протягивающихся вдоль всего складчатого сооружения (тектоноблока I порядка): Центральная зона интрузивного магматизма, подзоны Северных и Южных отрогов Центральной зоны.

1. Зона интрузивного магматизма протягивается в ядерной (центральной) части региона согласно общей вытянутости складчатой области. Зона относится к числу неинтенсивных с практической точки зрения, так как структур III порядка здесь не обнаружено, а как было ранее отмечено, оруденение в основном контролируется и локализуется на участках развития структур III порядка, т.е. связано с оперениями региональных разломов.

2. Зона отрогов подразделяется на две качественно различные подзоны северного и южного склонов поднятия. В пределах площадей развития этих подзон наблюдаются окончания глубинных разломов, интересных с практической точки зрения. Зоны характеризуются блоковым строением. К тектоническим блокам, в пределах которых имеют место фланги развивающихся один за другим (по мере остывания магматического очага) глубинных разломов, приурочены площади оруденения.

На территории конкретных оруденелых площадей развивается присущая только той или иной площади собственная локальная структурно-металлогеническая зональность, но уже более высокого порядка в сравнении с порядком зональности региона. В связи с этим в пределах отдельных тектоноблоков II порядка структурно-металлогеническая зональность обладает вторым порядком и более сложным характером.

Так, на площади развития тектоноблока II порядка №55 Кавказского региона развиты полиметаллические месторождения. В отложении руд обнаруживается зональность, обладающая сложным характером. Сложность обусловлена наложением зональности отложения руд по физико-химичес-

3027

ким условиям на зональность по тектоническим разрывам. Это подтверждается примерами полиметаллических месторождений территории Горной Осетии, где залежи вскрыты как по простиранию, так и по падению на десятки сотен метров, что исключает случайный характер полученных результатов исследований. Из анализа этих материалов следует, что зональность отложения руд по физико-химическим параметрам, выражающаяся в смене на более глубоких горизонтах полиметаллического (наиболее богатого свинцом и цинком) типа промышленных руд пирротиновым (менее богатым содержаниями свинца и цинка) типом также промышленных полиметаллических руд, осложняется зональностью по тектоническим разрывам. Зональность по тектоническим разрывам выражена сменой перехода полиметаллического типа руд в пирротиновый, которая в пределах разных тектонических блоков III порядка проявлена на различных гипсометрических уровнях. Это позволяет контролировать уровень перехода богатых руд в бедные в пределах различных тектоноблоков амплитудой смещения по оконтуривающим данный тектоноблок разрывам.

Так, на Згидском месторождении смена одного типа руд на другой происходит на горизонтах 900–1100 м. Что касается минерализованных структур, развитых на площади тектонического блока, расположенного к востоку от Згидских разломов (по которым этот блок опущен на 300 м.), то здесь пирротиновые руды нужно ожидать на 300 м ниже, т.е. на гипсометрических уровнях 700–800 м. В пределах Садонского месторождения существенно полиметаллические руды развиты выше горизонтов 1200–1400 м, ниже этого горизонта они сменяются существенно пирротиновыми рудами. Данные очистных работ, погоризонтных геологических карт, а также составленные автором минералогические карты для жил "Главная", "Вертикальная", "Восточная" Холстинского месторождения и для жил "Южная", "Пионерская", "Молодежная" Архонского месторождения свидетельствует о том, что жилы и прожилки существенно полиметаллического состава меняют свой состав на существенно пирротиновый по всему фронту развития рудных тел на гипсометрических уровнях 100–1200 м. Эти данные позволили составить перспективный профиль, на котором отображен уровень перехода одного типа руд в другой в пределах всех тектонических блоков III порядка, развитых на территории тектоноблоков II порядка (№55,56) Кавказского региона—тектоноблока I порядка.

Зональным распределением минеральных ассоциаций характеризуются и другие группы месторождений, имеющие место на территории Большого Кавказа.

Таким образом, результатом проведенного анализа вопросов связи полиметаллического оруденения с элементами блоковой тектоники на территориях конкретных тектонических локальных блоков выявлены пределы распространения (развития) наиболее интересного с промышленной точки зрения полиметаллического типа руд и имеющего второстепенное значение — пирротинового типа. Уровни перехода могут быть использованы горнорудными предприятиями с целью более эффективного ведения работ, так как выемка полиметаллического типа руд производится повсе-

местно, а пирротинового — только на отдельных участках. Расшифровка строения элементов блоковой тектоники и рассмотрения вопросов связи с ними оруденения проведены на примерах Алданского щита, распадающегося на 11 тектонических блоков II порядка, и Большого Кавказа, который распадается на 79 тектонических блока также II порядка.

Проведенные исследования показали неразрывность рассматриваемых двух основополагающих компонентов геологии регионов. Каждый тектоноблок II порядка демонстрирует сложное сочетание формационно-фациального состава с элементами складчатой, разрывной и глубинной тектоники. Общей характерной чертой всех тектоноблоков является ограничение их крупными тектоническими структурами.

Рассмотренные данные позволили разработать и апробировать по проблеме связи блоковой тектоники с оруденением следующие два положения: 1) наличие разнопорядковости в блоковом строении регионов и 2) рудовмещающее значение элементов блоковой тектоники наиболее высоких порядков и рудоконтролирующее значение элементов блоковой тектоники наиболее низких порядков. Выявленные закономерности в строении тектонических блоков высоких порядков позволяет расширить поиски жильных месторождений, включив переходные участки от одного тектонического блока к другому в перспективные площади.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в детальное опоскование необходимо включать участки перехода одного тектонического блока III порядка в другой. Этот вывод подтверждается целым рядом использованных методов для выяснения особенностей геологического строения участков, подтвержденных результатами систематизации имеющихся материалов по рудопроявлениям и месторождениям методом распознавания образов с помощью ЭВМ.

Полученные данные могут способствовать новому направлению проводимых исследований в области обнаружения скрытых рудных залежей и могут облегчить проводимые работы по их выявлению. Расшифровка же блокового строения рудных районов может служить поисковым критерием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

1. *Афанасьев Г.Д.* Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации (на примере Северокавказской горной системы). — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 5—24.
2. *Белюсов В.В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.
3. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 280 с.
4. *Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудообразования на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 2, с. 135—138.
5. *Варданянц Л.А.* Тектоническая карта Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 5—72.
6. *Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая/ Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, Т.Я. Гончарова и др.* М., изд-во Моск. гос. ун-та, 1978.
7. *Геология и геохимия центральной части Северного Кавказа (эндогенные месторождения)/ Н.Г. Родзянко, В.И. Джумайло, С.В. Савин и др.* изд-во Рост. гос. ун-та, 1971. 203 с.
8. *Геология СССР. Южная Якутия.* Т. 42. М., Недра, 1972, с. 275—481.
9. *Зембатов С.С., Рехвиашвили К.Л.* О влиянии рудной тектоники на распределение элементов-индикаторов в околорудных вмещающих породах Верхне-Згидского полиметаллического месторождения. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. Сев. Осетии. Орджоникидзе, 1969, с. 55—56.
10. *Зоненштайн Л.П.* Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 112 с.
11. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
12. *Колчеданные месторождения мира/ М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др.* М., Недра, 1979. 284 с.
13. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. М., Недра, 1974. 216 с.
14. *Краснопевцева Г.В., Матушкин В.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное — Бакуриани. — Сов. геология, 1970, № 2, с. 113—120.
15. *Красный Л.И.* Проблемы тектонической системы. М., Недра, 1977, с. 121—145.
16. *Ладынин А.В.* Строение земной коры Забайкалья по гравиметрическим данным. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1969. с. 102—115.
17. *Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М., Наука, 1976. 424 с.
18. *Малиновский Е.П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М., Наука, 1964. 164 с.
19. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М., изд-во Моск. гос. ун-та, 1963. 355 с.
20. *Некрасов Е.М.* Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М., Недра, 1980. 255 с.
21. *Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. М., Недра, 1966. 306 с.
22. *Орлова А.В.* Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М., Недра, 1963. 72 с.
23. *Очиров Ц.О.* Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1976. 199 с.
24. *Понятие "глубинный разлом" и проблемы систематики глубинных разломов/ Ю.А. Косыгин, В.Ю. Забродин и др.* — Геотектоника, 1977, №3, с. 106—112.
25. *Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/ В.Т. Покалов, Ф.Р. Апельцин, А.Я. Архипенкова и др.* Т.1, 2. М., Недра, 1977. 310 с., 216 с.
26. *Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М., изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
27. *Рудные месторождения СССР/ В.И. Смирнов и др.* Т. 1—3. М., Недра, 1978. 352 с. 399 с., 496 с.
28. *Савинский И.Д.* Некоторые вопросы применения методов распознавания образов при оценке геологических объектов и выделении информативных признаков. — В кн.: Математические методы в геологии. М., 1975, с. 34—41.
29. *Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой/ М.А. Фаворская, И.Н. Томсон и др.* М., Недра, 1969. 264 с.

30. Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., 1967, с 55—78
31. Семинский Ж.В. Вулканизм и гидротермальное рудообразование в активизированных областях. М., Недра, 1980. 139 с.
32. Смирнов В.И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 245—253.
33. Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952. 239 с.
34. Стариков В.С., Полквой П.А. Некоторые геохимические особенности кристаллических пород Северной Осетии. — Труды СКГМИ, вып. 37. Орджоникидзе, 1974, с 9—10.
35. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. Под ред. Э.Э. Фотиади и В.С. Суркова. — Труды СНИИГИМС, вып. 152, 1973. 144 с.
36. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к "Тектонической карте Северной Евразии" масштаба 1:5 000 000) /А.В. Пейве и др. М., Наука, 1980. 221 с.
37. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Недра, 1972. 344 с.
38. Томсон И.Н., Поляков С.П., Кочнева Н.Т. Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового "эпитермального" оруденения. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., 1974, с. 92—101.
39. Хрущев Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Пробл. постмагм. рудообр. Т.1, Прага, 1963, с. 174—179.
40. Хрущев Н.А. Тырныауз. Скарновое молибденово-вольфрамовое месторождение на Северном Кавказе. — Сов. геология, 1953, № 2, с. 51—72.
41. Цирихова Э.М. Новые данные о строении Фиагдонского рудного поля. — Труды Кавгипроцветмет. Орджоникидзе, вып. 2, 1972, с. 49-56.
42. Цирихова Э.М. О прямоугольно-решетчатом типе тектонических форм на примере блоковых структур центральной части Большого Кавказа. — Геол., поиски и развед. рудных месторождений. Иркутск, 1979, с. 112—120.
43. Цирихова Э.М., Черницын В.Б. Блоковая тектоника Горной Осетии и ее влияние на размещение промышленных скоплений свинца и цинка.— Геол. рудных месторождений, М., изд-во АН СССР, 1976, № 5, с. 98—103.
44. Черницын В.Б. Металлогения Большого Кавказа. М., Недра, 1977, 191 с.
45. Черницын В.Б., Рубцов Н.Ф., Андрушук Л.А. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., Недра, 1971. 208 с.
46. Van Bemmelen R.W. On Mega-Undations: A New Model for the Earth's Evolution. — Tectonophysics, 1966, vol. 3, N 2, p.83—127.
47. Brusca C., Dessau L. I giacimenti piombozincifere di S.Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico Sardo. — Ind. mineralia, 1968, vol. 19, N 9, s. 477—494, N 10, s. 539—556.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Термин “блоковая тектоника” и современные представления о связи оруденения с блоковой тектоникой.	5
Глава II. Типы тектонических форм блоковой тектоники	13
Строение земной коры отдельных регионов	13
Блоковые структуры Забайкальской горной области	26
Блоковые структуры Алтае-Саянской складчатой области	30
Блоковые структуры Кавказа	36
Глава III. О методах изучения элементов блоковой тектоники (на примере Центрального Кавказа).	48
Полевые геологические исследования	49
Геофизические наблюдения.	62
Дистанционные методы	64
Морфометрический метод	68
Прогнозирование элементов блоковой тектоники по результатам использованных методов	71
Глава IV. Влияние элементов блоковой тектоники на размещение промышленных скоплений минерального вещества	79
Связь элементов складчато-разрывной тектоники с оруденением (на примере Тырныаузского рудного поля)	80
Связь элементов разрывной тектоники с оруденением (на примере Садонского рудного поля)	84
Связь элементов складчатой тектоники с оруденением (на примере Фигадонского рудного поля)	90
Распределение оруденения в зависимости от участия в его локализации элементов блоковой тектоники	96
Глава V. Блоковые структуры—поисковый критерий эндогенных месторождений полезных ископаемых	134
Алданский щит	140
Тектонический блок Урух-Ардон	147
Заключение.	153
Список литературы	167

2 руб.

4059

4
703
2

НЕДРА