МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ АЭРО- и КОСМОСЪЕМОК

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ ИЗУЧЕНИЮ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СТРАНЫ «АЭРОГЕОЛОГИЯ»
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
КОСМОАЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ АЭРО- И КОСМОСЪЕМОК

Ленинград
«Недра»
Ленинградское отделение
1988

УДК 550.814[553.078+551.24]

Металлогенические и тектоно-магматические исследования на основе материалов аэро- и космосъемок/М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т космоаэрогеологич. методов ПГО «Аэрогеология».— Л.: Недра, 1988.— 212 с.: ил. 43.

Рассмотрена методика и технология использования дистанционной информации при проведении тектоно-магматических и металлогенических исследований на примерах различных геоструктурных регионов: мезозойско-кайнозойских подвижных поясов (Кавказско-Таврский и Оймяконо-Колымский) и молодой платформы на палеозойском складчатом фундаменте (Кызылкумы). Исследования проводились на трех-четырех уровнях генерализации, каждому из которых соответствует свой ранг металлогенических объектов. Использованы автоматизированные методы обработки материалов дистанционных съемок. Показаны возможности прогнозирования на основе закономерностей размещения оруденения с использованием комплексной методики выявления структурных факторов.

Для геологов, занимающихся прогнозно-металлогеническими и тектоно-магматическими исследованиями.

Табл. 11, ил. 43, список лит. 57 назв.

Составители: *А. В. Перцов, Г. В. Гальперов, В. С. Антипов, И. К. Рундквист, В. И. Астахов, В. З. Сахатов, Н. В. Скублова, В. В. Панцулая, Е. И. Марков, Т. Н. Смирнова, В. Э. Богатырев, М. Ю. Данилова, Л. В. Тарасенкова, В. В. Данилов, М. Ю. Смирнов.*

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института космоаэрогеологических методов

М $\frac{1904050000-328}{043(01)-88}$ Заказное

© ВНИИКАМ, 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Использование данных дешифрирования космических и аэроснимков становится неотъемлемой частью комплекса прогнозно-металлогенических и тектоно-магматических исследований во всех типах структурных зон территории СССР. Особенно хорошо эти методы зарекомендовали себя при анализе складчатых областей разновозрастной тектоно-магматической активизации, где с их помощью производится структурное районирование и выделение целого ансамбля орогенных структур — сводовых, очаговых, кольцевых, блоковых, разнопорядковых зон разломов различного генезиса, в том числе глубинных магмо- и рудоконтролирующих. Специфика космоструктурного изучения этих областей для анализа закономерностей размещения оруденения по обзору опубликованных данных рассматривается в гл. I.

Задачи настоящего дня требуют перехода от анализа закономерностей размещения известных объектов к перспективной оценке территорий, к прогнозу и поиску новых видов сырья, новых рудоносных площадей на базе комплексирования МДС с геолого-геофизическими, формационными, геохимическими и другими видами специализированных прогнозно-поисковых исследований. Методика такого анализа с поэтапным дешифрированием МДС, комплексированием на каждом УГ с данными геофизических и других видов исследований соответствующего масштаба для решения задач прогнозного характера разработана коллективом ВНИИКАМ (бывшей ЛАЭМ) и рассматривается в гл. II.

Результаты применения этой методики иллюстрируются в последующих трех главах примерами активизированных в кайнозойское время регионов, отличающихся возрастом завершения главных фаз складчатости, геологическими обстановками эпох максимальной активности тектонических движений, временем образования, последовательностью развития и составом магматических и рудных формаций, геофизическими характеристиками.

В гл. V рассмотрена специфика применения МДС для изучения закрытых территорий на примере Кызылкумского региона, представляющего собой молодую платформу на рифей-палеозойском складчатом основании Урало-Монгольского пояса. Показано значение комплексной методики для прогнозирования рудоносных

структур герцинского возраста, скрытых под чехлом молодой платформы.

Наряду с визуальным дешифрированием разномасштабных МДС (от 1 : 2 500 000 до 1 : 50 000) были использованы результаты обработки снимков путем преобразований с помощью ЭВМ. Проведенное дешифрирование МДС перечисленных регионов сопровождалось детальным анализом геофизических, магматических и рудно-формационных данных, что помогло обосновать выделение новых типов структурных обстановок и факторов, определяющих размещение промышленно важных объектов, а также выявить новые перспективные площади.

Авторы выражают благодарность за консультации и критические замечания А. И. Бурдэ, Д. В. Рундквисту, Г. Т. Скублову, а также Н. Н. Погодаевой, Н. А. Шелковниковой, Л. А. Шлотской, А. А. Ащеулову, Е. А. Кузнецовой, Л. А. Батариной, выполнившим большой объем оформительских работ.

Принятые сокращения

АКС — аэро- и космические снимки
АФС — аэрофотоснимки
ВПП — вулкано-плутонический пояс
ИСЗ — искусственный спутник Земли
КС — космические снимки
МДС — материалы дистанционных съемок
МЗ — морфоструктурная зона
МО — морфоструктурная область
МР — морфоструктурное районирование
ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс
ППК — прогнозно-поисковый комплекс
ПТК — природный территориальный комплекс
ПКК — пилотируемый космический корабль
РКС — рудоконцентрирующая структура
СМЗ — структурно-металлогеническая зона
СФЗ — структурно-формационная зона
ТМА — тектоно-магматическая активизация
УГ — уровень генерализации
СФК — структурно-формационный комплекс

Глава I

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МДС ПРИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Основные направления тектоно-магматических и металлогенических исследований

Анализ особенностей проявления и размещения магматических пород в тех или иных структурах является составной частью металлогенических исследований. Такой анализ до недавнего времени проводился главным образом для крупных геотектонических единиц (платформ, геосинклиналей, структурно-формационных зон и т. п.), каждая из которых обладает своим набором и последовательностью развития рядов магматических формаций.

Главные стадии развития тектоно-магматического цикла и их рудоносность для складчатых областей были рассмотрены Ю. А. Билибиным. Работами коллектива ВСЕГЕИ этот анализ был распространен на различные типы структурно-формационных зон геосинклинальных областей и других структур земной коры [30, 43]. В настоящее время благодаря этим работам можно считать установленными главные рудоносные магматические формации, условия их проявления и структурной приуроченности.

В рамках геосинклинальной концепции также детально изучены стадийность и характерные признаки орогенного магматизма, особенности его структурного контроля и связи с оруденением [33], что имеет большое значение для анализа КС. А. А. Моссаковский для палеозойских складчатых сооружений Евразии выделяет два наиболее характерных типа складчатых поясов — мозаичный (Казахстан) и линейный (Урал, Тянь-Шань), а также два наиболее характерных типа орогенного магматизма — плутоногенный гранитоидный сводовых поднятий и базальт-андезит-риолитовый вулканизм краевых вулканических поясов (краевых по отношению к палеозойским бассейнам осадконакопления). Они отражают две наиболее широко встречающиеся ассоциации магматических пород — интрузивную и вулканическую (или вулкано-плутоническую), которые принципиально отличаются по особенностям пространственного размещения и структурной приуроченности. Орогенные плутонические ассоциации развиваются на всех типах складчатых областей и характеризуют различные по масштабам и времени образования сводово-глыбовые структуры поднятий. Вулканические ассоциации развиваются только в обрамлении эвгеосинклинальных зон и образуются в пределах впадин, грабенов, прогибов, или вулканических массивов (вулкано-тектонических структур).

А. А. Моссаковский подчеркивает, что орогенный магматизм палеозойского этапа развития во всех случаях генетически был связан с развитием складчатых поясов и полностью наследовал главные особенности их пространственной ориентировки [33]. Наряду с этим многолетние исследования мезозойских структур Азии и Востока СССР позволили многим исследователям, начиная с работ В. А. Обручева, С. С. Смирнова, Е. Д. Карповой, М. С. Нагибиной, А. Д. Щеглова, Н. А. Фогельман и других, обосновать внегеосинклинальный тип их развития под различными названиями (сводо-блоковые области, дейтероорогенные, активизации, ревивации, дива и т. д.).

Необходимость выявлять новообразованный структурный план в областях ТМА привела к широкому использованию сначала методов морфоструктурного анализа (В. С. Зорина, А. В. Орлова, И. К. Волчанская, Н. Т. Кочнева, Е. И. Сапожникова) и позже к развитию методов дешифрирования КС. Большинство исследователей ТМА отмечали наложенный на все структуры земной коры интразональный характер магматизма (особенно гранитоидного), выходящего далеко за рамки геосинклинально-складчатых зон в области более ранней стабилизации и связанного со сводо-блоковыми поднятиями. В то же время начиная с работ Е. К. Устиева и М. А. Фаворской утвердились представления о вулканических поясах как самостоятельных структурах ТМА, развитие которых не обязательно сопровождает геосинклинальный процесс и связано с формированием континентальной окраины.

Разработка учения о рифтогенезе, в том числе континентальном, позволила также увязать сводоблоковые модели строения областей ТМА с рифтогенной активизацией. Таким образом, явление тектоно-магматической активизации включает в себя различные типы режимов развития земной коры, обзор которых приводится В. В. Белоусовым.

Развитие новой глобальной тектоники, по существу, упразднило дискуссию между сторонниками геосинклинальных и внегеосинклинальных режимов, все они теперь относятся к активизационным, проявляющимся в области взаимодействия тектонических плит на границах континент — океан или внутри континентов. Поэтому к областям ТМА в равной мере относятся разновозрастные складчатые области, претерпевшие магматическую активизацию и повторный орогенез, активизированные выступы срединных массивов и докембрийских щитов, вулканические пояса различного типа, активизированные участки молодых и более древних платформ.

К началу 70-х годов в металлогении окончательно сложилось направление, возглавляемое И. Н. Томсоном и М. А. Фаворской, которое подчеркивало значение блоков, сводов, кольцевых, очаговых и сквозных рудоконцентрирующих структур как основных объектов металлогенического районирования для прогнозирования оруденения в областях ТМА. Это направление опиралось прежде всего на анализ особенностей пространственного размещения магматизма и связанного с ним оруденения, а также на палеотектонический анализ развития сводовых и очаговых структур.

Проведенные в этом направлении многолетние исследования коллектива ИГЕМ показали возможность металлогенического районирования областей ТМА с выходом на локальный прогноз оруденения [4, 12, 31, 32, 42, 47]. При этом были установлены следующие основные типы связи магматизма и структур активизации, выявленные морфоструктурным анализом и дешифрированием космических снимков [12, 42, 47].

1. Блоковое строение складчатых областей проявляется в наличии разнопорядковых ареалов интрузивных и эффузивных пород, причем латеральная зональность вулканитов определяется наличием глубинных структур скрытого типа — сквозных систем нарушений [47]. Структуры сквозного типа определяют также смену ареалов интрузивного и эффузивного магматизма с различными петрохимическими характеристиками, «скольжением» абсолютных возрастов, изменением основности — щелочности пород и т. д. Впервые такая барьерная роль меридиональных сквозных систем нарушений, вдоль которых происходит омоложение возраста гранитоидных формаций в сторону тихоокеанского побережья, была показана И. Н. Томсоном для Востока Азии в 1968 г.

2. Сквозные системы нарушений являются в то же время проводниками разновозрастного магматизма с аномальными петрохимическими и геохимическими характеристиками — повышенными щелочностью и основностью, наличием литофильных и некогерентных элементов. Это положение детально обосновано В. А. Баскиной в большом числе публикаций.

3. Сводовые поднятия различного масштаба и времени образования являются основным элементом металлогенического районирования областей ТМА и контролируют размещение эндогенного оруденения большинства из известных в их пределах рудных формаций. И. Н. Томсоном и возглавляемым им коллективом проведена систематизация этих структур, выделены различные их категории по особенностям морфологии и истории развития [31].

И. К. Волчанской и В. С. Кравцовым было показано, что сводовые поднятия Монголии, Сибири и Востока СССР контролируют зональные ареалы магматических (интрузивных и эффузивных) пород со сменой их петрохимических типов — в гомодромной (Монголия) или антидромной (Сихотэ-Алинь) последовательности и омоложением возрастов от центра поднятия к его периферии. В соответствии с этим находится и наблюдаемая картина концентрической металлогенической зональности [31, 12].

Одновременное развитие разнопорядковых сводовых поднятий со свойственными им ареалами магматизма приводит к интерференции металлогенической зональности. На последнюю также влияет не только характер орогенного магматизма, но и состав фундамента, подчиняющегося первичной геосинклинальной зональности, что было показано Н. А. Фогельман, Д. О. Горжевским и В. С. Зориной на примере различных сводовых поднятий. Метал-

логеническая зональность далеко не всегда имеет правильные концентрические границы, чаще всего она подчиняется секториальным частям сводов, или имеет асимметрично-дуговый рисунок, в соответствии с тектоническими зонами складчатого фундамента.

При металлогеническом анализе орогенных сводовых поднятий немаловажное значение имеет также возраст их образования и степень неотектонического омоложения, от которых зависит уровень эрозионного среза этих структур и многочисленные вытекающие отсюда металлогенические следствия. В этом случае необходимо рассматривать вертикальную зональность оруденения и его размах по вертикали [12].

4. В качестве объекта локального прогнозирования выделены очаговые структуры различного типа, которым, как правило, соответствуют кольцевые структуры различной морфологии со сложным внутренним концентрическим или секториально-блоковым тектоническим расчленением [32]. По масштабам они соответствуют рудным районам и узлам. Очаговая природа их связана с длительным и многофазным развитием магматизма.

Использование МДС в региональных тектоно-магматических и металлогенических исследованиях

С широким внедрением космических съемок в геологоразведочные и поисковые работы появилось огромное количество данных о линеаментах, кольцевых и блоковых структурах во всех регионах СССР, на всех типах структур земной коры, что хорошо было показано в работах ПГО «Аэрогеология», ЛАЭМ, ВСЕГЕИ, ИЛСАН и других организаций. Они нашли отражение на картах структур центрального типа (ред. В. В. Соловьев), линеаментов и кольцевых структур (ред. В. Н. Брюханов, В. А. Буш и др.), в монографии «Космическая информация в геологии» [1983 г.], в публикациях Комиссии по изучению природных ресурсов АН СССР [1976, 1978, 1982 и др.], в публикациях ЛАЭМ [14, 16, 39 и др.], в периодическом журнале «Исследования Земли из космоса».

Космические снимки подтвердили данные о крупных кольцевых, нуклеарных и овалоидных структурах и о гранитогнейсовых куполах в докембрийских регионах, а также о широком распространении кольцевых магматогенных структур в областях ТМА и вулканических поясах Востока СССР, где они образуют преобладающий структурный план. Даже в пределах палеозойских складчатых областей с преобладанием сжатых линейных складчато-блоковых, надвиговых и покровных структур (Аппалачи, Урал, Тянь-Шань) отмечены хорошо выраженные в неотектонике более древние овальные и купольные структуры (В. М. Чижова, Н. А. Яблонская, Н. Т. Кочнева и другие.). Однако до сих пор в проблеме кольцевых структур далеко не все ясно и генетическая сторона этого вопроса пока недостаточно разработана. Большие противоречия, в частности, существуют между геодинамическими моделями формирования складчатых поясов при столкновениях плит в

условиях сжатия и данными дешифрирования космоснимков о крупных кольцевых и овалоидных структурах длительного развития в тех же областях. Наиболее обоснованными можно считать магматогенные кольцевые структуры (о которых уже была речь выше при обзоре металлогенических работ в областях мезозойской ТМА) и магматогенно-метаморфогенные кольцевые и овалоидные структуры докембрийских регионов. Интересна также генетическая модель В. В. Соловьева для объяснения более крупных морфоструктур центрального типа, опирающаяся на представления о мантийных диапирах и глубоких подкоровых корнях подобных образований. Существует также альтернативная эндогенной космогенная гипотеза происхождения мегакольцевых структур Земли за счет метеоритных ударов, последовательным сторонником которой является Б. С. Зейлик.

За период массового внедрения КС во все сферы геологических и смежных дисциплин стало очевидно, что данные дешифрирования не согласуются с имеющимися тектоническими и геологическими картами соответствующего масштаба. Для интерпретации КС приходится привлекать геофизические данные по глубинному строению регионов, по особенностям размещения магматических и рудных формаций, материалы более детальных геологических съемок и т. д. Различные типы этих структур были охарактеризованы выше при обзоре металлогенических исследований орогенных областей ТМА. Наиболее обширную группу среди них наряду с кольцевыми структурами представляют линеаменты. Эти структуры привлекли к себе внимание не только потому, что они составляют одну из наиболее распространенных на снимках категорию, но прежде всего, поскольку с ними оказалось тесно связанным размещение оруденения. Этот вопрос освещен в большом числе публикаций как регионального, так и глобального характера, в том числе в специальной монографии [32]. В металлогении обособилось направление, названное В. И. Смирновым линеаментным. За рубежом в этом направлении известны работы Ж. Кутины, Е. Рича, С. Гаварецки, Р. Шмидта и других исследователей.

Таким образом, за последнее время в области теоретического обоснования результатов космического дешифрирования можно считать сложившимся вещественно-генетическое направление, которое развивалось в связи с необходимостью изучения в первую очередь линеаментов и кольцевых структур в интересах поисковой геологии.

Важным аспектом этого направления является не только вещественное обоснование наблюдаемых на снимках структур, но и уточнение площадей распространения и дешифровочных признаков конкретных магматических формаций и форм проявления на поверхности интрузивных тел, отраженное в работах Г. В. Гальперова [14], С. С. Шульца мл., В. М. Будько и других исследователей, а также особенности дешифрирования вулканических формаций (В. В. Донских, В. З. Сахатов, И. К. Волчанская), распознавание центров вулканической деятельности (Н. В. Скублова),

трубок взрыва и других локальных объектов, контролирующих зоны минерализации.

Наряду с этим развитие мобилистических тектонических представлений дало мощный толчок к обоснованию геодинамических моделей и изучению их на космических снимках. Эти данные базируются на неотектоническом и палинспастическом методах анализа КС с учетом горизонтальных перемещений блоков и пластин. На КС хорошо видны крупные сдвиги и надвиги, а также границы древних шарьированных пластин и пакетов, слагающих мобильные области. Методика анализа подобных структур рассматривалась на Всесоюзных совещаниях последних лет и в публикациях В. А. Буша, В. Г. Трифонова, В. И. Макарова, Н. А. Яблонской, Л. М. Натапова и других.

В моделях тектоники плит широко используются индикационные магматические формации для реконструкций палеотектонических обстановок — границ континента и океана (зон Бениофа и их палеоаналогов), фрагментов перемещенной океанической коры в складчатых областях, миграции эвгеосинклинальных и островодужных комплексов, палеорифтов, «горячих точек», палеовулканических структур и т. д.

Следует также подчеркнуть, что геодинамический подход к анализу КС в значительной мере видоизменяет результаты их дешифрирования. Так, далеко не все дуговые элементы являются фрагментами кольцевых структур в складчатых областях — чаще это фронтальные границы надвигов и чешуй. Можно наблюдать также разрывы и сдвиги отдельных частей кольцевых магматогенных комплексов, резко выраженную асимметрию сводовых поднятий, наличие в их краевых частях надвигов. Эти последние отмечали еще В. Н. Данилевич и Н. А. Флоренсов, рассматривая механизм образования сводов забайкальского типа.

Несмотря на униформизм в проявлении структур тектоно-магматической активизации во всех областях (разломы, блоки, кольцевые и сводово-блоковые структуры, очаговые, сквозные системы нарушений и т. п.) каждая из них различается спецификой структурного плана, структурами фундамента, интенсивностью тектонических и магматических процессов, уровнями среза магматогенных структур, числом и особенностями стадий активизации. Это находит отражение в интегральной картине их структурных особенностей на МДС.

В настоящей работе дешифрирование МДС для целей тектоно-магматического и металлогенического анализа рассматривается на примерах относительно молодых областей активизации, являющихся эталонными для обоснования магматогенных структур. Это альпийская геосинклинально-складчатая область Малого Кавказа с интенсивным проявлением интрузивного и эффузивного магматизма, Оймяконо-Колымский регион — область ТМА Востока СССР, включающая Охотско-Чукотский мезозойский вулканический пояс, молодая подвижная платформа юго-восточной части Туранской плиты — Кызылкумы, в структурах которой регенерированы или

просвечивают магматогенные структуры и разломы палеозойского фундамента.

Каждая из этих областей отличается орографически — высокогорье и среднегорье на Кавказе, среднегорье и низкогорье (сопочник) в пределах Оймяконо-Колымского региона, равнинный и мелкосопочный рельеф в Кызылкумах. Эти области отличаются и возрастом образования главных элементов структурного плана, различной интенсивностью и масштабами проявления магматизма, возрастом наиболее активных процессов магмо- и рудообразования, типом неотектонических деформаций и другими чертами, которые получают отражение на МДС и имеют существенное значение для анализа закономерностей размещения оруденения.

Области альпийской складчатости, характерным примером которых может служить Кавказ, отличаются значительной унаследованностью орогенного структурного плана, как бы его взаимосвязью со складчатыми альпийскими структурами. Это проявляется в четкой организации орогенного структурного плана областей складчатости в соответствии с простиранием структурно-формационных зон, что нередко отражается даже в названии последних (зона Главного хребта, зона Северного склона, Сомхето-Карабахская, Севано-Акеринская и др.). Хорошо дешифрируются при этом разломы, разделяющие формационные зоны и представляющие собой мобильные зоны с различными наложенными друг на друга деформациями — шарьированием, надвигами, сбросо-сдвигами. Они обладают также значительной проницаемостью для магматических пород и контролируют пояса гипербазитов, интрузии гранитоидов, дайковые пояса, вдоль наиболее крупных из этих структур происходит сочленение смятых в складки и шарьированных комплексов, причем границы пластин обычно хорошо видны на КС, проявляясь в специфических формах хребтов и склонов. С позднеальпийской ТМА связано образование хорошо выраженных на КС поперечных и секущих структур — транскавказского поперечного поднятия и трансформных разломов ВСВ-простирания, а также кольцевых структур. Некоторые из этих структур являются рудоконцентрирующими. В последние годы покровные структуры хорошо задокументированы в складчатых сооружениях каледонид и герцинид Тянь-Шаня, испытавших также активные новейшие движения альпийского цикла. Несмотря на относительную древность этапа шарьирования, эти структуры хорошо распознаются на КС.

Центральные части горст-антиклинальных хребтов в рассматриваемых областях часто бывают консолидированы интрузиями гранитоидов, которые практически не образуют здесь правильных кольцевых ареалов (за исключением щелочных массивов), так характерных для областей ТМА мозаичного типа (Казахстан, Забайкалье, Восток СССР и др.). Условия интенсивного сжатия, в которых происходит образование гранитоидов, влияют на формы связанных с ними структур — это овалоиды и веретенообразные

поднятия и прогибы, ориентированные по простиранию складчатых структур.

Орогенный интрузивный магматизм, пропитывая миогеосинклинальные комплексы, приспосабливается главным образом к зонам разломов, в связи с чем гранитоидные массивы имеют удлиненную форму и образуют закономерные цепочки по простиранию зон нарушений. На это явление давно обратили внимание исследователи Тянь-Шаня (А. Д. Щербаков, Е. Д. Карпова, Ф. И. Вольфсон и другие), выделив крупные рудные зоны и пояса в связи с системами глубинных разломов, которые контролируют рудоносные штоки позднегерцинских гранитоидов. Сходным образом контролируется и мезозойский магматизм Северо-Востока СССР.

При интерпретации КС следует также иметь в виду, что на них отражена интегральная картина структурной эволюции складчатых областей, на которой различаются следующие основные этапы: 1) шарьирование; 2) интенсивное складкообразование; 3) образование сдвигов, присдвиговых грабенов, сопряженных со сдвигами горизонтальных складок, горизонтальных флексур и надвигов [8]. В последующем при активных неотектонических движениях все эти структуры вовлекаются в интенсивные сводо-блоковые поднятия. Следует отметить, что широкое распространение сдвигов в складчатых областях, секущих и поперечных к простиранию складчатых структур — одно из наиболее очевидных явлений, хорошо видных на КС. Эти трансформные по отношению к структурно-формационным зонам дислокации, иногда протягивающиеся на многие сотни километров за пределы складчатых областей, давно привлекают к себе внимание металлогенистов. Они дробят складчатые области на отдельные звенья, сегменты, блоки, могут быть барьерами для размещения определенных групп магматических и рудных формаций, могут определять продольную неоднородность металлогенических и структурно-формационных зон, а также служить проводниками активизационных магматических формаций и играть рудоконцентрирующую роль (в понимании М. А. Фаворской и И. Н. Томсона). В последнее время И. Н. Томсоном, В. С. Кравцовым, Н. Т. Кочневой и другими отмечается роль этих структур как секущих специализированных поясов.

Активная кайнозойская сбросо-сдвиговая и надвиговая тектоника характеризует не только альпийские складчатые области, но и повторные орогены типа Тянь-Шаня, вследствие чего отмечается сходство их морфологического облика на КС. Альпийские покровы и надвиги суживают границы металлогенических зон, а поперечные сдвиги и сбросы определяют их продольную неоднородность. Неотектонические дислокации, хорошо отраженные на КС, как правило, регенерируют более древний структурный план этих областей, с которым связаны главные рудные зоны [47].

Принципиально иные структуры, общий план которых можно охарактеризовать как мозаичный, дешифрируются в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Этот пояс имеет гетерогенную структуру, подчиненную, с одной стороны, выступам докембрийских срединных массивов, а с другой — влиянию мезозойских складчатых структур Тихоокеанского пояса. Существуют значительные расхождения в трактовке главных тектонических и соответственно металлогенических элементов этого региона. Одни исследователи опираются на концепции главных этапов развития геосинклинально-складчатых структур, в которых скрещиваются элементы, наследующие северо-западные и субмеридиональные структуры докембрийского фундамента и северо-восточные и близширотные структурные элементы, новообразованные в период тектономагматической активизации периферии Тихого океана. С этими двумя генеральными структурными планами связано формирование металлогенических поясов золото-кварцевой и золото-серебряной формаций.

Наряду с этим Р. Б. Умитбаев, В. С. Кравцов и В. И. Смирнов ведущую роль в металлогении отводят крупным концентрическим поднятиям (сводам), развитие которых охватывает весь мезозойский этап. Они контролируют зональные ареалы интрузивных и вулканических образований. В. С. Кравцов выделяет также секущие северо-западные оловорудные и золоторудные пояса, тектоническая природа которых, по его мнению, связана со структурами докембрийского фундамента.

Дешифрирование разномасштабных МДС с анализом геофизических данных и новых геологических материалов, проведенное коллективом ЛАЭМ и изложенное в настоящей работе, позволяет в значительной мере уточнить и детализировать тектонические схемы предыдущих исследователей, выделить ряд новых металлоносных структур и наметить конкретные прогнозные площади.

Типизация и классификация кольцевых вулканотектонических комплексов, являющихся типоморфными для всех вулканических поясов, пока недостаточно разработана. Выделение этих структур достоверно в молодых вулканических областях типа Камчатки и Армянского вулканического нагорья, в пределах же древних вулканогенов, где вулканические постройки сильно денудированы и наблюдаются монотонные толщи вулканитов, решающее значение для их выявления приобретает комплексирование методов: дешифрирования КС и АФС, формационного анализа, геофизических и петролого-геохимических исследований. Для выявления рудоносных структур в древних областях ТМА большое значение имеет поиск скрытоинтрузивных форм. По внешнему облику эти структуры похожи на интрузивно- или экструзивно-купольные образования, но распространяются они обычно в полях монотонных осадочных или вулканических пород. Для выявления этих структур эффективно применение КС и АФС в комплексе с анализом локальных геофизических аномалий. В общем случае редкометалльное (оловянное и вольфрамовое) оруденение связано с локальными купольными радиально-концентрическими структурами и локальными минимумами силы тяжести, расположенными в гради-

ентных зонах, которые устанавливаются по комплексу ландшафтных и геофизических аномалий.

Свинцово-цинковые и золото-серебряные формации часто приурочены к отрицательным, депрессионным структурам (кальдерам, грабенам и вулканическим центрам сложного строения) с радиально-концентрическим строением и локальными максимумами силы тяжести. Характерно также, что корневые вулканические структуры обычно контролируются глубинными зонами нарушений, по которым в геосинклинальном чехле нижнего структурного этажа отмечаются крупные горизонтальные перемещения. Таковы, например, позиции всех скарновых свинцово-цинково-серебряных месторождений Восточного Сихотэ-Алиня, обнаруживающих отчетливую связь, с одной стороны, с центрами многоактной вулканической активности, а с другой — с отторженцами массивов триасовых известняков в зоне Прибрежного надвига.

Космические снимки со всей очевидностью показали возможность выявления древних структур фундамента, погребенного под чехлом молодой платформы. Взаимосвязи структур платформенного чехла и фундамента и особенности процессов тектонического унаследования были рассмотрены ранее А. Л. Яншиным, Н. С. Шатским, В. М. Синицыным и другими. Характерной особенностью является наследование в новообразованных структурах не столько форм и знаков движения, сколько элементов простирания более древних структурных планов, которые как бы просвечивают в новообразованных структурах или вызывают аномалии в их простирании.

Космические снимки, как показали исследования ЛАЭМ [14, 39], позволяют расшифровывать структуру погребенного фундамента не только благодаря явлениям унаследованности новейшими структурами более древних структурных планов, но и благодаря специфическому развитию экзогенных процессов, которые могут «нащупывать» границы погребенных структур и при отсутствии более поздних деформаций. Это явление в более общем виде было описано В. Л. Философовым при изучении развития гидросети платформенных областей и связано с приспособлением ее к плотностным неоднородностям литосферы. Работами ЛАЭМ показано, что не только гидросеть, но и многие другие особенности ландшафта приспосабливаются к погребенным структурам фундамента и тем самым помогают их определять. Наиболее просто при этом обнаруживаются разрывные структуры и кольцевые аномалии, связанные с магматогенными структурами. Методика дешифрирования этих областей существенно отличается от рассмотренных выше областей ТМА, поскольку здесь на первый план выдвигается не анализ структур поднятий, а выявление отрицательных локальных форм рельефа и ландшафтных аномалий, наиболее активно проявляющих погребенные структуры фундамента [14].

Таким образом, КС — это принципиально новый вид геологической информации, на основе которой производится значительно

более детальное и многоплановое структурное районирование областей ТМА, чем то, которое позволяли традиционные методы. Поэтому наметились конкретные пути широкого внедрения результатов дешифрирования КС в практику металлогенических и прогнозных исследований.

Дешифрирование КС помогает обнаруживать закономерности размещения локально распространенных рудоносных или индикационных на проявления минерализации магматических формаций — поясов даек, малых интрузий, трубок взрыва, локальных центров вулканических извержений, отдельных разновидностей редко встречающихся магматических пород (щелочных, ультрабазитовых и т. п.). В областях ТМА эти проявления контролируются чаще всего разломами, дискордантными к складчатым структурам, и локальными кольцевыми структурами, опознавание которых на КС может иметь важные практические результаты. Эти экзотические магматические образования часто контролируются рудоносными структурами. Для многих крупных рудных районов неоднократно указывалось на сочетание коровых и мантийных продуктов магматизма и рудообразования (А. Нобль, М. А. Фаворская, Ж. Кутина, А. Д. Щеглов, И. Н. Говоров, В. А. Баскина и другие).

В последнее время появляется все больше данных о глубинной природе заложения рудоносных структур, мантийных источниках оруденения и признаках проявления глубинной тектоники на рудных полях. А. Д. Щеглов пишет: «Между развитием структур земной коры и проявлением определенных групп рудных месторождений во многих районах не устанавливается прямой (линейной) зависимости; она имеет значительно более сложный характер, обусловленный, с одной стороны, развитием мантийных рудогенерирующих очагов, очевидно под влиянием интрателлурических тепломассопотоков, с другой — наложенным характером глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры вне причинной связи с этапами их развития, когда структуры земной коры и образующие их геологические формации выступают только как благоприятные для локализации оруденения» [57].

На известных рудных полях Средней Азии, например, по последним данным К. И. Литвиненко [1985 г.], А. М. Месхи и др. [1984 г.], оруденение, связанное с длительной дифференциацией коровых гранитоидов, сопровождается появлением малых интрузий, даек и трубок взрыва щелочно-базальтоидного состава, содержащих ксенолиты мантийного вещества. Продукты щелочно-базальтоидного магматизма и мантийные включения в них обогащены теми элементами, которые составляют геохимическую специфику соответствующей рудной провинции, например: Au, Pb, Zn, F, Sb, Hg — для Центрального Таджикистана и Sn, B — для Памира (Новгородова и др. [1986 г.]). Эти данные свидетельствуют в пользу гипотезы глубинных источников оруденения и соответ-

ственно их необходимо учитывать при оценке перспектив и при прогнозировании, в частности для поиска глубинных рудоконтролирующих структур.

В последние годы получены новые данные, свидетельствующие, что большинство крупных рудоносных площадей (рудных районов, узлов и отдельных месторождений) размещается в узлах пересечения сквозных глубинных систем нарушений нескольких направлений с региональными зонами разломов, образующих границы формационных комплексов. Трансрегиональные линеаменты, поперечные и секущие по отношению к складчатым структурам, проявляются и в локальных структурах рудных полей и обычно контролируют промышленные рудные тела, зоны метасоматически и гидротермально измененных пород и размещение отмеченных выше локальных и экзотических проявлений магматизма. Для выявления этих структур большое значение имеет совместный анализ КС и геофизических полей. При этом определенная категория глубинных сквозных структур, выделенных по геофизическим данным, специфическим образом проявляется на снимках, в виде так называемых теневых структур, смещающих границы хорошо проявленных элементов рельефа и ландшафта или определяющих изменение простираний основных элементов структурного плана.

Типовые позиции рудных полей и месторождений сильно различаются в областях с различным строением коры и преобладающим распространением магматических комплексов мафического или салического типа [43]. В областях мафического типа со средней мощностью земной коры преобладают линейные зоны магматической активизации, поэтому линеаментный анализ выдвигается в число важнейших методов поиска месторождений мантийного ряда — сурьмы, ртути, флюорита, золота и др. Космические снимки с высокой разрешающей способностью позволяют различать рудоносные линеаменты и специфические области их пересечения, имеющие форму блоков, отличающихся повышенной тектонической расчлененностью, активными неотектоническими подвижками, сочетанием надвиговых и сбросо-сдвиговых дислокаций и вмещающие рудоносные и индикационные магматические формации.

В областях с более мощной корой и сиалическим профилем магматизма главный структурный план определяется сводо-блоковыми поднятиями изометричной и кольцевой формы, формирующимися на кольцевых зональных ареалах гранитоидов, и вулканотектоническими структурами (грабенами, депрессиями, вулканическими массивами), а также разнопорядковыми кольцевыми структурами, связанными с отдельными интрузивными, скрытоинтрузивными, вулканическими массивами и их центрами. Эти структуры, вмещающие рудоносные ареалы магматических пород, контролируют главное промышленное оруденение олова, вольфрама, свинца, цинка, меди, молибдена и других редких элементов.

Региональные и детальные структурные и магматические факторы при оценке рудоносности

Для областей ТМА характерны некоторые общие особенности проявления магматизма на рудных полях, позволяющие сформулировать понятие об узлах повышенной эндогенной активности [15], развитие которых определяется длительным многофазным и полиформационным магматизмом с контрастными ассоциациями пород корового и мантийного ряда. Как уже говорилось выше, этот магматизм может быть следствием развития нескольких разноглубинных очагов, и в таком случае структуры рудных полей являются не просто очаговыми, а представляют собой результат сложного взаимодействия магматических проявлений нескольких уровней генерации магмы, интерференционного взаимодействия разномасштабных кольцевых структур, образующихся при гранитообразовании, и линейных зон повышенной проницаемости для базальтоидных и щелочных магм. Структуры таких узлов могут быть также образованы интрателлурическими потоками летучих и подвижных компонентов, приводящих к метаморфическим, метасоматическим и гидротермальным преобразованиям вмещающих пород. Все эти процессы приводят к значительному усложнению поверхностной и глубинной структуры рудоносных площадей, что позволяет отличать их образы при дешифрировании.

Для многих эндогенных рудных формаций разработаны геолого-генетические модели, которые опираются на данные о хорошо изученных месторождениях [18, 19, 20]. Общие принципы построения этих моделей рассматриваются В. А. Кузнецовым, Д. В. Рундквистом, А. М. Дымкиным, А. И. Кривцовым, Э. Г. Дистановым, И. Г. Павловой и другими для медно-порфировых, медно-молибденовых, железорудных, ртутно-сурьмяных и большого числа гидротермальных редкометалльных месторождений. Построение генетической модели, как утверждают авторы, предполагает максимально полное познание всей системы формирования данного конкретного объекта или типа месторождения, начиная от источников рудного вещества и способов его переноса до условий концентрации в рудные залежи. Наиболее разработаны те модели, для которых постулируется связь с магматическими формациями (плутоногенными или вулканогенными).

Наиболее общая модель плутоногенного ряда рудных формаций приводится Д. В. Рундквистом [18]. Типовые позиции зонального ряда грейзеновых, силикатных и сульфидных оловорудных месторождений, контролирующиеся различными фациями метасоматических и измененных пород, рассматриваются в связи с разноглубинными штоками гранитоидов (рис. 1). Модель строится для приповерхностного слоя земной коры в интервале глубин $+2 \div -2$ км, т. е. в наиболее доступной для промышленного освоения зоне.

Другие характерные модели, касающиеся главным образом вулканогенного ряда месторождений, рассматривают процессы об-

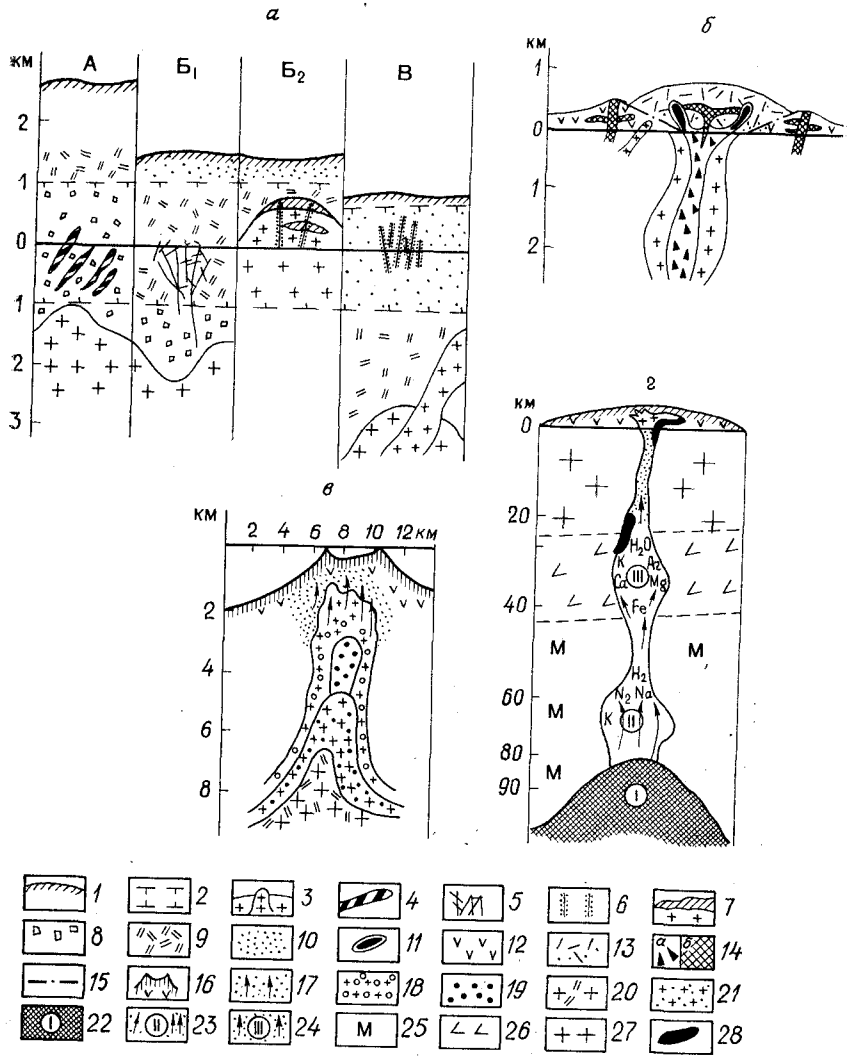


Рис. 1. Схематизированные модели строения и образования некоторых типичных плутоногенных (*а*) и вулкано-плутонических (*б—г*) рудных формаций.

а — редкометалльные пегматитовые (*А*), грейзеновые олово-вольфрамовые ($Б_1$, $Б_2$) и сульфидно-силикатно-касситеритовые (*В*), по Д. В. Рундквисту, [15]: *1* — поверхность палеорельефа, *2* — границы рудоносного слоя, *3* — разновозрастные гранитоиды, *4—7* — рудные тела (*4* — пегматиты, *5* — штокверки, *6* — кварцево-рудные жилы с околожильными турмалин-хлоритовыми метасоматитами, *7* — грейзенизированные купола гранитов); *8—10* — региональные метасоматиты (*8* — фельдшпатолиты, *9* — грейзены, *10* — пропилиты).

б — золото-серебряные, по И. Н. Котляру [28]: *11* — золото-серебряные рудные тела; *12* — базальты, андезито-базальты; *13* — дациты, риолиты; *14* — нижняя зона низкотемпературных расплавов (*а*) и связанные с ней субвулканические и жерловые тела фельзориолитов, автомагматических брекчий (*б*); *15* — зоны разломов.

в — медно-порфировые [15]; *16* — подводный андезито-базальтовый вулкан: *17* — область гидротермальных изменений и рудных жил; *18* — минерализованные порфировые породы интрузивного штока гранодиоритов; *19* — зона максимального образования и концентрации газа; *20—21* — область магмообразования различных фаз (*20* — кристаллы+жидкость, *21* — кристаллы+жидкость+газ).

разования месторождений со значительно больших глубин, вплоть до верхней мантии.

Наиболее известная модель медно-порфировой формации (Whitney K. [1975 г.]), которая приводится И. Г. Павловой [18] и А. И. Кривцовым [44], построена в разрезе земной коры до глубины 8 км. Она связывает расположенный на этой глубине рудоносный шток гранитоидов (застывший в верхней коре очаг подводного вулкана) с самой вулканической постройкой центрального типа. У подножия таких вулканов может также формироваться колчеданное оруденение.

С наземными вулканическими кальдерами обычно связывают образование золото-серебряного оруденения в пределах вулкано-плутонических поясов. Кальдеры формируются над промежуточными магматическими очагами в верхних частях коры и характеризуются длительно развивающимися последовательно дифференцированными (андезит-базальт-дацит-риолитовыми) и контрастными ассоциациями вулканических пород и субвулканических тел.

Модель образования вулканогенных железорудных месторождений, по А. М. Дымкину и др. [18], включает образование глубинных мантийных диапиров и потоков флюидов, образование промежуточного очага в подошве коры, в котором происходит докристаллизационное расслоение основной магмы, и последующее внедрение и кристаллизацию расслоенной магмы и рудных залежей в подошве вулканических аппаратов, расположенных в верхних горизонтах земной коры.

Приведенные модели рассматривают типичные позиции месторождений в верхних частях земной коры, однако во всех случаях предполагается мантийный подток флюидов. Модель такого процесса с учетом мощности всей земной коры вплоть до верхней мантии (до глубин 80—120 км) для вулканогенных железорудных месторождений приводится А. М. Дымкиным и другими [18].

Из приведенных наиболее характерных примеров частных моделей рудообразования следует очень важный вывод о необходимости изучения с помощью МДС срезов различных месторождений, которые могут сильно отличаться даже для одной рудной формации в зависимости от глубины образования и особенностей строения месторождения. Именно от этого фактора будет зависеть образ месторождения на МДС. Если на поверхности вскрыты только верхние зоны месторождения, то при дешифрировании необходимо учитывать особенности строения его более глубоких горизонтов, структуры которых могут просвечивать на снимках. При отсутствии разведочных данных возможно использование известных моделей данного типа рудной формации.

г — железорудные вулкано-плутонические, по А. М. Дымкину и др. [15]: *22* — мантийный диапир, сложенный гранатовым перидотитом (I стадия); *23* — мантийные флюиды (II стадия); *24* — главный очаг в подошве коры (III стадия) — докристаллизационное расслоение основной магмы, образование магнетитового оруденения; *25* — верхняя мантия; *26* — нижняя кора; *27* — верхняя кора; *28* — залежи магнетитового оруденения.

Так, например, оловорудные месторождения Приморья, образующие непрерывный ряд формаций от касситерит-силикатных (хлоритового и турмалинового типов) до касситерит-сульфидных, различаются на КС в зависимости от глубины залегания рудоносного штока гранитоидов. Касситерит-силикатные формации находятся вблизи штоков рудоносных гранитоидов, обычно вскрытых на поверхности в пределах хорошо выраженной купольно-кольцевой структуры поперечником 2—4 км, вмещающей рудное поле. Касситерит-сульфидное оруденение располагается обычно над глубоко залегающей кровлей гранитоидов, которая по данным бурения может находиться в интервале глубин 0,5—1,0 км, а по геофизическим данным — на глубине до 2—3 км. Контуры кольцевых структур в этом случае на поверхности очень неотчетливы, а главенствующее значение в контроле оруденения приобретают секущие по отношению к складчатым структурам мезозойского осадочного чехла зоны нарушений, контролирующие также разнообразные дайки, малые интрузии пестрого состава, центры вулканической деятельности и трубки взрыва, площадь распространения которых ограничивается контурами погребенной интрузии.

По данным В. С. Антипова [1976 г., 1980 г.], от степени эродированности оловорудных месторождений также зависят особенности их физических полей. С увеличением эрозионного среза этих месторождений аэрогаммаспектрометрические аномалии преимущественно калиевой природы сменяются комплексными калиево-ториевыми, затем калиево-торием-урановыми. При этом возрастает и электрическое сопротивление горных пород. Таким образом, в расшифровке структур рудных объектов по МДС необходим полный учет разведочных и геофизических данных о строении этих объектов, о закономерностях образования, т. е. о генетической модели соответствующей рудной формации.

В заключение подытожим некоторые важнейшие результаты использования МДС в металлогении.

1. Применение КС открыло новый этап в развитии мелко- и среднемасштабных металлогенических исследований. Информативность КС позволяет совместить региональные данные по структурному контролю разновозрастных магматических формаций и оруденения с детальными факторами, полученными при крупномасштабных исследованиях (аэрогеологических, геологических, геохимических и геофизических).

2. Дешифрирование КС дает новую структурную основу для регионального металлогенического районирования, при которой все металлогенические таксоны получают свои конкретные границы в пределах тех или иных структур.

3. На КС отражаются многие элементы глубинной тектоники (границы геофизических разделов и градиентные зоны, контуры погребенных интрузивных массивов и т. п.), имеющие важное значение для анализа размещения месторождений и для выявления рудоконцентрирующих структур.

4. Большие возможности для металлогенического анализа открывает совместное использование геодинамического и вещественного подхода к дешифрированию КС, облегчающего палеотектонические реконструкции на период рудообразования и позволяющего выявлять крупные горизонтальные смещения рудоносных и рудоконтролирующих структур.

5. Одновременное использование разномасштабных материалов КС и АФС позволяет глубже понять природу структурных особенностей конкретных рудных объектов, определить закономерности их размещения. При этом следует обращать внимание на интерференционное влияние разномасштабных структур, образующихся вследствие внедрения разноглубинных длительно формирующихся магматических комплексов (кольцевых ареалов и структур и магматической пропитки зон разломов и скрытых структур фундамента). На детальном УГ отмечается повышенная сложность строения рудоносных площадей (аномальность) за счет расположения их в узлах пересечения систем разрывных нарушений, контролирующих центры магматической активности, интрателлурические и гидротермальные потоки. Повышенная сложность строения и аномальность облика рудоносных площадей на МДС позволяет ставить задачу распознавания подобных площадей при прогнозировании.

6. Большое число различных факторов, влияющих на совокупный образ рудного объекта, предполагает формализацию признаков и построение моделей для применения автоматизированных средств обработки в целях прогнозирования.

Глава II

МЕТОДИКА ПРИМЕНЕНИЯ АЭРО- И КОСМОСНИМКОВ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Материалы дистанционных съемок до появления космических снимков использовались при металлогенических исследованиях лишь крупного и среднего масштабов. Применение в геологии материалов космической съемки ознаменовало качественные изменения дистанционной информации. Возможность наблюдения поверхности Земли в различных масштабах — от континентов до локальных участков, полученных практически в одинаковых условиях съемки, позволяет получать новую геологическую информацию в первую очередь структурную. Структурный фактор контроля оруденения, роль которого всегда считалась существенной, получил новое освещение, его значение возросло [32, 57].

Получение по МДС данных о других важнейших факторах контроля оруденения (возрастных и вещественных) ограничено районами с обнаженной поверхностью. Если выявляемые по МДС структуры могут быть опознаны в целом ряде случаев однозначно, то определение вещественного состава горных пород возможно лишь в благоприятных условиях по снимкам локального и детального УГ и ограничивается обычно суждением о принадлежности выделяемого объекта к какой-либо группе пород: карбонатных, терригенных, интрузивных или эффузивных и т. п. Чаще всего по снимкам удается выделить и оконтурить тела разного состава, но неопределенного содержания, что само по себе также имеет немаловажное значение.

В главе не рассматриваются вопросы применения МДС при прогнозировании конкретных полезных ископаемых в каких-либо типичных районах; она посвящена общеметодическим вопросам.

Прогнозно-металлогенические исследования с использованием МДС выполняются на всех этапах регионального геологического изучения территории и при геолого-съемочных работах с общими поисками, являясь неотъемлемой составной частью всех их видов [24]. Современная методология металлогенических исследований базируется на системном подходе, согласно которому металлогенический таксон является составной частью системы более высокого уровня и в то же время сам является системой, содержащей ряд элементов (металлогенических таксонов) следующего уровня организации рудного вещества — табл. 1, 2 [7, 44]. По мнению авторов,

Таблица 1

Металлогенические таксоны (объекты дешифрирования) и геологические структуры

УГ МДС	Основные типы рудоносных площадей (металлогенические таксоны)	Структуры		
		Площадные	Линейные	Кольцевые
Глобальный	Планетарные металлогенические пояса и провинции	Планетарные подвижные пояса, платформы, океанические структуры	Глобальные пояса линеаментов рифтов, глобальные сквозные системы нарушений	Мегакольцевые, мегаконцентрические, ложе океанов, кратоны
Континентальный	Металлогенические пояса, провинции, системы, области	Складчатые подвижные пояса, складчатые системы, области; континентальные и океанические плиты, щиты, океанические хребты	Трансрегиональные зоны линеаментов, краевые швы, рифты, трансрегиональные системы сквозных нарушений	Мегасводы, протоплатформенные структуры — нуклеары, архейские нуклеары, гранито-гнейсовые овалоиды
Региональный	Структурно-металлогенические зоны, металлогенические зоны, геоблоки	Структурно-формационные зоны, подзоны, срединные массивы, впадины, валы, синеклизы, антеклизы, геоблоки, мегаблоки	Региональные глубинные зоны разломов, сквозные системы нарушений, линеаменты	Своды, кольцевые структуры, изометрические ареалы гранитоидов, вулкано-тектонические системы, гранито-гнейсовые купола, брахиантиклинали и брахисинклинали
Локальный	Рудные зоны, рудные районы	Локальные блоки	Линеаменты, разломы, зоны разрывных нарушений, внутриблоковые сквозные системы нарушений	Купола и впадины интрузивные и надынтрузивные, вулкано - тектонические структуры, кальдеры, палеокальдеры, очаговые и метаморфогенные структуры
Детальный	Рудные узлы	Элементарные и аномальные блоки, локальные рудоносные структурные формы	Зоны разломов, узлы их пересечения, скрытые разломы фундамента, зоны повышенной проницаемости, трещиноватости, дайковые пояса	Магматогенные локальные структуры (интрузии, субвулканы, кратеры, кальдеры, дайки, малые интрузии пестрого состава, палеовулканы, трубки взрыва, экструзии)

Таблица 2

Металлогенические таксоны (объекты прогнозирования) и УГ

Таксоны	Размеры таксонов, км²	УГ МДС, применяемых при прогнозировании	Масштаб прогнозных исследований
Структурно-металлогеническая зона, металлогеническая зона, геоблок	Десятки тысяч	Континентальный	1 : 5 000 000—1 : 2 500 000
Рудный район, зона	Тысячи	Региональный	1 : 1 000 000—1 : 500 000
Рудный узел	Сотни	Локальный	1 : 200 000—1 : 100 000
Рудное поле	Десятки	Детальный	1 : 50 000—1 : 25 000

важным следствием системного подхода является то, что прогнозные критерии, выявленные для рудного объекта определенного ранга, наиболее работоспособны в пределах металлогенического таксона соседнего более высокого ранга. Так, прогнозные критерии рудного поля наиболее надежны в пределах рудного узла, а рудного узла — в рудном районе.

В соответствии с отмеченным, становится ясной необходимость проведения металлогенических исследований в масштабе не только геологического задания, но и более мелкомасштабных, если таковые на основе МДС не были проведены ранее. Результаты исследований на континентальном и региональном УГ должны быть структурным каркасом металлогенических карт, определяющих стратегию исследований, служащих основой для анализа разнородных металлогенических и других данных. По мере поступления новой информации — материалов новых видов съемок, открытия месторождений, результатов обработки по усовершенствованным методикам аэрокосмических геолого-геофизических, геохимических и других данных, карты любого масштаба (УГ) должны ревизоваться.

Широкое развитие при металлогенических исследованиях получило комплексирование дистанционных методов с другими в первую очередь с геофизическими. Кроме того, привлекаются результаты морфоструктурного анализа, геохимических исследований, специальных методов геологических исследований — неотектонического, структурно-магматического и др.

Существенное значение при использовании МДС и других перечисленных методов в прогнозно-металлогенических исследованиях имеют средства электронно-вычислительной техники. Эти средства используются как во вспомогательных целях, так и для автоматизированного прогнозирования [6, 24, 36, 49, 50].

Материалы дистанционных съемок

Виды и параметры МДС подробно изложены в многочисленных публикациях [14, 24, 26, 38, 39, 48], поэтому здесь приводятся краткие сведения.

По степени подготовки АКС к работе их можно разделить на первичные и вторичные. К первичным относятся фильмы (негативы) и контактные отпечатки с них, а также магнитные ленты с записью информации сканирующих систем. Сюда же можно отнести и фотосхемы — монтаж из центральных участков снимков.

Космические снимки разных УГ и разрешающей способности имеют масштабный диапазон от 1 : 30 000 000 до 1 : 70 000. Фотографические снимки получаются с космических носителей типов «Космос» и «Салют» при помощи систем КАТЭ-140, МКФ-6М, ФМС и др. Сканирующие съемочные системы, размещаемые на спутниках серии «Метеор», предназначены для съемки в разных спектральных диапазонах и различаются по принципу действия на активные (например, радиолокационные) и пассивные (телевизионные, инфракрасные). Из зарубежных материалов наиболее распространены сканерные снимки, сделанные с американских космических аппаратов серии «Ландсат» (с 1986 г.— «Мапсат»). Существует вариант визуализации этих снимков в картографической проекции.

Материалы аэросъемки (фотографической, радиолокационной и тепловой) имеют масштаб 1 : 100 000—1 : 10 000. Выполняются, как правило, панхроматические съемки в полном диапазоне видимого спектра, иногда многозональные в узких зонах спектра камерой МКФ-6М. Последние рекомендуется применять, когда есть предпосылки получения специфической информации, при использовании синтезатора. Аэрорадиолокационные снимки особенно информативны в условиях слаборасчлененного рельефа. Они выполняются в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000. Ввиду малой разрешающей способности РЛС сопоставимы с КФС вдвое меньшего масштаба. Информативность тепловых снимков избирательна к ряду факторов и применительно к металлогеническим исследованиям полностью не выяснена.

Помимо первичных материалов, используются более удобные в работе вторичные, характеризуемые ниже.

Фотоснимки приводятся к нужному масштабу оптическим путем. Снимки других видов съемки приводятся в картографическую проекцию с помощью ЭВМ по специальным программам [41].

Приведенные фотосхемы монтируются как и первичные, но из снимков, приведенных к нужному масштабу путем оптических преобразований.

Фотопланы монтируются из снимков, исправленных от искажений, вызванных влиянием наклона оптической оси аэрофотоаппарата (АФА) и приведенных к заданному масштабу. Составление фотопланов требует фотограмметрических и геодезических работ, а для других видов съемок и обработки на ЭВМ.

Фотокарты — это фотопланы с нанесенной на них топографической ситуацией.

Геологическая информативность МДС зависит от целого ряда эндогенных, экзогенных, а также технических факторов. В открытых районах — это характер рельефа (прежде всего его расчлененность) и обнаженность, физические свойства объектов. При дешифрировании погребенных объектов, кроме того, надо учитывать особенности их строения (размеры геологических тел, степень их дислоцированности и др.) и чехла (расчлененность его поверхности, мощность и состав слоев, степень их литификации, возраст и т. п.) [14]. Во всех случаях необходим учет климата района работ (для выбора сезона и времени проведения съемки), погодных условий и прозрачности атмосферы, степени хозяйственного освоения, высоты полета, типа аппаратуры и др.; учет этих факторов позволяет руководить качеством изображения (при проведении специальных съемок) или выбирать из массы материалов наиболее информативные [16]. В подавляющем большинстве случаев наиболее геологически информативны МДС, полученные весной до полного высыхания почвы или осенью после листопада, последние менее информативны. Большу́ю роль играет высота стояния Солнца в момент съемки. В равнинных районах желательна съемка ранним утром или вечером при минимальных высотах Солнца, что обеспечивает особо контрастное изображение деталей микрорельефа и снижение уровня шума от вариаций яркости почвенно-растительного покрова. При крутосклонном резко расчлененном рельефе, напротив, необходима дневная съемка, дающая минимум затененных участков. В высокогорных районах может потребоваться двукратная съемка в разное время дня, обеспечивающая просматриваемость большинства затененных участков. При аэрофотосъемке немаловажны и характеристики аэрофотоаппарата: если в равнинных условиях хорошие результаты дает применение широкоугольных АФА, то в горах допустима съемка только узкоугольными АФА во избежание сильных фотограмметрических искажений при фотографировании крутых склонов.

При использовании материалов тепловой и радиолокационной съемок приходится учитывать ряд специфических требований [38, 48].

Перечисленные условия и требования показывают, что только в единичных случаях можно рассчитывать найти уже готовые материалы, полностью соответствующие задачам. Как правило, обеспечение материалами съемок должно входить в задачу опережающих работ.

Результаты геофизических работ широко используются при прогнозно-металлогенических исследованиях. Это объясняется высокой геологической информативностью геофизических материалов, обусловленной возможностью выделения геологических неоднородностей, в том числе рудоконтролирующих, трехмерностью получаемой информации, большой глубинностью методов структурной геофизики.

Из геофизических материалов при металлогенических построениях исходными являются карты магнитного поля (обычно ΔT), гравиметрические карты (в редукции Буге), результаты аэрогамма и аэрогамма-спектрометрической съемки (карты концентраций урана, тория, калия и карты гамма-поля). Реже используются менее распространенные данные сейсморазведки, разрезы и планы с характеристиками геоэлектрических параметров, полученные посредством аэро- и наземных электроразведочных работ. Эти материалы при интерпретации используются как самостоятельно, так и в трансформированном виде.

Для крупномасштабных исследований (на детальном УГ) характерен определенный комплекс геофизических работ, охватывающий всю анализируемую территорию, и, как правило, включающий аэромагнитную съемку масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000, а для многих рудных районов аэрогамма-спектрометрию, аэроэлектроразведку, гравиразведку того же масштаба. Среднемасштабные (локального УГ) прогнозно-металлогенические построения обычно обеспечиваются материалами аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000, часто сводными картами магнитного поля по данным аэросъемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000, гравиразведки масштаба 1 : 200 000, обобщенными данными аэрогамма-спектрометрических съемок и гравиразведки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 в виде сводных карт масштаба 1 : 200 000, материалами аэрогамма-спектрометрического изучения территории в масштабе 1 : 200 000. При региональных и глобальных построениях (масштаб 1 : 500 000—1 : 1 000 000 и менее детальный) используются сводные гравиметрические и аэромагнитные карты соответствующего масштаба, составленные на основе данных более детальных съемок.

Использующиеся геофизические материалы должны соответствовать инструктивным документам, регламентирующим виды работ. В процессе подготовки комплекта карт физических полей исследуемой территории особое внимание следует обращать на степень однородности геофизического материала. Желательно использование съемок, выполненных по одной методике и однотипной аппаратурой, либо сводных карт, составленных по материалам работ близкого масштаба, с соизмеримой точностью, с аналогичным способом изображения результатов.

Преобразование и обработка МДС и геофизических данных с использованием ЭВТ

Преобразования производятся для выявления информации, содержащейся в латентном виде или недоступной (труднодоступной) глазу, а также для выделения избранной информации с целью облегчения анализа массы объектов, для избавления информативных элементов от искажений, подавления маскирующего фона, для представления изображения и графических результатов дешифрирования в виде, наиболее удобном для восприятия и др. Необходимость преобразований объясняется тем, что даже с по-

мощью самых совершенных фотографических или сканерных систем при первичных режимах обработки изображений пока не удается получить необходимое качество снимков, обеспечивающее воспроизведение многообразия яркостных и геометрических характеристик геологических объектов или их индикаторов. Оптические и геометрические искажения снимков возникают из-за неравномерности освещения объектов вследствие расчлененности рельефа, оптических свойств фотообъектива, законов построения изображения, «смаза» изображения, одновременности химико-фотографической обработки всего фильма, содержащего различные по контрасту объекты, и др. Фоновыми помехами, компенсация которых затруднена, являются природные факторы (почвенно-растительный покров, элементы хозяйственного освоения территорий).

Технические средства преобразования изображений можно подразделить на аналоговые, цифровые и гибридные. К аналоговым относятся фотографические, оптические и электронные. В настоящее время усиленно развиваются цифровые средства и методы обработки. Практическим целям, доступным как по сложности, так и по средствам любому подразделению, имеющему фотолабораторию и квалифицированного инженера-фототехнолога, отвечают методы фотопреобразований, разработанные под руководством Ю. В. Углева во ВНИИКАМ. В основе этих методов лежат разные принципы: особенности фотохимического режима, применение контактных фильтров-преобразователей и их сочетаний и др. Эти методы позволяют усиливать изображение, выравнивать контрасты, компенсировать сдвиг («смаз»), выделять участки изображений с заданными оптическими плотностями или с заданным распределением геометрических деталей, выделять однонаправленные элементы, локальные места в системах линеаментов, выделять блоки или кольцевые структуры и др. Преобразованная информация может фиксироваться в виде условных знаков, цветом, изолиниями и другими способами.

К аналоговым относятся и оптико-электронные методы преобразования, которые реализуются с помощью специальных приборов (Спектр, «КОУ», «Реал»). Эти приборы предназначены для массовой обработки изображений, но по сравнительно узкому кругу процедур (розы-диаграммы, спектры).

Цифровые методы обработки дают возможность выполнения ряда преобразований как снимков, зарегистрированных в цифровом виде на магнитную ленту, так и изображений, полученных путем фоторегистрации. Интерактивные системы цифровой обработки изображений («СВИТ» — Болгария, «Периколор» — Франция, «УАР» — СССР) позволяют оперативно, с контролем изображения на экране дисплея, с повторяемостью процедур и точным контролем параметров выполнять преобразования. Конечный результат фиксируется на фотоносителях (отпечаток, негатив).

Трансформирование и ортотрансформирование аэро- и космических снимков, получаемых различными съемочными системами, также может быть выполнено цифровыми способами. Обычные

АФС экономически целесообразно трансформировать на фотограмметрических приборах — фототрансформаторах («Зона», «ФТА», «Ректимат»). Цифровые методы приводят к снижению качества изображения, по крайней мере, за счет дискретизации и квантования. Поэтому применяются они в основном для трансформирования снимков строчного типа (РЛС, ТС и т. п.), законы построения которых отличаются от центральной проекции. Цифровые методы позволяют не только трансформировать снимки в заданную картографическую проекцию, но и монтировать их автоматически в фотоосновы [41].

Геофизические данные для извлечения полезной информации (при решении конкретной задачи) подвергаются обработке, в процессе которой происходит подавление помех и выделение полезных сигналов. Обработка осуществляется путем фильтрации, преобразования, расчета различных характеристик исходных физических полей трансформацией. Наиболее часто используются процедуры сглаживания (осреднения, вычисления напряженности поля выше плоскости, с известным его распределением), выделения локальных аномалий, определения изменчивости, неоднородности, азимута ориентировки изолиний, вычисления производных. В последние годы широко стали применяться дисперсионный, факторный, спектральный анализы геофизических полей, корреляционные характеристики и выделение слабых геофизических сигналов на основе проверки статистических гипотез [35, 36].

Дешифрирование МДС

В разделе приведены данные в основном по использованию фотографических и сканерных снимков дотеплового диапазона электромагнитного спектра. Радиолокационные и тепловые снимки рассматриваются как дополнительные материалы.

При работе со снимками приходится учитывать противоречивые требования обзорности и детальности изображений. Требование детальности означает, что на снимке должны четко различаться интересующие исследователя площадные объекты наименьшего размера. Еще важнее требование обзорности, обусловленное тем, что оптические плотности фотоизображения сами по себе не несут геологической информации, а имеют значение только в сопоставлении с плотностями соседних объектов. В узком поле зрения даже при высокой разрешающей способности проведение геологических границ по снимку чрезвычайно осложняется, а идентификация (опознавание) ограниченных ими геологических тел вообще зачастую невозможна. И наоборот: чем больше различных объектов попадает одновременно в поле зрения, тем больше вероятность правильной идентификации индивидуальных объектов и уверенного назначения их границ. В этом проявляются системные свойства дистанционных моделей земной поверхности, когда смысл каждого элемента тем яснее, чем больше наблюдается его связей с другими элементами системы. Противоречие между требования-

ми обзорности и детальности обычно разрешается путем использования набора разномасштабных снимков.

Получение геологической информации с изображения земной поверхности (т. е. дешифрирование) является слабоформализуемым творческим процессом. Главная его трудность заключается, с одной стороны, в избыточной информативности изображения, содержащего массу ненужных геологу сведений, а с другой — в фрагментарности полезной информации. Геологическая информативность снимков колеблется в очень широких пределах в зависимости от ландшафтной и геологической ситуации; даже при соблюдении всех требований к МДС на них могут не различаться интересующие объекты. Это объективно существующее ограничение метода нередко ошибочно характеризуют как «плохую дешифрируемость». На самом деле основные интерпретационные проблемы связаны не с «дешифрируемостью» снимков, а с резкими региональными различиями проявления геологических объектов в ландшафте и в поле яркостей земной поверхности. Крайние случаи представлены фотогеологически открытыми объектами, с одной стороны, и фотогеологически закрытыми — с другой. В данном случае понятие «открытости» не совпадает с общегеологическим, которое определяется глубиной эрозионного расчленения и мощностью покровных отложений.

Для геологического дешифрирования МДС значение имеют плотность растительного покрова, тип рельефа, прозрачность атмосферы, степень окультуренности ландшафта и другие факторы, определяющие «фотогеничность» геологических объектов, т. е. возможность их проявления в поле оптических яркостей земной поверхности. Даже горные районы при наличии особо плотной лесной растительности могут оказаться фотогеологически закрытыми (например, многие хребты юга Дальнего Востока). Бóльшая часть территории СССР относится к фотогеологически полностью или частично закрытым районам. Исключение составляют умеренно расчлененные районы среднеазиатских и казахстанских полупустынь и пустынь, нивально-гольцовые ландшафты и некоторые другие районы преобладающего физического выветривания пород и недостаточного увлажнения.

В общем случае подавляющая часть сведений, получаемых с МДС, относится к форме, размерам геологических объектов и их взаимному расположению в пространстве. Информация о вещественном составе объектов имеет гораздо меньшее значение даже при крупномасштабных работах, так как она зачастую неоднозначна. С другой стороны, форма геологических объектов, характер их границ наиболее отчетливо видны на снимках и основная часть трудоемкого прослеживания и фиксации на местности контактов геологических тел может быть выполнена фотогеологическим способом. Более того, при незначительной мощности покровных отложений (первые метры), когда геологические объекты зачастую вообще не могут быть изучены путем наземного исхаживания, но оказываются вполне доступны фотогеологическому изучению бла-

годаря различиям яркостей почв и грунтов. Поэтому карты, составленные без применения МДС, почти всегда неполноценны.

Следовательно, при работе со снимками в первую очередь можно рассчитывать на структурно-геологическую информацию, на получение структурного «скелета» карты. Необходимо также понимать, что выделяемые на снимках контуры являются фотогеологическими, а не геологическими. Это значит, что далеко не все фиксируемые при дешифрировании объекты могут быть отождествлены с геологическими телами, даже если они внешне весьма похожи на их очертания.

Существенные региональные различия геологической информативности МДС диктуют и разную методику дешифрирования. Ниже как более общий и трудный случай излагаются вопросы методики дешифрирования фотогеологически закрытых районов. Для открытых районов она может быть упрощена за счет выпадения операций по географической классификации фотогеологических объектов, геоиндикационному районированию и менее детальной отработки фотогеологических ключей.

В фотогеологически закрытых районах непосредственное отождествление рисунков изображения с геологическими объектами чревато весьма грубыми ошибками. Границы поверхностных образований, как правило, не совпадают с границами геологических объектов или совпадают только частично. Конечно, структурное дешифрирование, т. е. выделение линий и площадей, напоминающих проекции геологических тел на поверхность, применяется и в этих условиях, но истолкование геологической природы фотогеологических объектов наталкивается на большие трудности и часто неоднозначно. Например, границы лесных вырубок или полей весьма сходны с рисунком тектонической трещиноватости и иногда действительно совпадают с последней. Нередко практикуемое определение геологического смысла таких контуров путем механического сопоставления с геофизическими или другими картами методически несостоятельно и практически очень опасно, так как на достаточно большой территории всегда найдутся поконтурные совпадения.

Поэтому для получения геологической информации по МДС закрытых районов непосредственное отождествление плановых характеристик снимка со структурным планом непригодно. Необходимо опосредованное дешифрирование, с последовательным выделением геологического сигнала из общей массы «экзогенного шума». Такое дешифрирование, основанное на изучении возможных связей поверхностных образований с прямо ненаблюдаемыми геологическими объектами, часто называют геоиндикационным методом. Индикационные связи носят не однозначный, а вероятностный, статистический характер. Если они установлены, то некоторые характеристики таких поверхностных объектов-индикаторов могут регистрироваться на снимках и служить косвенными признаками глубинных геологических объектов. Так, спрямленные или дугообразные элементы ландшафта (линеаменты) могут индици-

ровать и разрывные нарушения, и простирания слоев, а могут вызываться чисто поверхностными процессами или деятельностью человека. Основная проблема дешифрирования в закрытых районах заключается именно в геологической интерпретации фотогеологических данных. Геоиндикационный метод наиболее эффективен при крупномасштабных исследованиях.

По А. Г. Жученко [19], геоиндикационный метод включает:

— общий анализ структурно-текстурных особенностей изображений ландшафта, установление ведущих морфологически и генетически однородных элементов и компонентов ландшафта, определяющих «физиономичность» изображения;

— выделение природных территориальных комплексов (ПТК) по характерным особенностям упорядочения сочетаний ведущих элементов и компонентов ландшафта (закономерностей);

— выявление ландшафтных аномалий [Можаев Б. Н., 1975 г.];

— установление взаимосвязи ПТК и ландшафтных аномалий с геологическими объектами и явлениями;

— составление геоиндикационных карт;

— интерпретация полученных данных.

Поскольку геологического и геофизического материала всегда недостаточно для истолкования фотогеологических объектов, дешифровщик обязан использовать всю доступную информацию географического характера, которая способствовала бы решению задачи. Для этого необходимо классифицировать выделенные на снимках линии и площади по их географическому содержанию. Составленная по материалам дешифрирования схема географической интерпретации [19] содержит специфичную информацию, независимую от других методов исследований. Именно такие схемы, а не само фотоизображение должны сопоставляться с геофизическими и геологическими материалами в полностью закрытых районах.

В общем случае при интерпретации любого вида изображений земной поверхности полноценная модель геологического строения получается только после прохождения нескольких различных по содержанию логических этапов. На каждом этапе к расшифровке изображения привлекаются данные других методов (геофизических, геохимических, геоморфологических и др.), и в этом смысле фотогеологическая интерпретация всегда комплексна.

Часто почти вся фотогеологическая информация должна быть получена либо до проведения полевых работ, либо почти без них. Поэтому особенно необходима регулярная коррекция интерпретационных ошибок, что лучше всего обеспечивается расчленением процесса на большое число сравнительно простых, легко поддающихся контролю операций. Ошибки второго рода возникают при пропуске фотогеологических объектов. Ошибки первого рода — картирование несуществующих в природе объектов; сюда же можно отнести и неопознанные элементы культурного ландшафта.

Особенно важный источник ошибок представляет неадекватная априорная модель геологического строения, используемая интерпретатором. Так, интерпретатор, опирающийся в основном на представление о слоистой структуре, часто не замечает циркульные контуры изображения (ошибка второго рода), зато такие контуры могут встречаться в чрезмерном обилии на схемах геолога, особо заинтересованного в структурах центрального типа (ошибка первого рода).

С целью повышения объективности геологического дешифрирования МДС и облегчения поисков источников ошибок интерпретационный процесс разделяется на ряд операций.

Ошибки субъективного восприятия устраняются с помощью самоконтроля и экспертных оценок. Самоконтроль обычно сводится к двукратному независимому дешифрированию каждого снимка одним исполнителем в разное время, а также рядом простых приемов: рассматриванием снимков с разной дистанции, под разными углами зрения и освещения, под монохроматическим освещением, при разных положениях север — юг снимка. Эти приемы дают и дополнительную информацию. Экспертные оценки получаются в результате параллельного дешифрирования по согласованной легенде каждого снимка двумя или несколькими исполнителями.

Эти частные схемы дешифрирования сопоставляются наложением калек и оцениваются по сходимости результатов. На сводную схему выносятся только элементы, отвечающие формальным критериям сходимости. А. М. Боровиков и др. [5] на основании опыта работ с КС предлагают следующие стандартные критерии сходимости. Для линеаментов допустимая разница простираний не более 5°, допустимая погрешность положения в плане не более 1 мм. Для кольцевых элементов можно принять такие же допуски. Каждый из элементов сравниваемых частных схем, не удовлетворяющий условиям сходимости, считается неподтвержденным и не выносится на сводную схему дешифрирования, если не находит подтверждения при совместном просмотре снимка всеми экспертами.

Следует помнить, что любая ошибка или картографическая неточность при работе с космическими снимками может иметь далеко идущие последствия при дальнейшей детализации модели геологического строения. Кроме того, при дешифрировании КС характерен особенно большой процент субъективных ошибок, связанных с высокой генерализацией изображения местности, приобретающей на КС непривычные или даже чуждые (на сканерных снимках) очертания по сравнению с обычными мелкомасштабными картами. Необходимо использование серии снимков разных сезонов, и в том числе обязательно наиболее информативные (для аридных районов — весеннего аспекта, для таежных — зимнего и т. д.). Изучение комплекта КС на одну площадь позволит устранить ошибки, связанные с техническими и атмосферными помехами, а также с различной «фотогеничностью» местности в разное время года.

Основную канву интерпретационного процесса образуют ступени последовательной детализации, на которых изучаются МДС разных УГ, начиная с наиболее обзорных. На каждом последую-

щем УГ уменьшается глубинность получаемой информации и увеличивается ее детальность. Результирующая карта (схема) должна являться итогом постепенного заполнения генерального структурного каркаса сведениями о строении все более мелких объектов верхних структурных этажей.

В общем случае для районов многоярусного строения плановая конфигурация объектов, выявленных на МДС разных УГ, не совпадает. Тем не менее, информация более высоких УГ должна переноситься на схемы (карты) более низких уровней. Это ограничивает произвольность проведения слабоконтрастных геологических границ и обеспечивает целенаправленный поиск на более детальных МДС мелких объектов, которые могут прояснить геологический смысл крупных структурных элементов, выявленных на предшествующих УГ.

Поскольку на практике исследования на континентальном и глобальном УГ производятся сравнительно редко, ниже приведена технологическая схема дешифрирования для регионального УГ, в принципе пригодная для любого уровня.

Региональный УГ. Задача исследований — изучение наиболее крупных структур региона (табл. 1, 2) и определение структурного положения участков локальных и детальных работ.

В целом процесс дешифрирования разделяется на ряд технологических процедур.

1. Ознакомление с фотогеологической ситуацией по изображению местности визуально и инструментально, сравнение с другими моделями в виде географических и геологических карт поверхности. Производятся привязка основных особенностей рисунка изображения к наиболее заметным элементам строения поверхности и предварительное районирование изображения по типам его рисунков. Формируются рабочие гипотезы природы рисунков изображения в основном географического характера.

2. Детальное изучение изображения с выделением всех возможных фотогеологических объектов, т. е. тех особенностей изображения, которые больше всего напоминают проекции на дневную поверхность различных геологических объектов. Практический результат этапа — схема линейных и площадных фотогеологических объектов.

3. Предварительное истолкование природы фотогеологических объектов. Для этого используются топографические, почвенно-ботанические карты, снимки более крупного масштаба, карты геологические и поверхностных отложений. В открытых районах в результате может быть получена предварительная фотогеологическая карта, т. е. площадные и линейные объекты, выделенные по изображению, могут быть предположительно отождествлены с геологическими объектами. В закрытых районах на этом этапе сопоставляются геоиндикационные карты (схемы).

4. Обработка и интерпретация структурной информации, полученной с карт (схем), с анализом линеаментов (построение роздиаграмм, карт плотностей), с анализом узлов сочленений линеаментов (их плотность, порядок, связь с разными сериями и морфологическими классами линеаментов), с анализом кольцевых (дуговых) структур по различиям в морфологии и размерах, по соотношениям между системами линеаментов и кольцевыми формами с истолкованием природы кольцевых структур.

5. Формулирование «космогеологической» гипотезы структурного плана территории в виде тектонической схемы. При этом производится сопоставление конфигурации фотогеологических объектов со структурой геофизических полей, с данными о глубинных геологических объектах и о геохимических аномалиях, выясняется тектонический и минерагенический смысл схемы. Особенно углубленно рассматриваются резкие несовпадения структурных планов, полученных методами разной глубинности. Такие несовпадения чаще всего являются не свидетельствами дефектности фотогеологической информации, а указывают на дисгармоничность многоярусной геологической структуры. Для ее расшифровки в первую очередь принимается во внимание системность обнаруженных на КС элементов, их логическая согласованность с генеральными чертами поверхностных и глубинных структурных планов. Если космогеологические объекты не согласуются с известным структурным планом, основанием для их геологической идентификации может служить внутренняя согласованность их системы, а также специальный анализ геофизических данных. Кроме того, природа этих объектов может проясниться при дешифрировании более детальных материалов.

Важная особенность описанных интерпретационных операций заключается в регулярной переоценке принятых на предшествующих этапах гипотез в связи с постепенной выработкой все более содержательной геологической модели.

Локальный УГ. Основные задачи исследований — выявление структурных объектов данного уровня (табл. 1, 2), уточнение и дополнение информации об объектах предыдущего УГ, изучение их внутреннего строения. Могут быть также выделены новые объекты, структурный план которых не согласуется с таковым, установленным на предыдущем УГ. Это явление закономерно для районов многоярусного строения, где при более детальном УГ на снимках обычно более ярко проступают многочисленные детали приповерхностного строения, затушевывающие очертания более крупных глубинных объектов.

Технологические процедуры аналогичны описанным для предыдущего УГ, однако трудоемкость работ обычно снижается ввиду меньшего числа субъективных ошибок дешифрирования, поскольку большинство космо- и аэрогеологических объектов легко идентифицируется с природными объектами с помощью различных карт и снимков. Сходимость частных схем дешифрирования, как правило, значительно выше. Результатом работ является геолого-структурная карта (схема).

Детальный УГ. Ввиду относительно крупного масштаба снимков этого УГ (порядка 1 : 50 000), по ним выделяются географические объекты (растительность, почвы) и отдельные геологические тела и структуры.

Специфика работ на детальном УГ в том, что для выявления структурно-вещественных комплексов и структурных форм применяется геоиндикационное дешифрирование. Путем сравнения обзорных материалов данного УГ (фотопланов, фотосхем) с картами геологического и географического содержания создается представление о различиях проявления разных структурно-вещественных ассоциаций в ландшафте и рисунке фотоизображения. Намечаются фотомаркирующие горизонты — изображения пластов, четко проявленных в рисунке фотоизображения. Чаще всего это пачки наиболее устойчивых к выветриванию пород, иногда резко отличающиеся по цвету горизонты.

В результате создается схема геоиндикационного районирования, на которой выделяются участки различного геологического строения, расчлененности рельефа, мощности рыхлых отложений и сомкнутости растительного покрова.

Далее следует разработка фотогеологических ключей отдельно по каждому геоиндикационному району. Идеальными ключами являются геоиндикационные карты детальных участков, составленные в поле. Однако и до проведения полевых работ по имеющимся данным вполне можно разработать набор признаков для основных структурно-вещественных объектов.

Важным ключом могут служить детальные геофизические карты, например, карты ΔTa масштаба 1 : 25 000. Положение основных намагниченных горизонтов обязательно выносится на снимки ключевого участка.

Данные интерпретации физических полей совмещаются с геоиндикационной картой (схемой), и по результатам количественной интерпретации некоторые фотогеологические контуры, особенно в районах развития интрузивных и метаморфических пород, могут быть отнесены к определенной вещественной ассоциации. В любом случае геофизическая характеристика существенно облегчает выбор гипотез при геологическом истолковании контуров. Несовпадение очертаний фотогеологических и геофизических объектов отнюдь не свидетельствует об интерпретационной ошибке. Даже в простом случае наклонного залегания силла долеритов фотогеологически зарегистрированный выход его на поверхность не совпадает с гравиметрической аномалией на глубине в первые сотни метров. Все же нередко совместное рассмотрение фотогеологических и геофизических результатов по всей площади дает основание для пересмотра системы фотогеологических признаков, выработанных на ключевых участках. И наоборот, плановая рисовка геофизически активных горизонтов испытывает значительное влияние более картографически точных фотогеологических данных.

Итоговым документом работ на детальном УГ является геолого-структурная карта (схема).

Морфоструктурный анализ

Методика морфоструктурного анализа рельефа была разработана в ИГЕМ АН СССР для локального прогноза оруденения в областях орогенной тектоно-магматической активизации. [Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н., Кочнева Н. Т., 1975 г.; Волчанская И. К., 1981, 1984 и др.]. Эта методика позволяет проводить более детальное структурное районирование областей длительных устойчивых воздыманий и выделять разнообразные структуры орогенной ТМА — своды, купола, кольцевые структуры вулканических поясов, сложные очаговые структуры рудных полей и узлов, рудоконцентрирующие сквозные структуры и скрытые разломы фундамента, блоки различных порядков и т. д., имеющие важное значение для анализа закономерностей размещения и прогноза эндогенного оруденения.

Морфоструктурный анализ использует специальные методы обработки топографических карт различного масштаба, его приемы могут также применяться при дешифрировании АКС для выявления наиболее существенных тектонических металлоносных структур (А. Д. Щеглов, Н. П. Лаверов, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская и др.). Обработка топокарт является одной из главных составных частей этого метода.

Структурные формы, выявляемые при обработке топокарт чаще относятся к неотектоническим, поскольку неотектонические процессы явно отражены в современном морфометрическом поле Земли и в гидросети. По топокартам можно непосредственно оконтуривать все перечисленные выше эндогенные формы областей поднятий — своды, купола, различные блоки, протяженные зоны разломов (линеаменты), кольцевые структуры и т. д., которые в значительном своем большинстве могут рассматриваться как неотектонические. В то же время эти структуры в разной степени обусловлены структурными планами предшествующих эпох развития и могут служить ключами для их расшифровки. Ниже рассмотрены основные положения морфоструктурного анализа, направленного на прогнозирование рудных объектов.

При мелкомасштабных исследованиях, на континентальном и региональном УГ, на первое место выдвигается морфоструктурное районирование (МР), которое предусматривает выявление разнопорядковых морфоструктур. МР для металлогенических целей разработано для подвижных областей орогенной активизации [Волчанская И. К., 1984].

Результаты МР в основных чертах совпадают с региональными тектоническими структурно-формационными и металлогеническими зонами, однако по сравнению с тектоническим районированием ощущается существенный прирост структурной информации за счет морфоструктур высокого порядка, кольцевых, а также глубинных сквозных структур, которые далеко не всегда выявляются

при наземном геологическом картировании. Устанавливается три категории морфоструктур:

— собственно орогенные, связанные с тектоническими процессами коллизии, формирующие горно-глыбовые (складчатые) пояса;

— магматогенные и метаморфогенные, главным образом кольцевые морфоструктуры;

— сквозные трансорогенные линеаментные зоны и системы нарушений, которые пересекают орогенические пояса и прослеживаются в платформенные или океанические области.

При мелкомасштабных (глобальных и континентальных) исследованиях все крупные формы рельефа могут непосредственно оконтуриваться как таксоны соответствующих УГ (табл. 3).

На региональном УГ морфоструктурное районирование проводится следующим образом.

1. Оконтуриваются элементарные блоки и кольцевые морфоструктуры по орогидрографическим и морфометрическим характеристикам. Используется критерий внутренней упорядоченности структуры рельефа — преобладающее направления линеаментов и структурных форм, зон однородных фоновых высот* рельефа, водоразделов внутри блока, наличие малоградиентных зон полей высот вдоль границ блоков, или резких орогидрографических границ внутри однородного поля высот, смена типов рельефа по расчлененности и другим характеристикам.

2. Элементарные блоки объединяются в локальные и более крупные блоки и морфоструктурные зоны и подзоны с учетом историко-генетических особенностей развития и общих закономерностей строения рельефа. Морфоструктурные зоны — это продольные по отношению к простиранию горно-глыбовых поясов или горных стран водораздельные ярусы, которые отличаются относительной выдержанностью высот водоразделов, резкими, обычно тектоническими, границами, определенным типом горообразовательных движений и неотектонических деформаций, самостоятельной историей развития рельефа, обычно хорошо коррелируются со структурно-формационными зонами предшествующих этапов геологического развития.

Крупные блоки оконтуриваются по высокоградиентным ступеням фоновых высот, по смене простираний структурных форм рельефа, по наличию межгорных и внутригорных впадин поперечных к простиранию горных систем, а также крупных антицедентных долин рек, по смене различных типов рельефа, по распространению разновозрастных поверхностей выравнивания и по другим признакам.

МР может проводиться двумя способами. Первый, формализованный, предполагает выделение линеаментов, ограничивающих морфоструктуры разных порядков и категорий. В типовой легенде

* Фоновой высотой блока называется средняя отметка водоразделов внутри блока.

Таблица 3

Морфоструктурное районирование

Морфоструктурные таксоны	УГ					
	Глобальный	Континентальный	Региональный	Локальный		Детальный
				Морфоблоки		
	Геотектуры	Морфоструктурные провинции, области, мегаблоки	Морфоструктурные зоны и подзоны, крупные блоки	Локальные	Элементарные	Аномальные
Орогенные морфоструктуры (коллизионные)	Горно-складчатые, горно-глыбовые пояса	Сегменты горно-складчатых, горно-глыбовых поясов, горные страны, провинции	Горные области, горные хребты и их системы, продольные ярусы рельефа гор, плато и плоскогорья, межгорные и внутригорные депрессии и впадины	Блоки, различающиеся по фоновым высотам, типам и ориентировке форм рельефа		Блоки, с повышенной сложностью морфотектонического строения (узлы пересечения линеаментов)
Длина, км	Несколько тысяч	Первые тысячи	Сотни	Десятки	Первые десятки	Первые единицы
Ширина, км	До 1,5 тыс.	Несколько сотен	Десятки	Первые десятки		Первые сантиметры
Кольцевые морфоструктуры (тектоногенные, магматогенные, метаморфогенные)	Мегакольцевые и многокольцевые	Своды, овалоиды, сводообразные, спиралевидные, полигональные, изометричные впадины и поднятия	Своды, купола, кальдерообразные, мозаично-блоковые	депрессии, сложные,		Купола, кальдеры, вулкано-структуры, вулканические конусы, надочаговые морфоструктуры с чередованием поднятых и опущенных участков, внутренние секториальные и сегментарные блоки этих структур
Размеры в поперечнике, км	5000—1200	800—300	200—100	80—60	40—20	<20

формализованной морфоструктурной карты (1 : 1 000 000 и 1 : 500 000) отражены:

— границы орогенных морфоструктур (областей, зон, крупных блоков, элементарных блоков);

— границы кольцевых морфоструктур (сводов, куполов, кальдерообразных, сложнокольцевых, секториальных и сегментарных блоков);

— сквозные системы нарушений (трансрегиональные, внутриорогенные);

— прочие обозначения (долины рек, области депрессионных опусканий, выполненных кайнозойскими отложениями, вулканические формы рельефа);

— шкала фоновых высот блоков горного рельефа (дается плотностью штриховки с интервалом в 200—100 м для среднегорного рельефа).

Историко-генетическое МР должно учитывать весь комплекс данных по генезису и возрасту морфоструктурных таксонов и по особенностям их неотектонических деформаций. Каждый таксон должен обладать собственной географической и историко-генетической характеристикой.

Пример. Легенда морфоструктурной карты масштаба 1 : 500 000 Центрального сегмента Тянь-Шаня, составленная для прогнозно-металлогенической карты того же масштаба.

Эпипалеозойские возрожденные горы

Гиссаро-Алайская МО

Зеравшано-Туркестанская МЗ (малодифференцированное покровно-складчатое сооружение, сформированное на терригенных образованиях), S

Зеравшано-Гиссарская МЗ (наиболее интенсивно дифференцированное блоковое поднятие с покровной структурой на миогеосинклинальных образованиях), PZ_{1-2}

Южно-Гиссарская МЗ (умеренные поднятия с преобладанием кольцевых морфоструктур на эвгеосинклинальных и интрузивных комплексах), PZ_3.

Чаткало-Кураминская МО

Чаткальская МЗ (горно-глыбовое поднятие на миогеосинклинальных образованиях), PZ_3

Кураминская МЗ (сводово-купольное поднятие на вулкано-плутонических комплексах), PZ_3.

Эпимезозойские унаследованные горы

Памирская МО (унаследованное интенсивное орогенное поднятие сводообразной формы гранитизированного геосинклинального комплекса) PZ—MZ и блоков PR

Северо-Памирская МЗ (унаследованное с PZ интенсивное поднятие складчатого фундамента), PZ—PR

Центральнопамирская МЗ (интенсивно дислоцированное покровно-складчатое поднятие, унаследованное с MZ_2)

Южно-Памирская МЗ (интенсивное инверсионное поднятие), KZ_2

На основе МР производится классификация линеаментов, порядки которых зависят от того, какой морфоструктурный таксон они ограничивают. КС впервые со всей очевидностью подтвердили положение о том, что практически все крупные формы рельефа имеют тектоническую природу и ограничены крупными зонами

разломов. Анализ структур ограничения форм рельефа позволяет выделять не только наиболее широко распространенные прямолинейные зоны (собственно линеаментные) сбросо-сдвиговой природы различных порядков, но и более сложные для идентификации элементы — дуговые и сложнодуговые ограничения покровных структур, зоны надвигов, *Z*-образные сочленения структурных форм по трансформным разломам, зигзагообразные разрывные нарушения без смещения крыльев в зонах раздвигов и т. п., а также сквозные системы нарушений и скрытые разломы фундамента, которые проявлены на поверхности в завуалированной форме.

Сквозные системы нарушений выявляются на основе регионального морфоструктурного анализа, в процессе которого исследуются морфоструктурные аномалии. Этот термин близок по своей сущности введенному Б. Н. Можаевым понятию геоморфологической аномалии для дешифрирования нефтегазоносных структур. Морфоструктурные аномалии устанавливаются по изменениям морфоструктурного плана, выявленным при районировании. К ним относятся:

зоны виргации хребтов, линеаментных зон;

оси сопряженных перегибов границ морфоструктур;

участки смены простираний линеаментов, ограничивающих блоки и морфоструктурные зоны;

сдвиги границ морфоструктур;

площади поперечных поднятий в межгорных и внутригорных прогибах;

региональные ступени фоновых высот в пределах морфоструктурных зон;

сопряженные максимумы или минимумы фоновых высот;

секущие или поперечные к простиранию гор, цепочки изолированных возвышенностей, впадин или седловин, поперечные хребты, поясовое сгущение линеаментов или региональных полей трещиноватости;

цепочки кольцевых морфоструктур или участков с повышенной сложностью морфотектонического строения (аномальные «надочаговые блоки»).

Выявляют кольцевые морфоструктуры по радиально-концентрической симметрии орогидрографических элементов и соответствующему распределению фоновых высот и морфоструктурных зон, по ярусности горного рельефа. Порядки кольцевых морфоструктур определяются по размерам их поперечников (табл. 3), которые по статистическим подсчетам образуют дискретные группы. С переходом от одного порядка к другому меняются и классы кольцевых морфоструктур по их геолого-генетическим особенностям. Не рассматривая здесь класс глобальных и континентальных мегакольцевых морфоструктур, связанных с начальными стадиями образования Земли, остановимся на характеристиках более высоких порядков, которые обычно в изобилии выделяются при региональных, локальных и детальных исследованиях. Размер их попереч-

ников колеблется от нескольких сотен до нескольких десятков и единиц километров. В большинстве своем эти структуры хорошо увязываются с ареалами распространения тех или иных магматических образований или конкретных вулканических и интрузивных тел, в том числе не выходящих на поверхность, которые имеют большое значение для регионального и детального металлогенического анализа и прогноза оруденения.

На локальном и детальном УГ морфоструктурный анализ проводится на основе геоморфологического картирования, морфометрической и морфографической статистической обработки топокарт (составление карт глубины и густоты расчленения обобщенного рельефа в морфоизогипсах, обработка полей трещиноватости и линейных элементов рельефа и др.). Н. В. Скубловой [1987 г.] разработана методика структурно-геоморфологического анализа рудоносных вулкано-тектонических структур и рудных узлов и полей для условий хорошо экспонированного рельефа мелкосопочника Центрального Казахстана. Здесь многие детали строения рудоносных структур отражаются непосредственно на АФС или топокартах (кольцевые стенки палеокальдер, малые интрузивные и субвулканические тела, пояса даек и рудоносных жил, микроформы рельефа на зонах измененных пород и околорудных метасоматитах и др.).

В большинстве других регионов, характеризующихся как «закрытые», таких прямых связей рельефа и рудоносности обнаружить не удается, поэтому используются главным образом структурные факторы, которые выявляются всеми перечисленными выше методами детальных структурно-геоморфологических исследований. Среди этих методов наиболее эффективны для изучения локальных структур рудных полей и месторождений (локальных рудоносных форм, по терминологии Ю. Г. Сафонова) — анализ блоковой тектоники по морфометрическим характеристикам и анализ узлов пересечения разнонаправленных линеаментов, сквозных систем нарушений, выявление малых кольцевых морфоструктур, элементов их внутреннего строения.

Остановимся на методике изучения узлов пересечения линеаментов, поскольку они имеют большое значение для прогнозирования оруденения на детальном и локальном УГ.

Начинать изучение этих узлов следует с регионального УГ, на котором с помощью морфоструктурного районирования уже выделяется ограниченное число таких пересечений, хотя достаточно большое по отношению к числу расположенных в них месторождений. Обычно на региональном УГ такие узлы оконтуриваются формально кругом или квадратом со стороной в 1—2 см в зависимости от масштаба карты. На локальном и детальном УГ узлы пересечения уже выглядят как самостоятельные блоки, размеры которых зависят от ширины пересекающихся зон разломов. В отличие от элементарных блоков, которые выделяются при МР на этих УГ, блоки, расположенные в узлах пересечений зон разрывных нарушений, по размерам обычно на порядок меньше и авторы предлагают их называть аномальными. Они специфичны по своему внутреннему строению за счет более интенсивной тектонической проработки, отличаются также более интенсивной насыщенностью магматическими образованиями разного типа — жерловинами вулканов, дайками, трубками взрыва, малыми интрузиями и субвулканическими телами и т. д. Иногда такие узлы (блоки) представляют собой вулканические или надочаговые структуры со свойственными им внутренними дислокациями, описанными рядом исследователей (Е. В. Свешникова, И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева, М. А. Фаворская) для магматических комплексов центрального типа. Конфигурация аномальных блоков в плане зависит от типа дислокаций по тем зонам разломов, которые участвуют в формировании их структур (рис. 2). Очень характерны «ступенчатые», грабенообразные, седловинные, циркообразные, в том числе перекрытые зонами надвигов или тектонических чешуй. Аномальные рудовмещающие блоки могут формироваться также в пределах более крупных кольцевых морфоструктур разного типа при пересечении их зонами региональных разломов или сквозных структур — эти типы неоднократно рассматривались в работах И. Н. Томсона.

Как показали морфометрические исследования, аномальные блоки имеют также характерные позиции в морфометрических полях рельефа, которые тесно увязываются с гипсометрическими уровнями оруденения для каждой рудной формации [Волчанская И. К., 1981; Александров Г. В., 1986 г.; Богацкий В. В., 1962 г., 1972 г., Корытов И. К. 1976 г.]. Распознавание аномальных блоков по результатам морфоструктурного анализа и непосредственно на МДС является одной из важнейших задач при прогнозировании рудоносности.

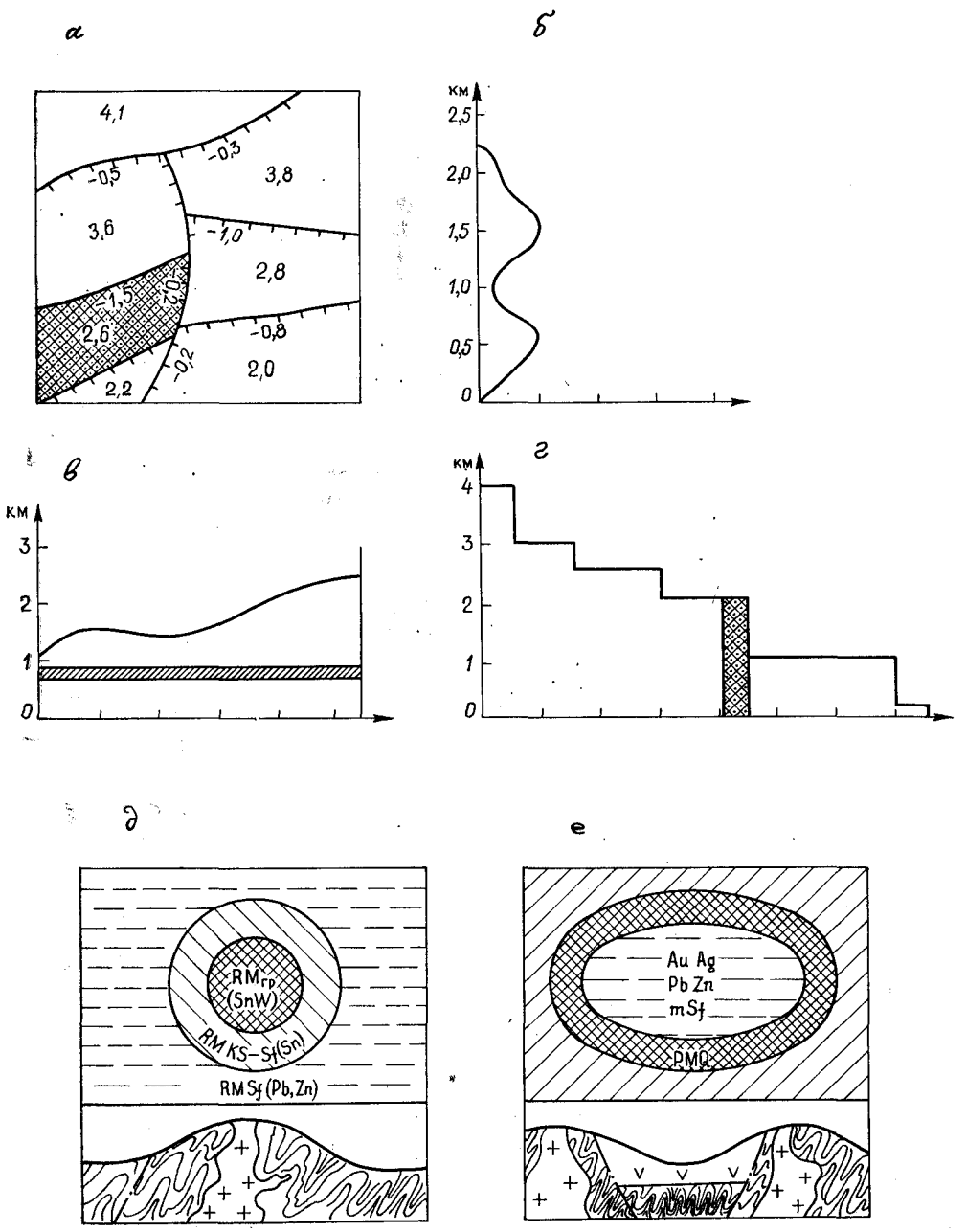
Неотектонический анализ

Методики неотектонического анализа хорошо известны по работам Н. И. Николаева, М. В. Пиотровского, А. В. Орловой, Е. Е. Милановского, Б. Н. Можаева и других исследователей. В данном разделе авторы обращают внимание только на специфику этого анализа при дешифрировании МДС в металлогенических целях, заключающуюся в следующем:

— в возможности оценить пострудные перемещения блоков, непосредственно влияющие на уровень их эрозионного среза и соответственно на масштабы рудоносности и перспективы оруденения на глубину;

— в определении рудоконтролирующей роли неотектонических структур как локализаторов оруденения позднекайнозойского возраста;

— в обнаружении более древних рудоконтролирующих структур.



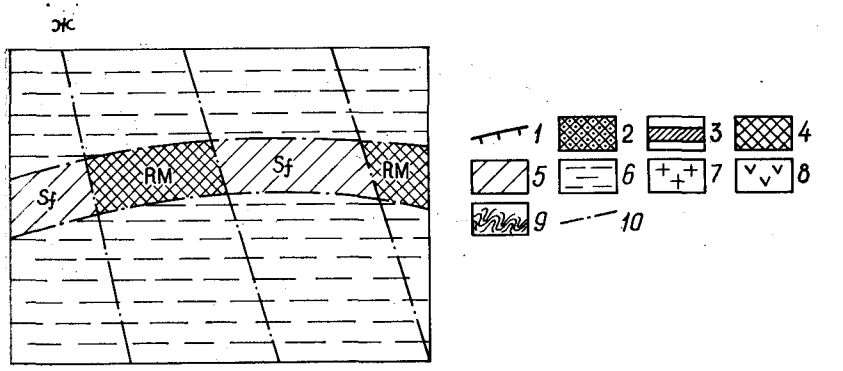


Рис. 2. Примеры графического представления результатов морфометрического и металлогенического анализов.

а — морфоструктурная схема блоков (цифры — фоновая высота блока, км); *б—г* — графики статистических гипсометрических уровней оруденения (по оси ординат — высота рельефа, по оси абсцисс — число месторождений); *б* — мода распределения гипсометрических уровней оруденения (видно два пика для уровней 0,5 и 1,5 км),) *в* — гипсографическая кривая и статистический морфометрический уровень оруденения, *г* — соотношение площадей рудоносных и нерудоносных блоков; *д—ж* — рудная зональность кольцевых и блоковых морфоструктур (в плане и в разрезе), *д* — прямая концентрическая (купольный тип), *е* — обратная концентрическая (кальдерный тип), *ж* — влияние «клавишных» неотектонических блоков на распределение элементов внутри металлогенической зоны.

1 — ступень рельефа, км; *2* — рудоносный блок; *3* — статистический гипсометрический уровень оруденения; *4—6* — блоки относительных неотектонических поднятий; *4* — интенсивных, *5* — умеренных, *6* — слабых; *7* — гранитоиды; *8* — вулканиты; *9* — смятые в складки геосинклинальные образования; *10* — разломы.

Рудные формации: *RM* — редкометалльная, *Гр* — грейзеновая, *Sf* — сульфидная, *Q* — кварцевая, *Ks-Sf* — касситерит-сульфидная, *mSf* — малосульфидная.

Последнее положение особенно важно рассмотреть для понимания особенностей отражения разновозрастных структурных планов в рельефе и на МДС.

В методическом отношении использование неотектонического анализа для этого имеет ряд существенных особенностей для областей разновозрастной консолидации. Особенно эффективен этот метод в областях фанерозойской, в том числе мезозойско-кайнозойской, активизации, где имеются многочисленные случаи прямого унаследования и тесной взаимосвязи позднекайнозойских и мезозойско-кайнозойских структурных планов. В этом случае неотектоническое районирование с оценкой перемещений по тем или иным зонам разломов и выделением крупных зональных орогенных сводовых поднятий или опусканий имеет прямые металлогенические следствия. Здесь сплошь и рядом коренным образом пересматриваются старые металлогенические схемы, основанные только на структурно-формационном подходе, проводится новое металлогеническое районирование на основе орогенной тектоники. Однако при этом не следует забывать, что в металлогении не только проявляются новообразованные или унаследованные орогенные структуры, но и специфическим образом преломляются более ранние формационные и структурные образования, вследствие чего итоговая картина металлогенической зональности является интегральной. Так, своды оказываются незамкнутыми, подковообраз-

ными, металлогенические зоны имеют полудуговые ограничения, а металлогеническая зональность не концентрическая, а большей частью полудуговая и (или) асимметричная.

В областях новейшей активности очень перспективно использовать сейсмологические данные, которые позволяют оценивать степень активности и глубину заложения разрывных нарушений, характер напряжений в очагах, глубину очагов землетрясений, выявлять под чехлом более молодых осадков скрытые разломы фундамента, имеющие важное рудоконтролирующее значение, в том числе сдвиги.

Таким образом, в областях фанерозойской активизации неотектонические структуры являются важным поисковым ключом для выявления более древних структурных планов, которые в большинстве случаев омолаживаются на неотектоническом этапе. С регенерацией главных элементов структурных планов фанерозойских областей на неотектоническом этапе развития связаны их хорошая дешифрируемость на космических снимках и возможность использования метода морфоструктурного анализа.

Дешифрирование областей более ранней, докембрийской, консолидации, обладающих часто малоконтрастным рельефом со слабо проявленными неотектоническими деформациями, основано главным образом на литоморфных особенностях рельефа. В этом случае неотектонические поднятия, как, например, гляциоэвстатическое постледниковое поднятие Балтийского щита, лишь способствуют экспонированию структурно-литоморфных особенностей докембрийских образований, хотя и в этом случае, как показали исследования последних лет, в неотектонике проявились многие долгоживущие глубинные зоны разломов и кольцевые структуры архейских кратонов. В областях фанерозойской активизации докембрийских комплексов роль неотектонического анализа может быть прямо противоположная той, о которой шла речь. То есть, неотектонические структуры, наиболее отчетливо дешифрирующиеся на снимках, как бы убираются для того, чтобы проявить слабоскладчатые и разрывные структуры докембрийских метаморфических комплексов.

На локальном и детальном УГ в рудной геологии неотектонический анализ используется, прежде всего, для оценки пострудного среза рудоносных блоковых и кольцевых морфоструктур. Поэтому наряду с морфометрическим анализом используются данные о гипсометрическом расположении рудных тел и о глубине образования данной рудной формации, полученных геологическими и рудно-формационными методами. Сопоставление этих данных представляется на графиках и морфоструктурных схемах, упрощенные варианты которых приведены на рис. 3. Особенности горизонтальной и вертикальной рудной зональности необходимо рассматривать с учетом данных морфоструктурного и неотектонического анализов. Наиболее простые варианты рудной и геохимической зональности кольцевых и блоковых морфоструктур приведены на рис. 3. На практике эта зональность обычно бывает значительно

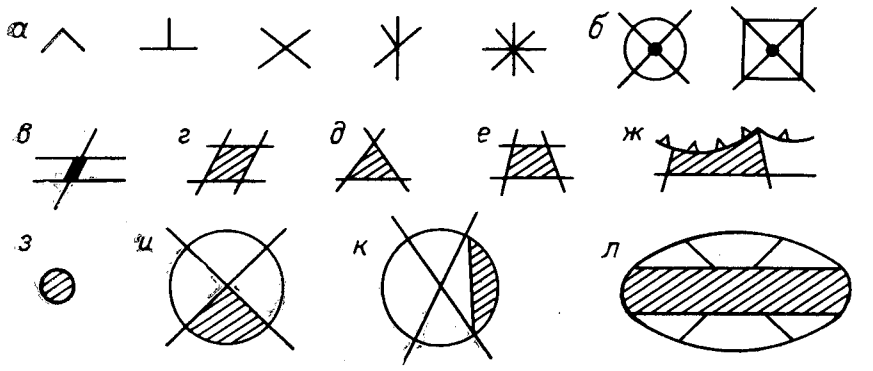


Рис. 3. Морфоструктурные типы узлов пересечения линеаментов и форм рудовмещающих блоков (рудоносные площади зачернены и заштрихованы).

а — узлы пересечения линеаментов *II—V* и *VIII*-го порядков (порядок узла определяется числом лучей); *б* — формальное оконтуривание узла пересечения кругом или квадратом; *в — л* — форма рудовмещающих блоков: *в* — линейный, *г, д, е* — полигональные, *ж* — прикрытый надвиговой пластиной, *з* — кольцевой (круговой) — купол или кальдера, *и* — секториальный, *к* — сегментарный, *л* — грабен в кольцевой морфоструктуре, рифтовая зона по оси свода.

более сложной за счет нарушения ее мозаикой кольцевых и блоковых форм, находящихся на различных уровнях среза, а также в связи с интерференцией металлогенической зональности разнопорядковых блоковых и кольцевых морфоструктур, формирующихся над разноглубинными магматическими очагами по мере продвижения их в верхние части земной коры. Для этого и требуется последовательная расшифровка структурных планов разного времени и глубины формирования, интегральная картина которых запечатлена на МДС. Анализ неотектоники является отправным пунктом исследования для расшифровки многоплановых структурных элементов, дальнейшую помощь здесь оказывает анализ размещения разновозрастных ареалов магматических пород и формаций.

Структурно-магматический анализ МДС

Методика структурного анализа размещения магматических пород органично вливается в комплекс методов дешифрирования МДС для прогнозно-металлогенических целей. Магматические породы и их генетические ассоциации (формации) являются индикаторами тех или иных палеоструктурных обстановок, с одной стороны, с другой — они тесно взаимосвязаны с эндогенными рудными формациями и часто являются таким же объектом поиска, как само оруденение (трубки взрыва, интрузии гипербазитов, редкометалльные штоки гранитоидов и т. п.). Анализ размещения структурных ареалов магматизма в областях ТМА используется на всех УГ, при этом на континентальном и региональном УГ — на формационном уровне, а на локальном и детальном УГ — на уровне конкретных пород, комплексов или их геохимических и минералогических разновидностей.

На региональном УГ формационный анализ магматических пород используется для подтверждения наложенных структур ТМА — сводов, куполов, глубинных сквозных систем нарушений и других элементов, закономерно проявленных на различных этапах развития. Наиболее активно эти структуры проявляются на инверсионной (поздней геосинклинальной) и орогенной стадиях, для которых характерны полноразвитые ряды интрузивных (габбро-гранитных) и вулканогенных (базальт-андезит-риолитовых) формаций. Эти формации образуют ареалы, которые либо согласуются с тектонической зональностью складчатых областей, как, например, вулканогенные эвгеосинклинальные ряды формаций, либо связаны со структурами ТМА.

Для выявления таких структур анализируются особенности распространения возрастных и латеральных (в пределах одного возрастного комплекса) рядов магматических формаций, намечаются устойчивые во времени и мигрирующие в том или ином направлении границы ареалов.

Латеральная зональность магматических формаций является очень важным структурным фактором, по которому можно судить, во-первых, о наличии той или иной структуры в рассматриваемом возрастном интервале развития региона, а во-вторых, о динамике развития структур и о направлении миграции процессов. Например, можно проследить этапы оживления (регенерации) систем глубинных разломов, с которыми тесно связаны базит-гипербазитовые, щелочно-базальтовые и некоторые гранитоидные формации (лейкогранитовая, щелочногранитовая и др.). Наряду с данными об унаследованности многих так называемых долгоживущих глубинных разломов детальный формационный анализ в ряде хорошо изученных регионов (Кольский полуостров, Тянь-Шань) показал, что от ранних этапов развития складчатых областей к поздним происходит смена структурного плана глубинных систем нарушений с преобладанием согласных со складчатыми структурами на ранних стадиях и дискордантных к ним на поздних.

Зональность ареалов интрузивных пород является одним из ведущих признаков орогенных сводовых поднятий и интрузивно-купольных структур, с которыми непосредственно связаны плутоногенные рудные формации (W, Sn, Au, редкие металлы и др.). В общем случае для простых сводов характерна прямая зональность со сменой более ранних магматических формаций в центре сводов более поздними гранодиоритовыми, монцонитоидными или лейкогранитовыми вплоть до вулканических (своды Востока СССР) в их периферических частях. В вулканических кальдерах и вулкано-тектонических структурах наблюдается обратная зональность — более ранние гранитоиды образуют внешнее кольцо структуры, а вулканиты заполняют ее центральную часть, в разных местах которой могут появиться более поздние вулканоподнятия или интрузивно-субвулканические поднятия меньшего размера, образующие на снимках мозаику мелких кольцевых форм внутри крупных структур.

Нарушения зональности магматических формаций, перемежаемость локальных ареалов с разновозрастными и разноформационными магматическими образованиями могут служить индикаторами интенсивной блоковой или надвиговой и покровной тектоники, при которой в каждом пакете или блоке будут находиться только свойственные данному комплексу пород формации. Важно подчеркнуть, что разновозрастные магматические формации позволяют различать тектонические пластины и являются индикаторами горизонтальных смещений. Это относится не только к известным базитовым комплексам (офиолитам), но и, как показало дешифрирование авторами МДС Северо-Востока СССР, широко проявлено для гранитоидных формаций, распространенных в пределах миогеосинклинальных комплексов. Границы тектонических пластин могут оконтуриваться с помощью КС и детально проведенного анализа структурных ареалов магматических формаций.

Наряду с формационным анализом в ряде случаев для подтверждения неявно выраженных сквозных систем нарушений (рудоконцентрирующих структур в понимании И. Н. Томсона и М. А. Фаворской) проводится внутриформационный анализ, который позволяет проследить тренды и градиенты изменения петрохимических, геохимических, изотопных и других характеристик пород. Этот анализ позволяет выявить скрытые блоки фундамента и глубинные зоны, которые не поддаются прямому геологическому картированию.

Следует подчеркнуть, что на региональном УГ формационный анализ магматизма совершенно необходим, поскольку он является промежуточным звеном (стадией обобщения) между геологическим картированием и тектоническим районированием. При этом выявляются генетические ассоциации пород, многие из которых в обобщенном виде как элементы тех или иных тектонических структур, особенно орогенных, дешифрируются на МДС. Примером такого подхода может служить охарактеризованный Кызылкумский блок со специфическими формациями гранитоидов.

При исследованиях на детальном УГ для интерпретации АФС в областях ТМА необходимо привлекать данные по особенностям размещения и взаимоотношения магматических пород. В этом случае наряду с использованием материалов геологических съемок соответствующего масштаба могут проводиться целевые петрологические исследования и детальное изучение магматической геологии локальных структурных форм рудных районов, узлов и полей (очаговых структур).

Следует различать методику исследований в областях с преимущественным развитием интрузивных пород в осадочных миогеосинклинальных комплексах и в областях развития вулканогенных и вулкано-плутонических формаций. В первом случае наряду с известными данными по особенностям размещения тех или иных плутонических ассоциаций пород и их связи с линейными, кольцевыми и дуговыми структурами следует всегда иметь в виду, что

бо́льшая часть интрузивных пород в фанерозойском чехле остается невскрытой на современном уровне эрозионного среза, поэтому чрезвычайно важное значение приобретает анализ кольцевых структур и блоков в целом и их внутренних частей, хорошо выраженных на КФС и АФС, их взаимоотношений со вскрытыми в современном срезе или обнаруженными по данным бурения и геофизических исследований выступами интрузивных массивов, в особенности тех которые принадлежат к рудоносным формациям, а также с полями роговиков, метасоматически и гидротермально измененных пород. В каждом регионе можно обнаружить последовательный ряд таких структур, различающихся амплитудой новейших поднятий. В их пределах интрузии находятся на разной глубине, в соответствии с чем меняется выраженность на поверхности и размеры кольцевых структур. Системный анализ рядов интрузивно-купольных структур помогает подойти к прямому прогнозу невскрытого на поверхности оруденения.

Наряду с этим большое значение имеет также анализ дайковых полей и отдельных свит даек, которые образуют закономерно проявленные во времени и в пространстве пояса и поля, хорошо увязываются с линеаментной решеткой, ее узлами или надынтрузивными кольцевыми ареалами. С зонами разломов и повышенной трещиноватости ассоциируют также жерловые и субвулканические фации магматических пород, трубки взрыва и поля интенсивной гидротермально-метасоматической переработки, положение которых также необходимо учитывать при анализе МДС.

При исследованиях вулканогенных областей следует прежде всего иметь в виду сложность выявления рудоносных палеовулканических структур. Здесь эффективен наиболее простой и традиционный способ — изучение магматизма кольцевых структур, выявленных по КС и АФС. Гораздо более сложен путь независимого детального картирования вулканических полей и изучение комагматичности (сродства) тех или иных магматических образований для доказательства их принадлежности к единому магматическому очагу. В этом случае используется большой арсенал современных методов петрологии, вплоть до изотопно-геохимических, геохронологических и минералогических.

АФС можно использовать для идентификации структур, близких по своему облику к детально изученным палеовулканическим структурам рудных полей. В этом случае можно опираться на классические примеры локальных рудоносных структур крупных месторождений, которые по целому ряду признаков хорошо различаются на МДС, в связи с чем необходима разработка их признаков с учетом известных моделей их структур. При этом необходимо учитывать, что на МДС отражаются не только поверхностные, но и глубинные особенности строения структур рудных месторождений, в связи с чем особенно актуально использование данных по глубинному изучению рудных районов и узлов, и увязки их с результатами дешифрирования. Типизация признаков таких объектов на МДС и создание их модельных образов в значительной

степени может облегчить задачи прогноза и поиска месторождений в вулканических областях, как молодых, мезозойско-кайнозойских, так и значительно более древних, включая докембрийские.

Прогнозно-металлогенические исследования на основе МДС

В основу исследований положен принцип последовательного приближения, т. е. поэтапного металлогенического анализа территории на разных УГ. В настоящее время этот принцип с позиций системного подхода реализуется в прогнозно-поисковых комплексах и в прогнозно-поисковых моделях [16]. Исходя из этих позиций задачей прогнозных работ на каждом УГ является изучение определенного металлогенического таксона, в результате чего в его пределах выявляются рудные объекты следующего, более детального уровня (табл. 1, 2).

Оптимальный вариант металлогенических исследований — изучение региона на 3—4 уровнях генерализации, причем наиболее детальный из них соответствует масштабу планируемых работ. При отсутствии подготовленных в соответствии с предлагаемой методикой площадей, исследования должны опираться как минимум на материалы предыдущего УГ. Масштабы материалов смежных уровней должны отличаться в 3—5 раз, при этом условии наблюдаются качественные различия геологической информации, получаемой при дешифрировании. Пропуск одного из уровней, т. е. применение материалов с масштабным градиентом более 5, нецелесообразен, при масштабном градиенте менее 3 информативность не меняется (при аналогичном качестве МДС); сказанное относится не только к АФС, но и к геолого-геофизическим материалам.

Материалы глобального УГ (масштаб мельче 1 : 10 000 000) позволяют выявлять структурные взаимоотношения регионов, наиболее крупные региональные структуры, уточнять их строение и металлогеническое значение. Ранг металлогенических таксонов данного УГ — планетарный пояс или его часть (табл. 1, 2).

Материалы континентального и региональных УГ (масштабы 1 : 5 000 000÷1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000÷1 : 500 000) служат для выявления крупнейших дуговых и кольцевых структур, блоков с различным глубинным строением, трансрегиональных и региональных глубинных зон разломов и выяснения рудоконтролирующей роли этих структур. Металлогенические таксоны этих УГ — соответственно пояса, провинции, системы, области, зоны, геоблоки.

По материалам локального УГ масштаба 1 : 200 000 (1 : 100 000) проводится детализация структурных особенностей площадей, достаточная для проведения прогнозно-металлогенических исследований с выделением потенциальных рудных узлов.

Материалы детального УГ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) служат для изучения площадей при прогнозировании рудных полей.

Система УГ и металлогенических таксонов соответствует методическим указаниям о проведении геологоразведочных работ по стадиям, начиная с масштаба 1 : 1 000 000 и детальнее.

Результаты работ на континентальном и на региональных уровнях должны стать основой металлогенических карт, определяющих стратегию общегеологических и специальных исследований, для сведения и анализа разнородных металлогенических и других данных.

1. При построении прогнозно-металлогенической карты — окончательного результата исследований на любом УГ — используется комплексный геолого-геофизический критерий. В основе комплексного критерия лежит выделение площадей, аналогичных по характеру полей рудным объектам искомого класса. Критерий выявляется при сопоставлении карт геологического и геофизического содержания, а также их трансформаций с картами полезных ископаемых. При этом чаще всего используются следующие трансформации полей: осреднение, модуль горизонтального градиента, вторая вертикальная производная, среднеквадратичное отклонение. Определенные количественные значения признаков характеризуют площадь, в пределах которой располагаются эталонные рудные объекты, а также территории, благоприятные на обнаружение новых месторождений. При этом, несмотря на то что отдельные признаки часто слабо локализуют площадь, комплексный критерий, состоящий из нескольких признаков, удовлетворительно решает эту задачу. Границы прогнозируемых металлогенических таксонов выделяются при совместном использовании этого критерия и структурной основы, полученной по данным комплекса методов. Следует выбирать оптимальное число признаков. При их небольшом числе может снижаться достоверность суждений, при чрезмерно большом их числе усиливается шум и ухудшается качество прогнозирования.

2. Описывают признаки по оптическим (МДС), геофизическим, геологическим, геохимическим, топографическим полям (картам). Карты исследуемой территории разбиваются на участки — элементарные ячейки, для которых определяются значения признаков. В общем случае элементарная ячейка представляет квадрат со стороной 0,5—1 см (что отвечает требованиям детальности исследований). Описание особенностей полей производится вручную или на ЭВМ с помощью трансформаций, вычислительных операций со значениями полей, попадающими в пределы окна трансформации. Окно трансформации (круглое или квадратное) должно иметь размер того же порядка, что и прогнозируемый объект. Помимо количественных используются и логические характеристики двух классов: многозначные (значения от нуля до n) и двузначные («да» и «нет»).

3. Выбор информативных признаков и построение комплексного критерия перспективности. В качестве информативных выделяются признаки, обладающие значимыми связями с эталонами. Оценка информативности основана на сравнении значений признаков на эталонных объектах с безрудными территориями. Наибольшую ценность имеют признаки, контрастно локализующие территорию, вмещающую наибольшее число эталонных объектов. Значение информативности можно рассчитать по формулам; простейшие алгоритмы оценки — «ТАУ» и «КВС» [6]. Способы построения комплексного критерия перспективности в виде карты — это суммирование нормированных значений информативных признаков. При этом необходим учет информативного веса признаков. Следует учитывать, что результаты прогноза зависят не столько от используемых алгоритмов, сколько от характеристик эталонных рудных объектов и используемых критериев. Комплексный критерий содержит в синтезированном виде все имеющиеся на данном этапе исследования сведения и представляет собой элемент прогнозной карты. Для окончательного выбора объектов необходим учет факторов экономико-географического и экологического характера. Разработаны системы обработки информации для целей прогноза РЕГИОН, АСПО-8, АСОД-Прогноз, СКИД и др. [24].

Технология металлогенических исследований на основе МДС

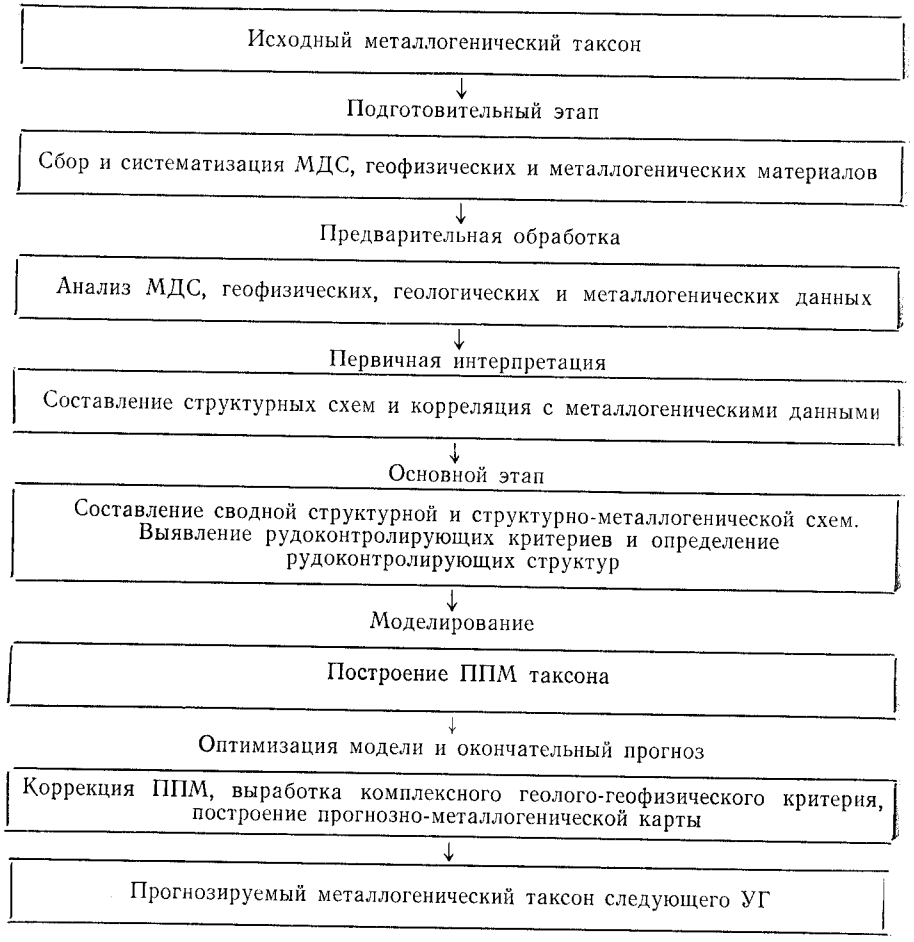
Предлагаемая технология производства работ предусматривает поэтапное дешифрирование МДС с последовательным использованием всего комплекса данных, применяемых в современных металлогенических исследованиях. Технологическая схема (табл. 4) принципиально пригодна для любого УГ. Спецификой работ является упор на выявление структурного контроля оруденения на основе МДС путем анализа размещения известных рудных объектов и создание или совершенствование комплексной прогнозно-поисковой модели (ППМ) объекта.

На подготовительном этапе металлогенических исследований подбираются исходные МДС, трансформируются сканерные снимки в картографическую проекцию, составляются фотокарты, фотопланы или фотосхемы, подбираются топографические карты. Составляются сводные гравиметрические, магнитные, аэрогаммаспектрометрические и другие карты. Систематизируются геологические, геохимические, металлогенические материалы. Составляется металлогеническая основа с выделением соответствующих таксонов.

На предварительном этапе дешифрируются материалы дистанционных съемок визуально и на устройствах типа «Реал», «Перископ», СВИТ в интерактивном режиме. Выбираются способы преобразования МДС и результатов дешифрирования, производится количественная их обработка (районирование по особенностям разрывной тектоники, составление роз-диаграмм по выделенным блокам, выявление разнопорядковых узлов пересечений разломов, выявление скрытых кольцевых структур по изотропным спектрам, разделение структурно-вещественных комплексов и др.). Анализируются геофизические данные (районирование, выделение структурных линий, выбор способов трансформаций). Производятся морфоструктурные, неотектонические и другие построения, анали-

Таблица 1

Технологическая схема металлогенических исследований на основе МДС



зируются структурные карты магматических формаций и геохимических данных.

На этапе первичной интерпретации составляются предварительные схемы основных структурных элементов (по каждому из применяемых методов), проводится их геологическая интерпретация и корреляция с металлогеническими данными. Выявляются частные факторы контроля рудоносности.

На основном этапе анализируются развитие и особенности проявления структур на различных этапах их развития. Составляется сводная структурная схема. Совместно анализируются металлогенические данные и сводная структурная схема, выявляются рудоконтролирующие структуры и их характеристики по комплексу

признаков. Составляется структурно-металлогеническая схема (карта) *. Ревизируются известные рудоконтролирующие критерии и выявляются новые.

Моделирование производится на базе преобразованных материалов — АКС, геофизических, металлогенических и др. Уточняются структурно-металлогенические карты (схемы) и структурные критерии оруденения. Разрабатываются предварительные прогнозно-поисковые модели искомого металлогенического объекта.

На этапе оптимизации модели и окончательного прогноза выбираются способы дополнительных преобразований материалов с учетом предварительной ППМ, корректируется предварительная ППМ, вырабатывается комплексный критерий прогнозирования и строится прогнозно-металлогеническая карта, на которой выделяются металлогенические таксоны следующего УГ.

Прогнозно-поисковый комплекс на современном этапе в качестве одного из основных элементов должен включать в себя анализ МДС наряду с другими методами, в первую очередь с геофизическими. В основе изложенной методики лежит системный подход, реализуемый объектно-стадийной системой поисков металлогенических таксонов различных уровней концентраций рудного вещества — от металлогенических провинций до рудных полей.

Геологическая и экономическая эффективность применения МДС при прогнозно-металлогенических исследованиях достигается за счет сокращения поисковых площадей вследствие углубленного и надежного изучения структурного фактора как доминирующего при прогнозе и совместного анализа данных других методов на единой структурной основе.

Задачи усовершенствования прогнозно-поисковых исследований с использованием МДС и геофизических данных следующие.

1. Концентрация усилий на разработке прогнозно-поисковых комплексов для:

поиска крупнейших и уникальных месторождений;

расширения базы действующих горно-добывающих предприятий.

2. Решение технических задач:

получения высококачественных материалов специализированных аэро- и космосъемок;

изготовления в сжатые сроки МДС в картографической проекции (фотопланов, ортофотопланов, фотокарт);

оснащения приборным парком для массовых преобразований МДС, программное обеспечение ЭВМ.

---

* При анализе закономерностей размещения рудных объектов они выносятся не только на геолого-структурные схемы (карты), но и, обязательно, на снимки (фотосхемы). Последнее помогает выявлению рудоконтролирующих структур и рудных таксонов по дешифровочным признакам.

Глава III

КАВКАЗСКО-ТАВРСКИЙ РЕГИОН СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Кавказско-Таврский сегмент Средиземноморского мезозойско-кайнозойского подвижного пояса принадлежит к числу наиболее хорошо изученных в СССР областей, на его примере разрабатываются основные вопросы связи тектоники, магматизма и металлогении. Этот пояс отличается активным развитием постскладчатых глыбовых движений, разнообразных активизационных структур, которые не соответствуют объему принятого ранее толкования орогенного этапа.

В течение длительной истории формирования этого подвижного пояса с палеозойского, а местами с рифейского времени и до позднего мела главными движениями блоков земной коры были растяжения, а в Восточной Турции и на Малом Кавказе они продолжались до раннетретичного времени [1]. С этим периодом связано образование геосинклинальных трогов с корой океанического типа. В последующем тектонические движения носили характер сжатия, чередовавшегося с растяжением, что и отразилось в горизонтальных и вертикальных смещениях блоков.

Начало проявления процесса позднеальпийской ТМА относится к мелу и выражается на раннем этапе формированием рифтогенных прогибов [1]. Под процессами ТМА подразумевается преобразование земной коры постконсолидационной стадии развития складчатых и платформенных областей под влиянием эндогенных подкоровых процессов, выражающихся в формировании сводово-блоковых поднятий, наложенных депрессий, зон рифтогенеза и глубинных разломов, в проявлениях интенсивного магматизма и оруденения. А. Д. Щеглов [1968] считает, что обязательным диагностическим признаком ТМА является наличие перерыва в тектонической и магматической деятельности региона. По масштабам проявления области ТМА разнообразны и охватывают как относительно локальные участки в пределах подвижного пояса (Восточные Родопы, Трансильвания), так и крупные регионы, включающие поперечные сегменты с прилегающими частями плит (Кавказско-Таврский сегмент). По нашему мнению, основными признаками ТМА геосинклинально-складчатых поясов являются структурная перестройка и интенсивная магматическая деятельность, связанные с процессами, происходящими в верхней мантии, и с горизонтальными дифференцированными перемещениями литосферных

плит. К глубинным признакам ТМА относятся: подъем поверхности астеносферного слоя; поступление значительных масс базальтоидного вещества из подкоровых глубин и образование палингенных кислых и промежуточных основных магматических очагов на различных уровнях земной коры по мере продвижения базальтового вещества к поверхности по зонам глубинных разломов; увеличение мощности земной коры в первую стадию и ее утонение во вторую стадию за счет уменьшения мощности гранитного слоя и увеличения базальтового, ведущих к базификации (океанизации) земной коры; усиление глубинных тепловых потоков.

Вопросам ТМА ранее не уделялось должного внимания исследователями Средиземноморского подвижного пояса. Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским позднеальпийский вулканизм рассматривается исключительно как орогенный, хотя совершенно очевидно, что им охвачены выборочно с разной степенью интенсивности различные структуры. Среди немногочисленных публикаций, касающихся проблемы позднеальпийской ТМА, необходимо отметить появившиеся в последние годы работы Г. А. Твалчрелидзе и В. В. Панцулая [45, 46], в которых раскрывается роль этого процесса в формировании Средиземноморского пояса в целом и Кавказа в частности и связь его с формированием эндогенных месторождений. Однако до сих пор не проанализирована в должной мере связь процессов ТМА с геодинамической обстановкой. Причиной проявления процессов ТМА считается движение к северу Аравийской плиты и интенсивное сжатие Средиземноморского пояса с образованием Трансальпийского поперечного поднятия.

В локализации месторождений полезных ископаемых в пределах складчатых зон на этапе ТМА значительное место принадлежит поперечным дислокациям — зонам линейных поднятий [45]. Эти поднятия характеризуются резко аномальным тепловым потоком и распространением термальных источников в зонах, связанных с глубокопроникающими разломами. В пределах поднятий наблюдаются проявления интенсивной, а в ряде случаев исключительной, магматической активности (вулканической, вулкано-плутонической, плутонической). Наиболее мощные извержения магмы приурочены к узлам пересечения поперечных и продольных разломов, где обычно и происходит локализация оруденения.

Главная задача настоящей главы — описание разнообразных структур ТМА Кавказско-Таврского региона, выявленных с помощью МДС на различных УГ. Прогнозно-металлогенический анализ структур ТМА проводится на примере более детально изученного авторами Малого Кавказа.

Структурное районирование на континентальном УГ

Особенности геологического строения. Рассматриваемый регион Средиземноморского складчатого пояса охватывает Большой Кавказ, Закавказье, Восточный Понт, Эльбурс, Анатолию, Центральный Иран, Восточный Тавр и Загрос, а также примыкающие части Скифской и Аравийской плит. В пределах региона с севера на юг выделяются складчатые системы Большого Кавказа — Копет-

дага, Восточного Понта — Малого Кавказа — Эльбурса, Восточного Тавра — Загроса. Между ними располагаются зоны срединных массивов с выходящим на дневную поверхность или погруженным кристаллическим фундаментом [Габриелян А. А., 1978; Хаин В. Е., 1971 г.; и др.].

Ниже изложены основные сведения о геологической структуре восточной части Средиземноморского пояса, необходимые при анализе региональной геотектонической обстановки с использованием КС континентального и регионального УГ.

Горное сооружение Большого Кавказа представляет собой сложный мегантиклинорий, северное крыло которого имеет более спокойную структуру, чем южное, для которого характерно развитие чешуйчатых надвигов и опрокинутых складок [1, 55]. Северное крыло к началу юры перед собственно альпийским этапом развития являлось южной окраиной Предмалокавказской эпигерцинской платформы, тогда как южному крылу соответствует Южно-Кавказский прогиб, где варисцийские погружения после короткого перерыва сменились альпийскими. Внутренняя структура южного крыла отличается наличием ряда протяженных выклинивающихся по простиранию структурно-формационных зон, ориентированных в северо-западном и близширотном направлениях. В продольном направлении Большой Кавказ подразделяется на ряд сегментов: наиболее приподнятый центральный и относительно опущенные западный и восточный.

В строении Большого Кавказа и разграничении его зон ведущую роль играют глубинные разломы первого и второго порядков, ориентировка которых меняется от северо-западной (общекавказской) до близширотной. Не менее важное значение принадлежит поперечным и диагональным разломам, проявленным в геологическом строении в скрытой форме. В пределах Центрального сегмента Большого Кавказа, где выходит на поверхность доальпийское (доюрское) основание различаются с севера на юг четыре главные структурно-формационные зоны: 1) Бечасынская, 2) Передового хребта, 3) Главного хребта, 4) Южного склона [55].

Бечасынская (Лабино-Малкинская) зона характеризуется пологим падением на север юрско-меловых и палеогеновых отложений, являющихся чехлом эпиварисцийской платформы. Кристаллические сланцы фундамента зоны считаются результатом доварисцийского геосинклинального цикла, не сопровождавшегося горообразованием. По фундаменту Бечасынская зона представляет собой крупный блок, ограниченный разломами. На севере это субширотный Черкесский разлом, на пересечении которого с Транскавказским разломом Н. С. Шатского, расположена группа гранитоидных лакколитов Пятигорья позднемиоценово-раннеплиоценового возраста. С юга зона отделена разломами от более приподнятого блока фундамента, образующего зону Передового хребта.

Зона Передового хребта, сужающаяся на востоке вплоть до возможного выклинивания, представляет собой сложный разбитый крутопадающими разломами палеозойский синклинорий, приподнятый в виде горста. Распространенные здесь отложения среднего палеозоя носят эвгеосинклинальный характер благодаря развитию спилито-кератофировой формации девона и досилурийских базитов и гипербазитов и зеленокаменных аповулканических сланцев, образующих типичную офиолитовую ассоциацию [55, 1]. Установлена сложная покровная структура всего этого комплекса с участием глубокометаморфизованных пород зоны Главного хребта и перемещение покровов, по всей вероятности, с юга на север. Южной границей передового хребта служит Пшекиш-Тырныаузская зона крупных разломов.

Зона Главного хребта представляет собой наиболее высоко поднятый блок доальпийского фундамента на Большом Кавказе. Зона пронизана крупными телами варисцийских гранитов. На западе и на востоке метаморфические толщи и гранитоиды Главного хребта погружаются под умеренно дислоцированный чехол мезозоя. Узкие полосы сильнодислоцированных отложений нижней юры прослеживаются внутри зоны Главного хребта, расчленяя ее на ряд подзон. Южной границей зоны Главного хребта является Главный надвиг, по которому метаморфический комплекс контактирует с сильнодислоцированными и слабометаморфизованными юрскими толщами зоны Южного склона.

Зона Южного склона является альпийским геосинклинальным прогибом. Суженный в Центральном сегменте он расширяется и углубляется к западу и

востоку. Центральную часть зоны занимает Сванетский антиклинорий, в ядре которого выходят в непрерывном разрезе морские слабометаморфизованные отложения от девонских (силурийских) до пермских (возможно триасовых) включительно [55].

В системе Южного склона наиболее сложной является Гагрско-Джавская зона. Она достигла максимума геосинклинального развития в средней юре, когда происходило погружение северной части Грузинской глыбы и проявился подводный вулканизм с накоплением мощной вулканогенной толщи. Южная часть зоны по истории развития имеет много общего с системой Южного склона и Грузинской глыбой. По фациям она тяготеет ближе к глыбе, по лабильности — к складчатой системе. В связи с многообразием геологических структур и фациальной неоднородностью Гагрско-Джавская зона подразделяется на шесть подзон, включая Северную подзону порфиритовой юры, в пределах которой располагается рассмотренное ниже Квайсинское рудное поле.

К югу от Большого Кавказа, параллельно ему, располагается Рионо-Куринская впадина, представления о строении которой основываются на геофизических данных и материалах глубокого бурения. Г. А. Твалчрелидзе [45] рассматривает эту зону как опущенную закавказскую плиту, выходом на дневную поверхность которой является Дзирульский массив. В строении впадин участвует кайнозойская континентально-морская моласса различной мощности. Считалось, что под кайнозойскими отложениями залегают маломощные отложения мезозоя в субплатформенной фации. Скважиной, пробуренной в западной части Куринской впадины (Карталинская долина), вскрыта полная мощность мела (370 м), представленная чередованием мергелей и известковистых алевролитов [45]. Но уже более глубокими скважинами, пробуренными в последнее время, получены принципиально иные результаты. Основная часть разреза приходится на меловые и только самые низы на юрские образования. По гравиметрическим данным и ГСЗ для центральной части Куринской впадины определяется очень малая мощность гранитного слоя (2—4 км) [Цимельзон И. О., 1970 г.]. На основании этих данных в пределах Куринской впадины выделяются блоки с сиалическим и симатическим основанием. Крупный блок с симатическим основанием расположен в юго-восточной части Куринской впадины, где он смыкается с Южно-Каспийской впадиной.

Маломощный гранитный слой (до 5—6 км) отмечается также к востоку от Южно-Каспийской впадины в пределах Западно-Туркменской впадины. Таким образом, зона с сокращенным гранитным слоем к востоку от Куринской и к западу от Западно-Туркменской впадин постепенно переходит в область с океанической корой Южно-Каспийской впадины, где гранитный слой отсутствует.

Интересной особенностью Куринской впадины является обнаружение здесь сейсмическим методом тел с высокими, почти мантийными скоростями (7,0—7,8 км/с), залегающими на глубинах 17—38 км. Одно из таких тел, находящееся в центральной части Куринской впадины на пересечении меридионального и широтного сейсмических профилей, оконтурено наиболее надежно. Доказано, что это не выступ мантии, а бескорневое высокоскоростное включение [56].

К югу от Рионо-Куринской и Западно-Туркменской впадин расположена складчатая система Восточного Понта — Малого Кавказа — Эльбурса. Эта система характеризуется структурными и фациальными различиями ее звеньев, их сложными, во многом дискуссионными, взаимосвязями, невыдержанностью простираний и разобщенностью в пространстве, что резко отличает ее от системы Большого Кавказа — Копетдага.

Восточные Понтиды обрамляют с юга Черноморскую впадину и на востоке уходят под неоген-четвертичные вулканиты. В их строении выделяется складчато-геосинклинальный комплекс, сложенный отложениями юры, мела и эоцена, налегающими на кристаллический фундамент, местами прорванный герцинскими гранитоидами. Осадочный комплекс Восточных Понтид надвинут на расположенный южнее Анатолийский массив [Кетин И., 1965 г.].

Восточным продолжением Понтид принято считать близкую по фациальному составу Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа, соединяющим их звеном является предполагаемая под четвертичными лавами Артвино-Болнисская зона [Гамкрелидзе П. Д., 1966 г.; Паффенгольц К. Н., 1971 г.], расположенная к югу от центрального поднятия Большого Кавказа. На западе в Артвинском и Олт-

винском (Восточная Турция), а на востоке в Храмском и Локском (Малый Кавказ) поднятиях палеозойского фундамента, являющихся крайними по простиранию выходами данной зоны, мощность юрских отложений резко сокращается. Малый Кавказ представляет собой сложное складчато-блоковое сооружение, характеризующееся большим разнообразием структур. Вопросы тектонического районирования Малого Кавказа рассмотрены в последующих главах.

Восточным продолжением рассматриваемой геосинклинально-складчатой системы является Эльбурс, обрамляющий с юга Южно-Каспийскую впадину с корой субокеанического типа. В структуре Эльбурса решающая роль принадлежит ступенчатым надвигам (поддвигам) с падением на юг и на север. Интенсивность складчатости постепенно уменьшается по направлению к Каспийской депрессии. В процессе сжатия в осевой части Эльбурса деформированы миоценовые и по периферии плиоцен-плейстоценовые отложения, что свидетельствует об активности неотектонических движений [Штеклин И., 1977 г.].

Южнее рассмотренной системы расположена зона Центральноиранского и Анатолийского срединных массивов, характеризующихся по МДС мозаично-блоковой гетерогенной структурой. Центральный Иран имел платформенный характер развития в палеозойскую эру, а начиная с позднего триаса — ранней юры превратился в мобильную зону. Мезозойская активизация проявилась в виде отчетливых несогласий, гранитоидных интрузий, а местами начальных стадий метаморфизма [Штеклин И., 1977 г.].

Строение геосинклинально-складчатой системы Тавр—Загрос рассмотрено в работе [39], поэтому кратко остановимся на вопросах, имеющих непосредственное отношение к решаемой задаче. Вместе с Восточным Тавром эта система представляет наиболее сжатый относительно узкий поперечный сегмент восточной части Средиземноморского пояса, в пределах которого исключительно широко развиты тектонические покровы с офиолитовыми поясами и протрузиями гипербазитов, габброидов, диабазов. Представление о строении этой территории, перекрытой лавами Армянского вулканического нагорья, можно составить по разрозненным выходам офиолитов и вмещающих их в основном верхнемеловых и палеогеновых отложений, смятых в складки и разбитых разломами, образующими многочисленные надвиги и чешуйчатые структуры.

С севера Восточный Тавр граничит с областью карбонатных и флишевых отложений верхнего сенона—эоцена, из-под которых местами выступает офиолитовый комплекс. Степень дислоцированности слоев верхнего сенона—эоцена чрезвычайно высокая, а характер деформаций очень сложный, что указывает на возможность крупных горизонтальных перемещений. По мнению В. Е. Хаина, амплитуда перемещения покровов Восточного Тавра на юг может достигать 170 км, поскольку область корней этого покрова следует искать, видимо, в зоне Северо-Анатолийского — Северо-Ванского разломов [Книппер А. Л., 1975 г.].

Характерной особенностью рассматриваемого региона является асимметричное в поперечном плане строение, причем дислоцированность увеличивается с севера на юг, в этом же направлении отмечается последовательное увеличение роли молодых тектонических и магматических процессов.

Структуры альпийского этапа ТМА Средиземноморского складчатого пояса характеризуются большим разнообразием морфоструктур, представленных двумя основными типами: линейными складчато-блоковыми системами и зонами, разделяющими их, занимающими более обширные пространства и относимыми к срединным массивам.

Формирование современной структуры восточной части Средиземноморского пояса происходило в позднеальпийское время в условиях интенсивного сжатия, явившегося результатом сближения Евразиатской и Афро-Аравийской плит [Хаин В. Е., 1975; Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., 1979 г.; Штеклин И., 1977 г.; и др.]. С этими данными связываются геологические события, происходившие в кайнозойской истории развития складчатого пояса, выразившиеся в проявлении разнообразных процессов ТМА.

В последнее десятилетие для расшифровки чрезвычайно сложной структуры Средиземноморского пояса стали широко применяться космические снимки разных масштабов, видов и УГ. Была

получена информация, основным достоинством которой является ее однотипность для всей изучаемой территории.

При изучении региональной структуры применялись КС, полученные фотографическими, телевизионными и сканерными системами со средних (600—1500 км) и малых (200—400 км) орбитальных высот [Гонин Г. Б., 1980 г.].

КС, полученные со средних орбитальных высот и характеризующиеся большим обзором, представляют рельеф в сильно генерализованном виде за счет малого разрешения. Преимущество таких КС заключается в том, что они позволяют составить представление о морфоструктурах, их размещении и взаимосвязях в целом.

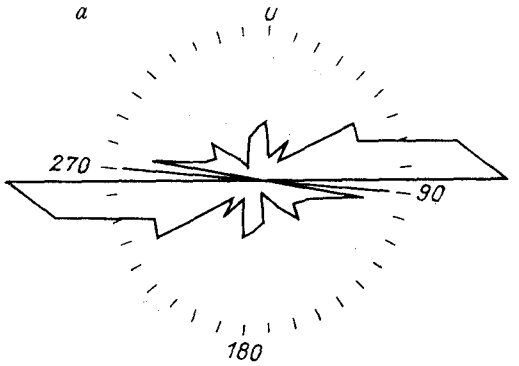
КС, полученные с малых орбитальных высот («Союз-9», «Союз-12», «Союз-22», «Космос», «Ландсат») и отличающиеся меньшим обзором и большим разрешением, позволяют получить более детальную информацию, используемую для уточнения наиболее сложных по геологическому строению участков. Для этих целей там, где отсутствовали съемки с ЛКК «Союза-22», применялись КС с ИСЗ «Космос», а также космофотопланы масштаба 1 : 1 000 000.

Особенности изображения современной структуры различны на КС разного обзора и УГ. КС с ИСЗ «Метеор-29» (масштаб 1 : 9 000 000) и с «НОАА» (масштаб 1 : 4 500 000), отличающиеся большой обзорностью и высоким УГ (1-й региональный УГ), отражают в целом особенности структуры складчатого пояса и пограничных с ним плит, характер их сочленения, морфологию и форму в плане складчатых систем. По этим КС выявляются наиболее крупные линеаменты и их зоны (рис. 4, см. вкладку; 5).

КС с ИСЗ «Метеор-30» (масштаб 1 : 2 500 000), характеризующиеся более высоким разрешением (2-й региональный УГ), отражают морфоструктуру с большей детальностью — по ним выявляется внутренняя структура складчато-блоковых систем и зон, срединных массивов, крупных лавовых нагорий, а также примыкающих частей плит. Еще с большей детальностью представлены эти морфоструктуры на КС локального УГ («Космос», «Ландсат»).

Дешифрирование КС дало наибольший прирост структурной информации в отношении различных систем нарушений, как продольных, разграничивающих СФЗ и СФК Кавказа, так и особенно поперечных и сквозных, которые имеют черты трансформных разломов. Они проявились как зоны магматической активизации в позднеальпийское время (рис. 6). Все эти структурные элементы отображены также на тектонической схеме Малого Кавказа (рис. 7, см. вкладку), составленной по данным дешифрирования.

Анализ роз-диаграмм, построенных по суммарной длине отдешифрированных и известных разломов, показывает, что в пределах восточной части Средиземноморского пояса преобладают восток-северо-восточные и запад-северо-западные разломы и лишь в пределах Трансальпийского поперечного поднятия существенно проявляются меридиональные и северо-восточные разрывные нару-



шения (рис. 4, 5). Суммарная роза-диаграмма показывает резкое преобладание восток-северо-восточных разломов (70—85°).

Из глубинных разломов уверенно дешифрируются те, которые разграничивают СФЗ и СФК. В качестве примера можно привести Пшекиш-Тырныаузский разлом, разграничивающий Бечасынскую СФЗ и зону Передового хребта. Бечасынская зона дешифрируется хорошо выраженными куэстами юрско-меловых и палеогеновых отложений. Сложнее дешифрируется зона Передового хребта за счет сложного геологического строения, наличия покровов и интенсивно расчлененного горного рельефа. СФЗ Главного хребта также характеризуется сложным геологическим строением и интенсивной расчлененностью рельефа. Главный надвиг дешифрируется фрагментарно, в связи с чем СФЗ Главного хребта и Южного склона разделяются неуверенно. Наиболее сильной дислоцированностью отличается СФЗ Южного склона, являющаяся альпийским геосинклинальным прогибом. Она отличается также сложным глубокоэродированным рельефом, что затрудняет расчленение ее на антиклинории и синклинории.

В пределах Кавказско-Таврского региона Средиземноморского пояса по данным КС выделены системы сквозных (рудоконцентрирующих, по М. Д. Фаворской) структур близмеридионального, близширотного, широтного и северо-восточного простираний (рис. 4). Анализ КС в комплексе с геолого-геофизическими материалами позволил установить, что сквозные линеаменты наиболее активно проявились в позднеальпийское время, начиная с позднего эоцена как зоны глубинных разломов, являющихся элементами крупных трансконтинентальных структур.

Сквозные структуры образуют границы крупных поперечных блоков-сегментов подвижного пояса и складчатых систем. По КС стало возможным определить наличие сжатия со стороны литосферных плит восточного сектора Средиземноморского пояса, которое проявилось в виде сдвигов, по сквозным системам нарушений и трансформировалось по простиранию в зоны сжатий и растяжений разного порядка (рис. 6). Для сквозных структур и образованных ими поперечных сегментов характерны: различная ин-

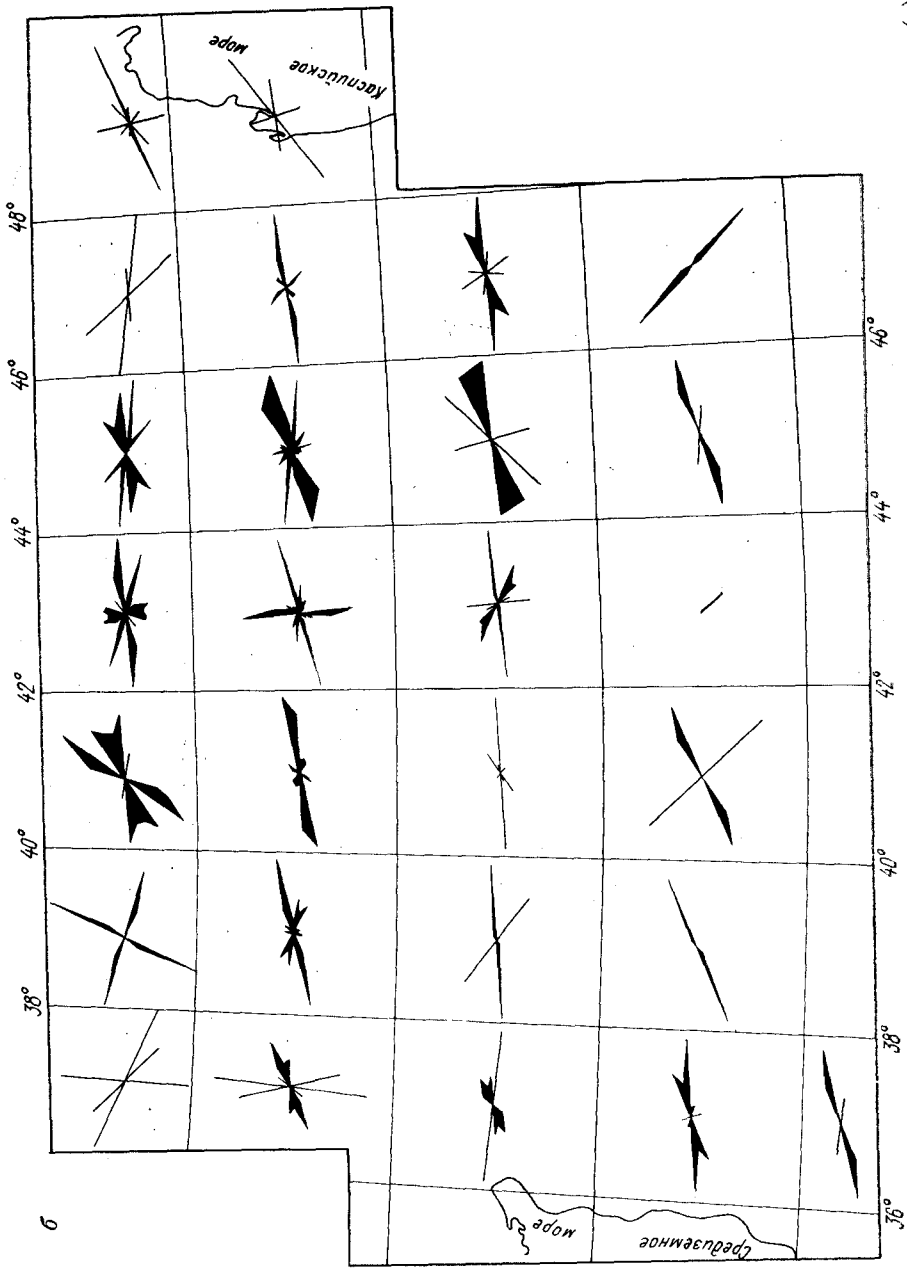
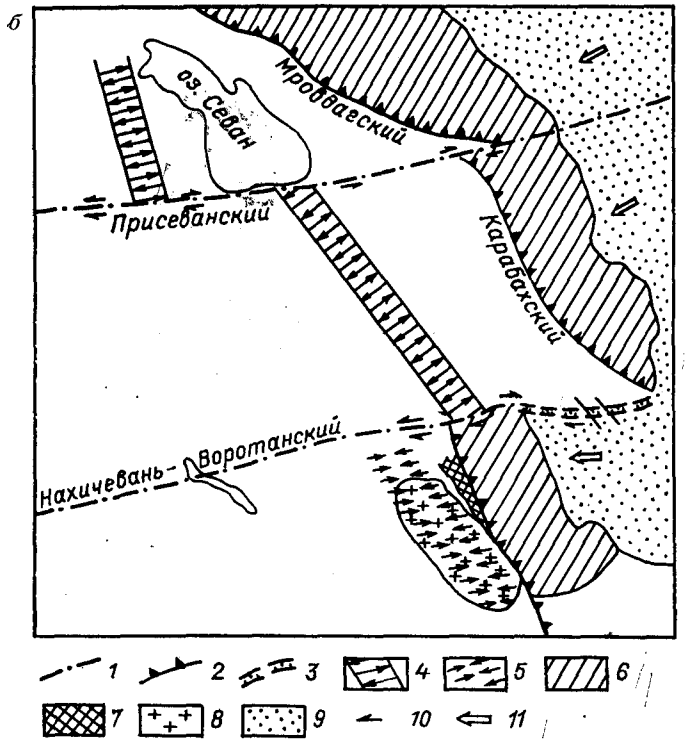


Рис. 5. Розы-диаграммы восточной части Средиземноморского пояса по суммарной длине линеаментов сводная (*а*) и по сетке квадратов (*б*).

Рис. 6. Область гетерогенного строения Малого Кавказа на космическом снимке с Кав

На КС отмечены: *А* — зоны растяжения; *Б* — выступ фундамента;
На схеме: *1* — трансформные разломы; *2* — надвиги; *3* — зона дробления; *4* — зоны растяжения;
ческих пород девона; *8* — Мегри-Ордубадская интрузия; *9* — Куринская впадина; *10* — направле-
фанской



ИСЗ «Ландсат» (*а*) и схема трансформных разломов юго-восточной части Малого каза (*б*).

стрелками показаны некоторые кольцевые структуры и разломы.
5 — зона сжатия; *6* — поперечные сегменты Сомхето-Кафанской зоны; *7* — выступ метаморфи-
ние движения вдоль трансформных разломов; *11* — направление движения блоков Сомхето-Ка-
зоны.

тенсивность проявления магматизма и тектонических движений, поднятие границы М, повышенный тепловой поток и другие признаки глубинной активности, а также существенные минерагенические различия.

К крупнейшим близмеридиональным сквозным линеаментам, выявленным по КС, относится Трабзонский линеамент, протягивающийся от грабена Эль-Габ в направлении мыса Трабзон, далее к северу, вдоль изобаты 2000 м в Черном море, через Пшехско-Адлерскую флексуру и через г. Чугуш в пределы Русской платформы в направлении Майкопского (Адыгейского) выступа. Эта структура рассматривается как ответвление Афро-Аравийской рифтовой системы, имеющей древнее заложение и носит наложенный характер по отношению к Средиземноморскому поясу. Возможно, что эта структура также имеет древнее заложение, так как в пределах Большого Кавказа ее простиранию соответствуют попереч-

ные границы выходов верхнепалеозойских, триасовых и юрских пород и разломы Северного склона и Центрального Кавказа. В целом рассмотренной структуре соответствует выделенное М. А. Кашкаем и Г. П. Тамразяном Гагринское поднятие.

Вторая крупная сквозная разрывная структура расположена восточнее и представляет собой близмеридиональную ветвь Главного надвига Загроса, сочленяющуюся на севере с Транскавказским поперечным разломом. На юге этот разлом по данным КС контролирует положение офиолитового пояса меридионального Курдистанского хребта, вулкана Арарат, вулканических меридиональных Джавахетского и Самсарского хребтов, плиоценовых гранит-порфиров и эффузивов верховья р. Чегем на северном склоне Кавказа, лакколитов Пятигорья. Рассмотренная структура представляет собой восточную границу Трансальпийского поперечного поднятия, на севере она близка к Ставропольско-Эльбрусскому по-

перечному поднятию, выделенному М. А. Кашкаем и Г. П. Тамразяном [1967 г.].

Ведущее место среди меридиональных сквозных РКС Кавказско-Таврского региона занимает Трансальпийское поперечное поднятие, расположенное между двумя выделенными по КС разломами на продолжении Аравийской плиты (рис. 7). Эта область испытала максимальное сжатие, распространившееся с юга от Восточного Тавра до Большого Кавказа и выразившееся в смещении к северу шарьяжей Восточного Тавра, в образовании аллохтонных пластин офиолитов, их сгущении, интенсивном двухстороннем сжатии Аджаро-Триалетской зоны, поднятии Грузинской глыбы, Центрального сегмента Большого Кавказа и Минераловодского выступа. В результате сдавливания образовалось поднятие, абсолютные отметки рельефа которого в целом на 1000 м выше по сравнению с примыкающими с запада и востока сегментами. Северный выступ Аравийской плиты также орографически приподнят и отмечен поднятиями — Диярбакырским, Мардинским и др. Следует отметить, что поперечное поднятие не ограничено строго отмеченными разломами, так как сжатие распространилось и за его пределы за счет одновременных раздвигающих усилий.

В пределах Трансальпийского поднятия под мегаблоком Центрального Кавказа отмечается относительный подъем верхней мантии, большой прогрев земной коры, наличие зоны низких скоростей верхней мантии, совпадающей с близмеридиональными полосами относительно приподнятого положения границы М. Поперечное поднятие хорошо вырисовывается в полях изостратических аномалий силы тяжести и горизонтах этих аномалий [Науменко В. В., 1981 г.].

В мезозойское время древние метаморфические образования ядра Большого Кавказа и локальных выступов на Малом Кавказе в зоне Трансальпийского поднятия и его восточного склона испытали диафторез в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Интенсивный метаморфизм характерен для пород офиолитовой ассоциации Амасии; метаморфизованы и нижнемеловые отложения Базумского хребта. Хотя в целом проявления мезозойского метаморфизма связаны с процессами тектонического скучивания, не ограниченного в своем проявлении Трансальпийским поднятием, преимущественная локализация молодого метаморфизма именно здесь свидетельствует о высокой термальной активности в это время. Развитие Трансальпийского поднятия намечается с доюрского или, во всяком случае, юрского времени, что выразилось в сокращении разреза юрской вулканогенной толщи островодужного типа и в появлении здесь, помимо вулканитов толеитовой серии, известково-щелочных вулканитов. В Дзирульском кристаллическом массиве и на выступах древнего фундамента на восточном фланге поднятия древние метаморфические образования интрудированы плагиогранитами юрского возраста. Натриевую специализацию имеют и меловые гранитоиды восточного склона поднятия.

Максимальная насыщенность магматическими продуктами характерна для восточного склона Трансальпийского поперечного поднятия. При этом для центральной зоны поднятия более характерен эффузивный магматизм четвертичного периода, а на его восточном склоне значительную роль играют интрузивные образования третичного возраста. В Малокавказском сегменте Трансальпийского поднятия магматическая деятельность проявлена значительно интенсивнее, нежели в сегменте Большого Кавказа.

Вдоль восточного склона Трансальпийского поперечного поднятия, главным образом в его кавказской части, образовалась зона растяжения, к которой приурочены многочисленные позднеэоценовые, миоцен-плиоценовые и позднеплиоценовые интрузии и экструзии различного состава, плиоцен-четвертичные вулканы линейного типа меридиональной и близмеридиональной ориентировки, образующие крупные вулканические нагорья. В зоне пересечения Трансальпийского поднятия с Аджаро-Триалетским рифтом локализуются малые интрузии тешенитов, монцонитов, сиенитов K — Na-типа, а на восточном фланге поднятия (на Малом Кавказе) — гранитоиды диорит-сиенитовой формации, малые интрузии габбро, диоритов, щелочных сиенитов. Отмечено повышение роли калия в продуктах магматизма, что характерно для режима растяжения в коре и должно свидетельствовать о значительной роли мантийного флюидного потока в петрогенезисе и металлогении.

Неоген-четвертичный этап на Кавказе характеризуется преобладанием вулканических и субвулканических фаций. В бортовых частях замкнувшихся палеогеновых прогибов Малого Кавказа в зоне их пересечения Трансальпийским поднятием проявляется неогеновый вулканизм андезит-дацит-липаритового состава в начальной стадии и андезито-базальтового — в заключительной. В четвертичное время он сменяется ареальным исключительно мощным глиноземистым вулканизмом среднекислого состава — от андезито-базальтов до дацитов. Большáя доля кислых продуктов, наличие игнимбритов отличают вулканизм этого района от синхронного вулканизма Варденисского хребта и Сюникского нагорья.

Таким образом, петрохимические особенности магматизма и проявления метаморфизма в пределах Трансальпийского поднятия и его восточного склона указывают на смену режимов глубинного петрогенезиса в течение мезозоя — кайнозоя от режима сжатия на фоне общего растяжения в регионе в мезозое с магматизмом натрового типа к режиму растяжения на фоне общего сжатия в регионе с эоцена до настоящего времени с калиево-натриевым и реже калиевым типом магматизма.

По геофизическим данным в пределах Малого Кавказа зона растяжения фиксируется разуплотнением земной коры, отсутствием корреляции промежуточных границ, четких отражений поверхности М, наличием большого числа коротких отражающих и дифрагирующих элементов, которые не характерны для всей остальной части сейсмического разреза по линии Волгоград — Нахичевань. Вдоль восточного склона поднятия расположены проявления цвет-

ных, редких и благородных металлов, связанные с позднеальпийской ТМА.

Харамино-Сальянский антиклинорий — близмеридиональная структура, расположен в юго-восточной части Большого Кавказа и протягивается от Куринской косы к побережью Каспия в район Дербента. Эта структура ориентирована вдоль параллельной ступени и является следующей, обращенной к Южно-Каспийской впадине, ступенью [56]. В пределах Нижнекуринской впадины эта структура контролирует ряд нефтеносных складок. Предполагается ее продолжение, как и Лагич-Кызылагачской ступени, к югу через акваторию Каспийского моря в пределы Центральноиранского массива. Другим крупным поперечным нарушением является меридиональный разлом, расположенный в основании Апшеронского полуострова и прослеживающийся вдоль побережья Каспийского моря. С разломом совпадает граница распространения продуктивной толщи, им срезаются складки, сложенные плиоценовыми и более древними отложениями, вдоль него наблюдается резкое изменение простирания складок. В южной части разлом отражен в меридиональной направленности изолиний глубин поверхности консолидированной коры.

В Кавказско-Таврском регионе по данным КС широко представлены близширотные и широтные сквозные системы нарушений трансконтинентального заложения, некоторые из них являются РКС. Эти структуры распространены по всей ширине Средиземноморского пояса, но наиболее интенсивно развиты в южной его части, включая северную мобильную часть Аравийской плиты, где достигают в ширину 200 км. Их трассируют широтные прогибы и поднятия фундамента. Они контролируют нефтегазоносные складки.

К этой системе нарушений относятся широтные разломы Курдистанского хребта, которые контролируют положение крупных вулканов Сахенд и Савалан (северо-западный Иран).

Выделенные по КС близширотные (восток-северо-восточные и запад-северо-западные) сквозные РКС развиты по всей ширине Средиземноморского складчатого пояса. В южной части Кавказско-Таврского региона они сгруппированы в зону шириной 60—70 км, прослеживающуюся от прогиба Аданы в Восточной Турции до Малого Кавказа серией поперечных разломов восток-северо-восточного простирания (70—80°), протягивающихся последовательно вдоль вулканического Варденисского хребта, широтного отрезка р. Арпа, Даралагезского и Баргушатского хребтов. Морфологически разломы этой зоны выражены глубокими прямолинейными долинами, уступами, зонами сгущения трещин, мелких разломов, сдвигов, горстов и грабенов. Они контролируют положение гранитоидных интрузий, месторождений и рудопроявлений в юго-восточной части малого Кавказа. Геофизическими методами эти разломы прослеживаются до границы М.

Сквозные РКС запад-северо-западного простирания не образуют хорошо выраженных систем подобно восток-северо-восточным.

Они прослеживаются по КС в виде единичных, порой весьма протяженных сквозных РКС, как, например, Северо-Анатолийский разлом, который, по данным авторов, протягивается в юго-восточную часть Малого Кавказа, где проявляется как крупный правый сдвиг (рис. 7). В пределах Большого Кавказа выявлено несколько сквозных РКС запад-северо-западного простирания, пересекающихся под острыми углами с разломами общекавказского простирания, как, например, с Пшекиш-Тырныаузским.

Сквозные РКС северо-восточного простирания немногочисленны. К наиболее крупным из них относится Пальмиро-Апшеронский линеамент, наиболее уверенно выделяемый по КС вдоль северо-восточного отрезка р. Аракс. Заложение Пальмиро-Апшеронского сквозного разлома произошло, по-видимому, в палеоцене как сингенетичного сброса, отделившего Малый Кавказ от Талыша. Амплитуда сброса только по отложениям эоцена составляет около 5000 м в районе Малого Кавказа [Ренгартен В. П., 1958 г.]. В послемеловое время вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома произошли крупные горизонтальные перемещения, приведшие к смещению Кафанского блока к западу и Талышского к востоку [39]. Смещение масс пород и структурных швов отражено в рельефе поверхности М и консолидированной коры, что свидетельствует о глубоком заложении сдвигов.

Данные о возрасте сквозных РКС немногочисленны, но тем не менее они позволяют судить о некоторых возрастных рубежах. Заложение крупных сквозных РКС, ограничивающих Трансальпийское поперечное поднятие, произошло, по-видимому, в юрское время (не исключается более раннее время), так как мощность юрских отложений уменьшается по мере приближения к поднятию. Как активная сквозная РКС Трансальпийское поднятие проявилось, начиная с верхнего эоцена до антропогена включительно, когда по всему поднятию проявились процессы позднеальпийской ТМА. Широтные и близширотные сквозные РКС проявились активно от верхнего эоцена до антропогена включительно. Верхнеэоценовый рубеж установлен по контролю восток-северо-восточными сквозными РКС гранитоидных интрузий и эндогенных месторождений Малого Кавказа. Антропогеновый возраст разрывных нарушений определяется по пересечению ими плиоцен-четвертичных лавовых покровов и по контролю вулканическими аппаратами.

Следует отметить интересную особенность сквозных РКС широтного и близширотного простираний. В западной части Кавказско-Таврского региона они являются продольными, контролирующими офиолитовые пояса, с которыми связаны проявления хрома. В восточной части, где Средиземноморский пояс изменяет свое простирание, они становятся поперечными, контролирующими (концентрирующими) гранитоидные интрузии, с которыми парагенетически связаны рудопроявления молибдена, меди, свинца, цинка, сурьмы и др.

Наиболее значительной по интенсивности магматической активности являются субширотная Алдано-Малокавказская зона, систе-

ма параллельных ей разломов Арпинской зоны и Присеванский разлом, контролирующие распределение эоцен-четвертичных магматических образований. Если в распределении и химизме среднеэоценовых вулканогенных комплексов влияние этой зоны не проявляется, то в отношении позднеэоценовых и более молодых интрузивных образований и четвертичного вулканизма это влияние проявляется четко. На Малокавказском отрезке данной РКС в Айоцдзоре сосредоточено большое число верхнеэоценовых и олигоценовых малых интрузий монцонитов, сиенитов, эссекситов и диоритов, а также кольцевых структур, связанных, по-видимому, с не вскрытыми эрозией телами подобного состава. С субширотными и оперяющими их разломами связана интенсивная гидротермальная переработка пород, проявленная чаще всего в виде аргиллизации. Здесь же, а также в Варденисском хребте и на Сюникском нагорье субширотные разломы контролируют распределение четвертичных вулканитов базальт-андезитового состава. Восточнее, в Карабахском хребте, зона концентрирует сравнительно немногочисленные малые интрузии диоритов, гранодиоритов и монцонитов эоцена—олигоцена. Наиболее крупным в Алдано-Малокавказской РКС является Далидагский интрузив, сложенный породами монцонит-сиенит-диоритовой формации верхнего эоцена, а крупнейший в Армении Мегринский батолит того же состава контактирует с южной границей РКС. Обращает на себя внимание сходство составов малых интрузий Айоцдзора, Далидагской интрузии и пород Мегринского батолита, их одновозрастность, сходная геохимическая специализация, однотипный калиевый метасоматоз, связанный с этими породами. Это обстоятельство указывает на единый механизм фракционирования магмы в зоне РКС, а присутствие щелочных и субщелочных пород с повышенным содержанием калия, железа, магния и кальция указывает на глубинный источник вещества (нижняя часть меланократовой коры) и существенное влияние мантийных флюидов на образование магматических пород.

В отличие от Трансальпийского поднятия, четвертичные вулканиты Айоцдзора и Сюникского нагорья соответствуют базальт-андезитовой формации глиноземистого класса, причем встречаются как амфиболовые, так и пироксеновые разности (в то время как на Трансальпийском поднятии — двупироксеновые).

Из приведенных выше двух примеров отчетливо проявляется роль секущих ослабленных зон как концентраторов магматических образований со своеобразным кóрово-мантийным источником вещества, причем доля корового и мантийного субстрата может меняться как во времени, так и в пространстве, что накладывает свой отпечаток на металлогеническую специализацию и тип оруденения на разных участках РКС и для различных возрастных интервалов. Тектоническое районирование позволило по-новому подойти к выявлению областей позднеальпийской тектоно-магматической активизации.

Позднеальпийская ТМА Кавказа развивалась на разных этапах синхронно с тектоно-магматической активизацией Восточных Родоп (эоцен) и Трансильвании (плиоцен-четвертичное время). На КС отразились все признаки позднеальпийской ТМА: разломная тектоника, сводово-глыбовые поднятия, зоны растяжений, сдвигов, сжатий, кольцевые и овальные структуры, интенсивное развитие интрузивного магматизма и вулканизма центрального и трещинного типа, наложенные прогибы, блоки, сквозные разломы и др. (рис. 4). Собственно позднеальпийский этап ТМА с образованием гетерогенно-блоковых структур и гранитоидных интрузий начался в эоцене, когда после непродолжительной паузы возобновилась вулканическая активность в различных регионах Средиземноморского пояса (Трансильвания, Родопы, Малый Кавказ, Эльбурс, Центральный Иран). Ее проявление выразилось в образовании наложенных на консолидированное основание прогибов, сложенных вулканогенно-осадочными отложениями, в формировании интрузий габбро-диорит-сиенитовой формации, щелочных сиенитов и гранитоидов олигоценового и миоценового возраста, в возобновлении тектонических движений с конца среднего эоцена, вызванных региональным сжатием [Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., 1979 г.; Твалчрелидзе Г. А., 1980]. Это процесс, обратный по своей направленности геосинклинальному развитию и приведший к деструкции земной коры, Г. А. Твалчрелидзе и В. В. Панцулая [1973 г., 1982 г.] считают проявлением ТМА в позднеальпийской истории развития Средиземноморского пояса.

Новая, еще более мощная вспышка вулканической и тектонической активности, относится к концу миоцена, плиоцену и четвертичному времени. Наиболее интенсивно эта активность проявилась в пределах Трансальпийского поднятия и Малого Кавказа, а за пределами складчатого пояса охватила северную часть Аравийской плиты (до 36° с. ш.) и распространилась далее на юг вдоль Западно-Аравийской рифтовой системы, а также к северу от рифта Красного моря. Проявление позднемиоценового андезито-базальтового вулканизма в Кавказско-Таврском сегменте является исключительным по масштабам в пределах всего Альпийского пояса. С этой стадией связано формирование плиоценовых гранитоидных интрузий Центрального сегмента Большого Кавказа, а также мелких субвулканических и экструзивных массивов в районе Минеральных Вод и в Нахичевани. Состав вулканических продуктов постепенно изменялся от средних или кислых к основным или средним при снижении роли эксплозивных извержений [Милановский Е. Е., Короновский Н. В., 1973 г.].

В Закавказье и на Малом Кавказе проявились различные формы ТМА, которые можно отнести к трем типам: рифтогенному, гетерогенно-блоковому и приразломному, отраженному в срединных массивах. Как известно, общепринятый репер для установления начала процессов ТМА отсутствует, поэтому указанная систематика и ее применение к исследуемому региону не лишены некоторой условности. На раннем этапе (в мелу) позднеальпийская ТМА проявилась заложением рифтогенных прогибов (Аджаро-Триалетская, Талышская зоны).

Основная роль в центральной части Малого Кавказа принадлежит гетерогенно-блоковой ТМА, наиболее ярко отраженной на КС, с заложением разнонаправленных эоценовых прогибов, с накоплением вулканогенно-осадочных отложений большой мощности. Позднеальпийская ТМА наиболее ярко проявилась здесь с конца среднего эоцена, когда в условиях интенсивного сжатия со стороны внешних плит произошло омоложение древних и образование новых поперечных разломов. К этому же времени относится начало проникновения магматических расплавов, давших начало гранитоидной вулкано-плутонической и субаэральной вулканогенной андезито-базальтовой формациям, которые Г. А. Твалчрелидзе и В. В. Панцулая [46] склонны считать проявлением ТМА.

В течение олигоцена—антропогена Малый Кавказ испытал интенсивное поднятие. Проявление олигоцен-антропогеновой ТМА четко фиксируется образованием отраженных на КС сводово-глыбовых поднятий, крупных сдвигов, кольцевых структур, поперечных разломов. Процесс активизации выразился в формировании комплекса изверженных пород от абиссальных до субвулканических и эффузивных в течение четырех стадий: раннего—среднего олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена [55]. С олигоценовой и миоценовой стадиями связано образование крупных монцонит-гранодиоритовых интрузий юга Малого Кавказа с образованием месторождений медно-молибденовой формации порфирового типа.

К гранитоидным интрузиям раннего миоцена приурочен ряд промышленных медно-молибденовых месторождений Зангезурского района (Мегринский батолит, крупнейший на Кавказе). Плутон сложен породами сиенитового (монцонит, габбро) и гранодиоритового (порфир-граниты, банатиты, габбро-диориты) рядов, образовавшимися в течение двух фаз.

С поздней стадией (плиоцен—антропоген) связано образование наземных вулканических излияний, малых интрузий пестрого состава с месторождениями сурьмяно-ртутной, реальгар-аурипигментовой, жильной кварц-галенит-сфалеритовой и других рудных формаций [Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В., 1973 г., 1982].

Дешифрирование КС, проведенное в комплексе с геологическими, металлогеническими и геофизическими данными, позволило выделить области различных стадий позднеальпийской ТМА в пределах восточной части Средиземноморского пояса. Граница области полного этапа развития позднеальпийской ТМА (K—Q) охватывает Трансальпийское поперечное поднятие вместе с областью гетерогенного строения Малого Кавказа. Северный выступ Аравийской плиты рассматривается как подобласть переработки новейшей стадии позднеальпийской ТМА (N—Q). В пределах Центрального Ирана и Южного Эльбурса оконтурена область ранней стадии (P_2), проявившейся заложением вулканогенных прогибов базальт-андезит-дацитовой формации. В Западном сегменте Большого Кавказа позднеальпийская ТМА проявилась ртутной минерализацией (ртутный пояс) новейшей стадии (N—Q).

С позднеальпийской ТМА в Кавказско-Таврском сегменте связано образование многочисленных эндогенных месторождений, в распространении которых отмечается определенная закономерность. В пределах Большого Кавказа они сосредоточены вдоль восточного склона Трансальпийского поперечного поднятия и представлены месторождениями вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка и ртути. Эта закономерность сохраняется в целом и для Малого Кавказа, где большинство месторождений позднеальпийской ТМА, представленных медно-молибден-порфировым, медно-полиметаллическим жильным, полиметаллическим и сульфидным, свинцово-цинковым стратиформным, ртутным и сурьмяно-мышьяковым типами, приурочено к активизированной северной периферии Иранской плиты (Армянская складчатая зона, Иранский Карадаг). К западу от Трансальпийского поднятия месторождения позднеальпийской ТМА (свинцово-цинковые, сурьмяно-мышьяковые, ртутные и др.) приурочены к Восточному Понту и Анатолийскому массиву; в пределах Большого Кавказа к западу от поднятия позднеальпийская ТМА представлена исключительно ртутными месторождениями, не имеющими видимой связи с интрузивными или субвулканическими образованиями.

В заключение отметим следующее. По данным анализа КС в комплексе с геолого-геофизическими данными в пределах восточной части Средиземноморского пояса выделены разнопорядковые области и зоны сжатия, растяжения и сдвигов. Наиболее обширная область позднеальпийской ТМА приурочена к Трансальпийскому поперечному поднятию, включая Малый Кавказ. Сжатию

предшествовало растяжение, проявившееся в формировании трогов с корой океанического типа и вулканогенных прогибов.

На КС континентального УГ области зоны сжатия выражены дугообразными изгибами эшелонированных (Восточный Тавр, Анатолия, Аджаро-Триалетия) или единичных (Эльбурс) структур. Зоны растяжения характеризуются светлым тоном и однообразным рисунком изображения (Куринская впадина). Сдвиги отражены смещением морфоструктур, их сдавливанием, сменой рисунка изображения.

Структурное районирование на региональном УГ (на примере Малого Кавказа)

Для изучения структуры Малого Кавказа и составления тектонической и тектоно-металлогенических схем были использованы в основном КС «Космос» и «Ландсат», фотосхемы, составленные по данным КС, а также геологические, металлогенические, тектонические карты масштаба 1 : 1 000 000—1 : 500 000, профили ГСЗ и другие данные о глубинном строении.

В отличие от предыдущих исследований, по данным КС Малый Кавказ не выделяется как самостоятельный структурный элемент, а подразделяется на два мегаблока, характеризующиеся существенными различиями. Северный геоблок принадлежит геоблоку Закавказской плиты и отчленяется от Рионо-Куринской депрессии Предмалокавказским глубинным разломом. Южный геоблок является северной периферией Иранского срединного массива и проведение его южной границы по р. Аракс носит условный характер. Вся южная область характеризуется гетерогенным строением, хорошо отраженным на КС.

Традиционно на Малом Кавказе выделяются Аджаро-Триалетская, Сомхето-Карабахская, Севано-Акеринская, Кафанская, Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская, Приараксинская, Талышская СФЗ (Ш. А. Азизбеков, А. А. Габриелян, Г. А. Твалчрелидзе и др.). К. Н. Паффенгольц объединяет Мисхано-Зангезурскую и Еревано-Ордубадскую зоны в одну Армянскую зону, справедливо считая, что выделение двух первых носит условный характер.

В современном структурном плане СФЗ не образуют единой взаимосвязанной системы, поэтому их соотношения до настоящего времени остаются дискуссионными. Они также существенно отличаются по своей внутренней структуре, что особенно хорошо видно на КС и свидетельствует о различной геодинамической обстановке их образования. Наиболее дислоцированной является Аджаро-Триалетская зона. Ее положение в структуре Кавказа и генезис дискуссионны в связи с тем, что она расположена обособленно от других геосинклинальных зон, сложенных более древними отложениями, заложилась в конце нижнемелового времени и закончила геосинклинальную стадию развития в конце палеогена; она отличается единообразием слагающих ее в основном вулкано-

генных отложений эоцена большой мощности (суммарная мощность верхнемеловых и палеогеновых отложений превышает 6000 м). В ядрах антиклиналей местами выступает сенон. Некоторые исследователи рассматривают ее как замкнувшийся в результате тангенциального сжатия рифт, западное продолжение которого расположено в пределах Черноморской впадины [Адамия Ш. А. и др., 1981 г.]. Современная структура Аджаро-Триалетской зоны является следствием интенсивного двухстороннего меридионального сжатия с опрокидыванием складок и движением масс к северу и югу. Она характеризуется пестрым рисунком фотоизображения, отражающим резко расчлененный рельеф.

Юго-восточнее расположена основная часть Малого Кавказа — сложное складчато-блоковое сооружение, характеризующееся большим разнообразием структур. В целом, в пределах этой части можно выделить линейные СФЗ — Сомхето-Карабахскую и Севано-Акеринскую, расположенные на северо-востоке, и обширную область гетерогенного строения на юго-западе, которая по фациям и формам тектоники составляет единое целое с зоной (областью) срединных массивов. На КС эта область выражается, как гетерогенная с массивными формами рельефа (рис. 6).

Границы крупных СФЗ контролируются разломами и характером сочленения на КС. Наиболее уверенно выделяются внешние границы по резкой смене характера рельефа. Такие границы четко отделяют, например, Аджаро-Триалетскую СФЗ от области гетерогенного строения. Менее уверенно определяется внешняя граница в случае наложения молодых межгорных впадин на горно-складчатые сооружения (граница Сомхето-Карабахской зоны и Куринской впадины), когда тектонический шов оказывается перекрытым новейшей молассой. Здесь граница межгорной впадины со СФЗ устанавливается по различному характеру рисунка и тону фотоизображения поверхности молассы с учетом географических данных (Предмалокавказский глубинный разлом).

Как показывает анализ КС, все крупные СФЗ не переходят по простиранию одна в другую, а сочленяются по зонам разломов под различными углами. Аджаро-Триалетская зона сочленяется с Сомхето-Карабахской под углом 50° по разлому, ограничивающему с юга Аджаро-Триалетскую зону, Севано-Акеринская и Сомхето-Карабахская сочленяются по Мровдагскому надвигу.

Сомхето-Карабахская зона смещена в широтном направлении по двум правосторонним сдвигам: Кельбаджарскому, смещающему Мровдагский и Карабахский надвиги, и выявленному более южному, названному Джебраилским, вдоль которого произошло смещение Кафанской зоны (блока). Амплитуда смещения по Кельбаджарскому сдвигу составляет 10—12 км (рис. 6).

Вопрос сочленения Сомхето-Карабахской, Кафанской и Талышской зон является одним из ключевых для юго-восточной части Малого Кавказа, в пределах Сомхето-Карабахской зоны выделена зона дробления шириной около 10 км и протяженностью в несколько десятков километров (рис. 6, 7). Она как бы окаймляет

Сомхето-Карабахскую зону с юга и трассируется в направлении северо-западной границы Кафанского блока, где хорошо известны поперечные дислокации в долине р. Воротан. Зона дробления выражена системой чешуйчатых надвигов, сдвигов и сбросов в отложениях кампана и сантона, осложняющих только краевую часть Сомхето-Карабахской зоны. Здесь пласты резко запрокинуты, стоят на «головах», тогда как в более внутренних частях, сложенных верхнемеловыми отложениями, залегают спокойно, моноклинально, с небольшими углами падения. По геофизическим данным гравитационный максимум соответствует Кафанскому блоку, на северо-западе наблюдается спокойное относительно пониженное гравитационное поле.

Эти обстоятельства, с учетом идентичности состава и геологического строения обеих зон, свидетельствуют, что Кафанский блок, по крайней мере до верхнего мела включительно, составлял единый геосинклинальный прогиб с Сомхето-Карабахским или являлся краевой частью более обширного прогиба. Время смещения Кафанского блока может быть определено как послепалеоценовое, поскольку девонские образования, лежащие в основании Кафанского блока, надвинуты на среднеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения Армянской зоны. Амплитуда смещения Кафанского блока составляет не менее 50 км по соотношению Карабахского и Хуступ-Гиратахского надвигов. Юго-восточное продолжение Сомхето-Карабахско-Кафанской зоны, по-видимому, погружено в юго-восточном направлении от Пальмиро-Апшеронского разлома. Во фронтальной юго-западной его части образовались структуры сжатия, отраженные в характере дислоцированности девонских отложений.

Как показал анализ КС, характерной особенностью современной структуры Малого Кавказа является то, что в его пределах выделяются два крупных структурно-формационных комплекса (или мегаблока), представленные соответственно Аджаро-Триалетской и Сомхето-Кафанской структурно-формационными зонами и обширной областью гетерогенного строения, расположенной к югу от них, являющейся северной периферией Иранской плиты.

В результате неоднократно накладывающихся процессов позднеальпийской ТМА современная структура области гетерогенного строения приобрела сложный облик. На тектонической схеме (рис. 7) показаны продольные разломы первого и второго порядка, выполняющие роль тектонических швов, сквозные поперечные, косопоперечные или диагональные разломы или их фрагменты первого и второго порядка, региональные разрывные нарушения третьего порядка. Морфогенетические характеристики разломов и подтверждение их геолого-геофизическими данными отражены навесными и усложняющими линию знаками.

На КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» эти разломы имеют различные дешифровочные признаки в зависимости от геологических условий и особенностей рельефа. В пределах геосинклинально-складчатых систем Севано-Акеринской и Аджаро-Триалетской,

продольные разрывные нарушения выявляются по смене форм горного рельефа при наличии вдоль них различных по знаку тектонических движений. Поперечные разрывные нарушения уверенно трассируются по цепочкам антецедентных долин, гребням и другим линейным формам рельефа. В пределах областей блоковой структуры по линейным формам рельефа, долинам, уступам и другим оро- и гидрографическим элементам уверенно выделяются разломы разного порядка различных направлений.

Среди продольных преобладают установленные ранее и предполагаемые по геолого-геофизическим данным разломы, уточненные дешифрированием. Поперечные разрывные нарушения в подавляющем большинстве выявлены по КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» с учетом данных, полученных при дешифрировании КС «низкого разрешения» (рис. 7).

Продольные разломы I-го порядка разграничивают наиболее крупные структуры, например, Куринскую и Рионскую впадины, от Большого и Малого Кавказа (Легхумский и Предмалокавказский). На КС «Космос» они дешифрируются фрагментарно под четвертичной молассой по смене рисунка и тона изображения. Разломы второго порядка являются границами СФЗ общекавказского простирания и дешифрируются по смене крупных форм рельефа (Мровдагский, Карабахский, Хуступ-Гиратахский), либо по хорошо выраженным уступам. Уверенно в ряде случаев выделяются продольные разломы и грабены — разломы третьего порядка — образующие линейные горсты внутри СФЗ. Труднее дешифрируются продольные надвиги третьего порядка, образующие линейные горсты внутри СФЗ, а также продольные надвиги третьего порядка, выявляемые при наиболее благоприятных условиях по пологому изгибу их фронтальных частей. Продольные разломы являются унаследованными длительно развивающимися структурами, прошедшими сложную историю развития, завершившуюся, как правило, образованием надвигов или поддвигов (Карабахский, Хуступ-Гиратахский и др.), а в условиях наиболее интенсивного сжатия — шарьяжей (Аджаро-Триалетская зона). Поперечные разломы, среди которых большу́ю роль играют сквозные, выявляемые по КС большого обзора и низкого разрешения, представлены на КС «Космос» и «Ландсат» их элементами, образующими прерывающиеся по простиранию зоны различной ширины и протяженности. Характерной особенностью поперечных линеаментов является то, что они образуют устойчивые системы разных простираний, охватывающие по ширине весь Средиземноморский пояс (рис. 5).

Эти системы детально охарактеризованы ранее по материалам КС [39]. В пределах Малого Кавказа по результатам дешифрирования КС среди выявленных поперечных разломов преобладают сдвиги, которые по своему типу аналогичны трансформным разломам с присущими им особенностями тектонических движений (рис. 6). Механизм движения по трансформным разломам определялся при совместной интерпретации изображения КС «Космос», «Ландсат» и геологической обстановки.

Известно, что первоначально трансформные разломы были выявлены в океанических хребтах. В дальнейшем их стали выделять в структурах континентов, чему способствовали такие специфические особенности трансформных разломов, как их поперечное положение к срединноокеаническим хребтам и рифтовым зонам, больша́я протяженность и другие признаки [Шерман С. И., 1981 г.]. Следует отметить, что в геологической литературе с одинаковой значимостью и практически на равных основаниях стали использоваться термины сдвиг, трансформный и поперечный разлом, причем два последних часто употребляются как синонимы, чем грубо нарушается критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур.

Трансформные разломы, пересекающие срединные океанические хребты, имеют относительно простое строение за счет их молодого возраста и малой мощности океанической коры. Их аналоги на континентах выражены менее отчетливо, что объясняется большей мощностью континентальной коры, сложностью ее строения и изменчивостью физических параметров по вертикали.

Выделенные широтные трансформные разломы Малого Кавказа (рис. 6) по простиранию переходят в зоны растяжения или сжатия, расположенные субмеридионально. Зонами растяжения являются: (с севера на юг) Самсарский, Джавахетский, Гегамский, Сюникский (Карабахский) вулканические хребты, выраженные трещинами глубокого мантийного заложения, заполненными излившимися на поверхность неоген-четвертичными лавами андезито-базальтового (на юге) и липарито-дацитового (на севере) состава. Наиболее глубокие расколы возникли в жесткой Иранской субплатформе (базальтоидные лавы четвертичного возраста Гегамского и Сюникского линейно вытянутых нагорий).

Зоны растяжения рассматриваются в сочетании с трансформными разломами как молодые рифтогенные структуры незавершенного развития. Согласно существующим представлениям, далеко не всегда рифтогенный процесс приводит к полному разрыву плиты, к раздвижению образовавшихся частей и созданию океанического бассейна [Иванов С. Н., 1980 г.]. Для Малого Кавказа характерно разуплотнение земной коры, отсутствие коррелируемых промежуточных границ, прослеживаемых на большое расстояние на Большом Кавказе, наличие большого числа коротких разноориентированных отражающих и дифрагирующих элементов, что подтверждает представления о гетерогенности структуры в противоположность слоистой коре Большого Кавказа — рис. 6. То же относится и к границе М, которая по сравнению с Большим Кавказом не дает четких отражений. Земная кора Малого Кавказа отличается и несколько меньшей мощностью. Для отмеченной рифтогенной зоны характерно повышенное значение теплового потока [56].

Перечисленные особенности земной коры Малого Кавказа свидетельствуют о наличии деструктивных процессов, ведущих к образованию областей ТМА и рифтогенеза.

продольные разрывные нарушения выявляются по смене форм горного рельефа при наличии вдоль них различных по знаку тектонических движений. Поперечные разрывные нарушения уверенно трассируются по цепочкам антецедентных долин, гребням и другим линейным формам рельефа. В пределах областей блоковой структуры по линейным формам рельефа, долинам, уступам и другим оро- и гидрографическим элементам уверенно выделяются разломы разного порядка различных направлений.

Среди продольных преобладают установленные ранее и предполагаемые по геолого-геофизическим данным разломы, уточненные дешифрированием. Поперечные разрывные нарушения в подавляющем большинстве выявлены по КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» с учетом данных, полученных при дешифрировании КС «низкого разрешения» (рис. 7).

Продольные разломы I-го порядка разграничивают наиболее крупные структуры, например, Куринскую и Рионскую впадины, от Большого и Малого Кавказа (Легхумский и Предмалокавказский). На КС «Космос» они дешифрируются фрагментарно под четвертичной молассой по смене рисунка и тона изображения. Разломы второго порядка являются границами СФЗ общекавказского простирания и дешифрируются по смене крупных форм рельефа (Мровдагский, Карабахский, Хуступ-Гиратахский), либо по хорошо выраженным уступам. Уверенно в ряде случаев выделяются продольные разломы и грабены — разломы третьего порядка — образующие линейные горсты внутри СФЗ. Труднее дешифрируются продольные надвиги третьего порядка, образующие линейные горсты внутри СФЗ, а также продольные надвиги третьего порядка, выявляемые при наиболее благоприятных условиях по пологому изгибу их фронтальных частей. Продольные разломы являются унаследованными длительно развивающимися структурами, прошедшими сложную историю развития, завершившуюся, как правило, образованием надвигов или поддвигов (Карабахский, Хуступ-Гиратахский и др.), а в условиях наиболее интенсивного сжатия — шарьяжей (Аджаро-Триалетская зона). Поперечные разломы, среди которых большу́ю роль играют сквозные, выявляемые по КС большого обзора и низкого разрешения, представлены на КС «Космос» и «Ландсат» их элементами, образующими прерывающиеся по простиранию зоны различной ширины и протяженности. Характерной особенностью поперечных линеаментов является то, что они образуют устойчивые системы разных простираний, охватывающие по ширине весь Средиземноморский пояс (рис. 5).

Эти системы детально охарактеризованы ранее по материалам КС [39]. В пределах Малого Кавказа по результатам дешифрирования КС среди выявленных поперечных разломов преобладают сдвиги, которые по своему типу аналогичны трансформным разломам с присущими им особенностями тектонических движений (рис. 6). Механизм движения по трансформным разломам определялся при совместной интерпретации изображения КС «Космос», «Ландсат» и геологической обстановки.

Известно, что первоначально трансформные разломы были выявлены в океанических хребтах. В дальнейшем их стали выделять в структурах континентов, чему способствовали такие специфические особенности трансформных разломов, как их поперечное положение к срединноокеаническим хребтам и рифтовым зонам, больша́я протяженность и другие признаки [Шерман С. И., 1981 г.]. Следует отметить, что в геологической литературе с одинаковой значимостью и практически на равных основаниях стали использоваться термины сдвиг, трансформный и поперечный разлом, причем два последних часто употребляются как синонимы, чем грубо нарушается критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур.

Трансформные разломы, пересекающие срединные океанические хребты, имеют относительно простое строение за счет их молодого возраста и малой мощности океанической коры. Их аналоги на континентах выражены менее отчетливо, что объясняется большей мощностью континентальной коры, сложностью ее строения и изменчивостью физических параметров по вертикали.

Выделенные широтные трансформные разломы Малого Кавказа (рис. 6) по простиранию переходят в зоны растяжения или сжатия, расположенные субмеридионально. Зонами растяжения являются: (с севера на юг) Самсарский, Джавахетский, Гегамский, Сюникский (Карабахский) вулканические хребты, выраженные трещинами глубокого мантийного заложения, заполненными излившимися на поверхность неоген-четвертичными лавами андезито-базальтового (на юге) и липарито-дацитового (на севере) состава. Наиболее глубокие расколы возникли в жесткой Иранской субплатформе (базальтоидные лавы четвертичного возраста Гегамского и Сюникского линейно вытянутых нагорий).

Зоны растяжения рассматриваются в сочетании с трансформными разломами как молодые рифтогенные структуры незавершенного развития. Согласно существующим представлениям, далеко не всегда рифтогенный процесс приводит к полному разрыву плиты, к раздвижению образовавшихся частей и созданию океанического бассейна [Иванов С. Н., 1980 г.]. Для Малого Кавказа характерно разуплотнение земной коры, отсутствие коррелируемых промежуточных границ, прослеживаемых на большое расстояние на Большом Кавказе, наличие большого числа коротких разноориентированных отражающих и дифрагирующих элементов, что подтверждает представления о гетерогенности структуры в противоположность слоистой коре Большого Кавказа — рис. 6. То же относится и к границе М, которая по сравнению с Большим Кавказом не дает четких отражений. Земная кора Малого Кавказа отличается и несколько меньшей мощностью. Для отмеченной рифтогенной зоны характерно повышенное значение теплового потока [56].

Перечисленные особенности земной коры Малого Кавказа свидетельствуют о наличии деструктивных процессов, ведущих к образованию областей ТМА и рифтогенеза.

Механизм движений по выделенным трансформным разломам выражается наиболее полно в юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 6, 7). Просеванский трансформный разлом прослеживается в близширотном направлении через хр. Агридаг, сложенный офиолитами, южный берег оз. Севан в пределы Куринской впадины. Вдоль него произошли право- и левосторонние движения блоков, приведшие к раскрытию (растяжению) поперечных к их простиранию трещин, послуживших каналами для подъема мантийного вещества. На КС «Космос» и «Ландсат» зоны растяжения отражены в виде полого холмистых линейных лавовых нагорий с полосчатым рисунком фотоизображения лавовых потоков. Блоки *А* и *Б*, расположенные к северу от трансформного разлома, имели разнонаправленные движения, что привело к лево- и правосторонним сдвигам по одну сторону от разлома. Аналогичная картина отражает движение южных блоков *Г* и *Д* (рис. 6). Движения блоков в активной части между зонами растяжения имели по обе стороны от трансформного разлома разнонаправленный характер, а к западу и к востоку от них эти движения происходили в одном направлении с разной относительной скоростью. Последнее обстоятельство обусловлено движением Сомхето-Карабахской зоны к западу с различной амплитудой в ее поперечных сегментах. Граница двух таких сегментов (*В*, *Е*) проходит по Кальбаджарскому сдвигу, являющемуся элементом рассматриваемого трансформного разлома. Направление движения в блоке *Д* вдоль пассивной части трансформного разлома меняется на противоположное в связи с большей скоростью движения к западу блока *Е* относительно блока *В*.

Более сложный характер движения имел место вдоль Нахичевано-Воротанского близширотного трансформного разлома, где к северу и югу от него структура резко различна. К северу движение блоков *Г* и *Д* происходило в разных направлениях по аналогии с Присеванским разломом. К югу движения вдоль Начихевано-Воротанского разлома были, по крайней мере в завершающей стадии, исключительно правосторонними, что привело к образованию структур сжатия, сокращению блоково-складчатого пространства и расширению межгорной Куринской впадины.

Результатом сжатия явилось поднятие и денудация Зангезурского блока, в результате чего оказался выведенным на дневную поверхность крупный Мегри-Ордубадский плутон с богатым медно-молибденовым оруденением.

Интенсивные тектонические движения активизационного и орогенного этапов, приведшие к образованию густой сети разломов разнообразного простирания, сформировали современную мозаичную блоковую структуру обширной зоны гетерогенного строения. Одним из основных элементов этой структуры являются опущенные или поднятые блоки различной формы, размеров, строения, которые хорошо выделяются на КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» (рис. 6). Блоковые структуры более интенсивно проявлены в юго-восточной части Малого Кавказа. Северо-Западная часть, перекрытая в основном плиоцен-четвертичными лавами, имеет более выровненное строение.

По данным геофизических исследований Б. М. Меликсетяна и других [37], наиболее мощная земная кора отмечается к югу от оз. Севан (бассейн р. Арпа); к юго-востоку и северо-западу мощность коры сокращается. Вероятно, с этим обстоятельством и связано то, что в юго-восточной части с более локальным развитием лав расположено максимальное количество складчато-глыбовых структур. В этой части в размещении блоков наблюдается некоторая закономерность: они образуют зоны, ориентированные в близширотном или широтном направлении. На эти зоны наложен удлиненный опущенный блок в виде Приараксинской впадины.

Ряд блоков контролируется Алдано-Малокавказской зоной ВСВ-простирания. Западный блок этого ряда расположен на иранской территории и примыкает с юга к вулкану Арарат. Он имеет изометричную форму, хорошо выраженную в рельефе на фоне окружающих впадин. В строении блока участвуют палеозойские терригенно-карбонатные породы, неогеновые экструзии, олигоцен-миоценовые отложения (во внутренних опущенных блоках). Восточным продолжением этого блока является палеозойское (средний девон—карбон) поднятие Волчьих Ворот, расположенное в Приараксинской впадине. Далее к востоку расположена южная часть удлиненного блока северо-западного простирания, сложенного терригенно-карбонатными породами от верхнего девона до триаса и представляющего собой мозаику удлиненных блоков более высокого порядка. Поперечные разломы отражены в тектонических контактах отложений палеогена и верхнего мела, верхнего мела и триаса.

Следующий ряд блоков расположен на юге Малого Кавказа и представлен тремя последовательно расположенными Джульфинским, Зангезурским и Кафанским — рис. 7. Примыкающий к Зангезурскому блоку с востока Кафанский блок надвинут на него по Хуступ-Гиратахскому разлому.

В северной части Малого Кавказа число блоков существенно меньше по сравнению с южной частью. К западу от оз. Севан расположен Арзакан-Апаранский блок, сложенный метаморфическими породами докембрия—палеозоя, он отчетливо выделяется по формам рельефа на КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат».

В пределах Малого Кавказа и его южного обрамления широко развиты кольцевые структуры различного диаметра, установленные В. З. Сахатовым ранее [39]. Диаметр их измеряется от 3 до 45 км. Эти структуры уверенно дешифрируются на КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» по положению кольцевых и овальных линеаментов (рис. 6). Распространены они в различных по возрасту и составу отложениях, но преимущественно приурочены к вулканогенным, вулканогенно-осадочным и интрузивным формациям. Концентрации кольцевых и овальных структур, располагающихся обычно группами, различна по площади. Могут быть выделены районы, сосредоточения основной массы кольцевых структур.

Один из них охватывает восточную часть Карского вулканического нагорья. Другая группа кольцевых структур занимает пространство к югу от оз. Севан до широтного отрезка р. Воротан. Крупные кольцевые и дугообразные структуры располагаются также в пределах Дзирульского массива и Аджаро-Триалетской зоны.

Выделено несколько типов кольцевых и овальных структур, различающихся по морфологии и генезису: вулкано-плутонические со вскрытыми (или не вскрытыми) эрозией интрузиями (40 км); вулканы щитовые (20—50 км в поперечнике); структуры неопределенного генезиса; куполовидные поднятия с несколькими вулканическими центрами. Наибольшим распространением среди кольцевых структур пользуются крупные плиоцен-четвертичные вулканы центрального типа, имеющие конусовидную форму. По данным дешифрирования КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» выделено несколько таких вулканических построек, диаметром от 20 до 50 км.

Из крупных кольцевых и овальных структур, генезис которых может быть определенно установлен как вулкано-плутонический, выявлено по КС две. Одна из них, диаметром 40 км, расположена в восточной части Карского нагорья у Восточного Понта. В центральной части структуры выходит массив ультраосновных пород. Другая структура расположена в среднем течении р. Арпа. Она выражена отрицательной эрозионной формой рельефа, дешифрируемой на КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат». Внутри кольцевой структуры выделяются мелкие кольца диаметром 3—4 км. Сложена структура среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, в центре ее эрозионными процессами вскрыты мелкие интрузии пестрого состава от габбро до граносиенитов. В северной части расположен средне-верхнечетвертичный вулкан и образованный им поток андезито-базальтов. Выявлены также мелкие, диаметром 5—7 км, кольцевые структуры вулкано-плутонического генезиса, расположенные в бассейнах рек Воротан, Акстафа, Дебед и в других районах.

Наиболее крупные кольцевые структуры плутоногенного генезиса выделяются в районе рек Дебед и Акстафа, где с ними связываются среднеюрско-нижнемеловая плагиогранитная, габбро-диорит-гранитная и другие интрузивные формации. В Кафанской СФЗ с кольцевой структурой связана Цавская интрузия. В распределении интрузий ТМА отмечается определенная закономерность, отличающаяся по своим особенностям для юго-восточной и северо-западной частей Малого Кавказа. В юго-восточной его части интрузии гранодиорит-гранитной и габбро-монцонит-гранитной формаций приурочены главным образом к бортам зоны растяжения, представленной на поверхности полосой плиоцен-четвертичного вулканизма (рис. 7). На двух участках — в бассейне р. Арпа и в Зангезурском блоке интрузивные и субвулканические тела разнообразного состава проникают далеко на запад вдоль пересекающих зону растяжения сквозных разломов.

В северной части Малого Кавказа интрузии позднеальпийской ТМА преимущественно габбро-диорит-гранитной и меньше габбро-

монцонит-гранитной формации сконцентрированы в основном в полосе выхода эоценовых вулканогенно-осадочных отложений в бассейнах рек Акстафа, Дебед, Мармарик. Здесь проходит мощная зона выявленных по КС разломов (шириной до 40 км) ВСВ-простирания, пересекающаяся с известными и выявленными разломами СЗ- и ЗСЗ-простирания. Несколько мелких интрузий гранит-гранодиоритной формации расположено вдоль контакта с Самхето-Карабахской зоной в эоценовых и мезозойских отложениях.

С помощью КС выявлены разнопорядковые блоковые и кольцевые структуры и ограничивающие их или контролирующие разломы, которые позволяют на более детальной тектонической основе производить металлогеническое районирование.

Металлогеническое районирование и анализ закономерностей размещения месторождений на основе МДС

Современный металлогенический анализ базируется на общепризнанной взаимосвязи процессов тектонического развития, магматизма и эндогенного рудообразования, особенно наглядно проявляющейся в подвижных геосинклинально-складчатых поясах, испытавших после консолидации орогенез и тектоно-магматическую активизацию. Формационный анализ осадочных и вулканогенно-осадочных толщ позволяет установить место и масштабы рудообразования.

Методика составления металлогенических карт

Отмеченные принципы неоднократно применялись при металлогеническом районировании Кавказа, осуществляющемся рядом исследователей при составлении различных структурно-формационных, металлогенических и прогнозных карт [1, 37, 46 и др.]. Эти же принципы положены в основу металлогенической схемы Малого Кавказа и сопредельных территорий, построенной на основе использования КС (рис. 8). Применен во многом новый методологический подход к решению поставленной задачи, имеющий целью наиболее наглядно отобразить главную идею выполненного исследования, а именно: установление характерных особенностей взаимосвязанного тектонического и металлогенического развития территории на этапах, предшествующих позднеальпийской ТМА (геосинклинальном, орогенном, квазиплатформенном, частично также на раннеактивизационном этапе континентального рифтогенеза) и на собственно позднеактивизационном этапе, начавшемся на Малом Кавказе в эоцене. На Большом Кавказе последний может считаться идентичным «повторно-орогенному» типу ТМА, охарактеризованному в трудах ВСЕГЕИ [43]. Условные обозначения к схематической металлогенической карте Малого Кавказа (рис. 8) разработаны с учетом обособления структур и месторождений, образовавшихся на разных этапах полициклического развития опи-

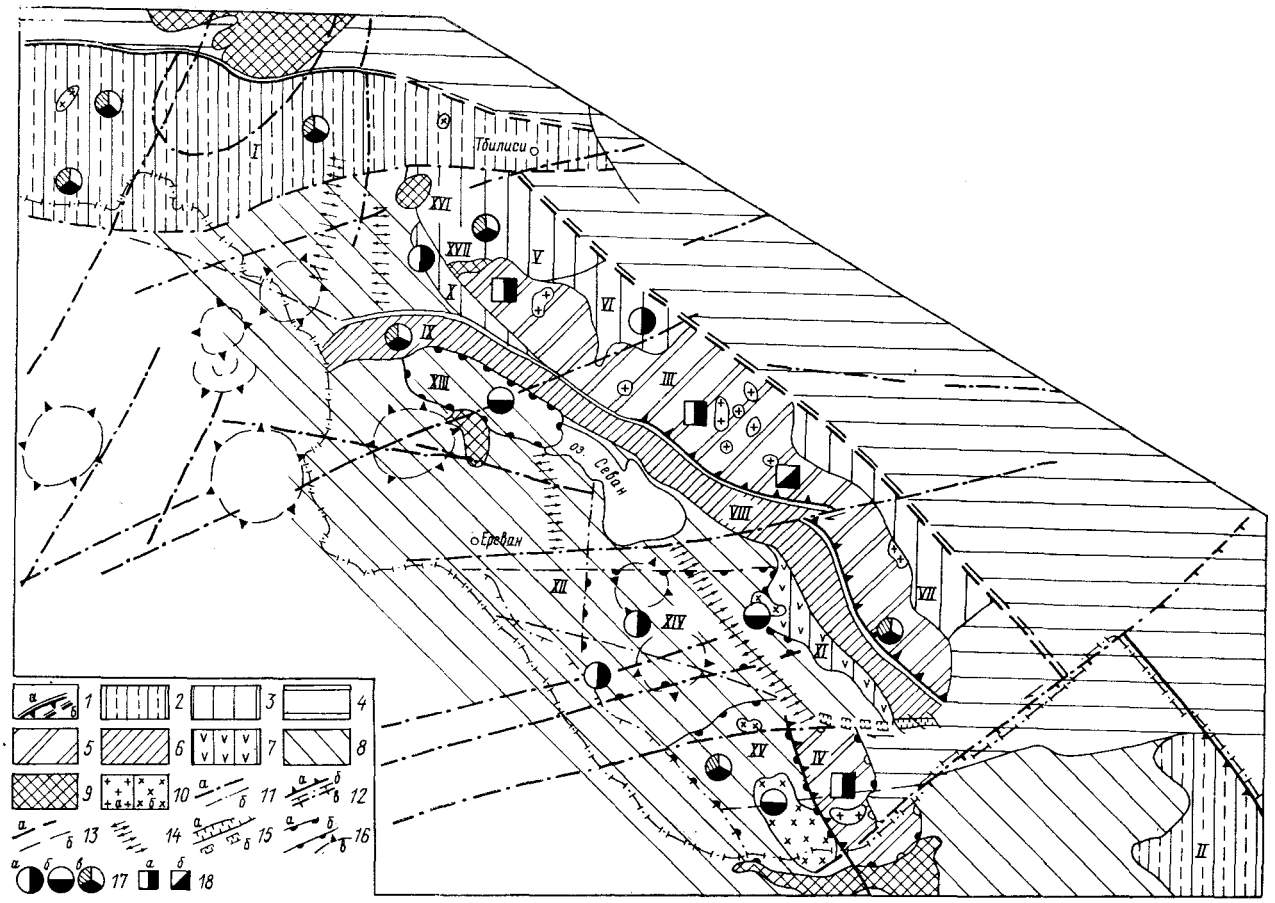


Рис. 8. Металлогеническая схема Малого Кавказа.

1 — границы тектонических мегазон (мегаблоков) первого порядка по (*б*); *2—8* — мегазоны (мегаблоки) второго порядка: *2—5* — Северный погруженная часть Закавказской плиты, *5* — вторичные геосинклинали), синклиналь, *8* — область гетерогенно-блоковой позднеальпийской ТМА); визационного (*а*) и активизационного (*б*) этапов; *11* — разломы первого сбросы (*б*), сдвиги (*в*); *13* — разломы первого и второго (*а*) и третьего зоны дробления со сдвигом, выявленные по КС, подтвержденные (*а*), и женных рудовмещающими формациями с наложенным эпигенетическим оруденением (*б*) и кольцевые вулкано-плутонические структуры (*в*); *17* — молибденовой (*б*) и медно-полиметаллической (*в*) рудных формаций; формационным признакам (*а*) и совпадающие с глубинными разломами геоблок (*2* — рифтогенные прогибы, *3* — наложенные прогибы, *4* — *6—8* — Южный геоблок (*6* — офиолитовый пояс, *7* — первичная эвгео- *9* — поднятия кристаллического фундамента; *10* — гранитоиды доакти- и второго (*а*) и третьего (*б*) порядков; *12* — взбросы и поддвиги (*а*), (*б*) порядка по геологическим данным; *14* — зоны растяжения; *15* — предполагаемые (*б*); *16* — границы различных категорий блоков, слоорудением (*а*), первично рудоносными формациями с наложенным рудные поля активизационного этапа полиметаллической (*а*), медно- (*а*) и титано-магнетитовой (*б*) рудных формаций; *18* — рудные поля доактивизационного этапа медно-полиметаллической

I—XVII — тектонические структуры: *I* — Аджаро-Триалетская СМЗ, *II* — Талышская СМЗ, *III* — Сомхето-Карабахская вторичная эвгеосинклиналь (структурно-металлогеническая подзона), *IV* — Кафанская вторичная эвгеосинклиналь (структурно-металлогеническая подзона, сдвинутый блок); *V—VII* — поперечные подзоны Предмалокавказского прогиба (*V* — Болнисская, *VI* — Казахская, *VII* — Кировабадская); *VIII* — Северо- Акеринская СМЗ с подзонами (офиолитовый пояс); *IX* — Амасия-Севанская подзона; *X* — Лорийский наложенный прогиб; *XI* — Лачинская первичная эвгеосинклиналь (фрагмент киммерийского прогиба); *XII* — Армяно-Нахичеванская область позднеальпийской ТМА: *XIII—XV* — блоки сопряженных поднятий и прогибов: *XIII* — Памбакский, *XIV* — Айоцдзор-Далидагский, *XV* — Ордубад-Зангезурский; *XVI—XVII* — остаточные поднятия (блоки): *XVI* — Храмский, *XVII* — Локский.

сываемого региона, включающего в пределах территории СССР Малый Кавказ, почти весь Закавказский срединный массив (за исключением его северо-западной части), периферию Иранского срединного массива и небольшую часть складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Тектоническая основа, содержащая результаты дешифрирования КС, охватывает также смежные с Малым Кавказом части Турции и Ирана, но металлогеническое районирование ограничено только территорией СССР. Карта сопровождается двумя таблицами (5 и 6).

Наиболее крупные тектонические единицы, положенные в основу выполненных построений, названы мегаблоками и подразделены на два порядка. В настоящее время отсутствуют строгие критерии для однозначной ранжировки и оконтуривания тектонических мегаблоков; их границы иногда являются условными. Названия мегаблоков соответствуют укоренившимся для Кавказа наименованиям, хотя в ряде случаев пришлось значительно отступить от применявшихся ранее схем.

В качестве мегаблоков первого регионального УГ выделены: 1 — Предкавказье; 2 — Большой Кавказ; 3 — Закавказский срединный массив; 4 — Малый Кавказ (геоблок Закавказской плиты); 5 — Малый Кавказ (геоблок Иранской плиты); 6 — Иранский срединный массив (его относительно стабильная область, находящаяся на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР). Эти мегаблоки разделены глубинными разломами и сохраняют обособленное по отношению к соседним мегаблокам положение по крайней мере в течение всего фанерозоя. С позиции тектоники плит эти мегаблоки могут быть приравнены к микроплитам, входящим в состав мезоплит: Скифской, Закавказской, Иранской и к стыкам между этими

Таблица 5

Схема доактивизационных и активизационных структур Малого Кавказа

Тектонический мегаблок		Структурно-металлогенические зоны					
		доактивизационного этапа (P — K_2)			активизационного этапа (K_2 — Q)		
первого порядка	второго порядка	Первичные эвгеосинклинали (J)	Вторичные эвгеосинклинали (J_1 — K_1)	Остаточные поднятия (PZ)	Рифтогенные и наложенные 2-прогибы (K_2—P_2)	Гетерогенно-блоковые структуры (K_2 — N)	Поднятия с континентальным вулканизмом (N — Q)
Северный геоблок (в пределах Закавказской плиты)	Область альпийского рифтогенеза и позднеорогенных поднятий с вулканизмом	—	—	—	Аджаро-Триалетская, Талышская СМЗ	—	Джавахетский блок (лавовое нагорье), «Мокрые горы» Северной Армении
	Пояс регенерированных и наложенных прогибов и остаточных поднятий фундамента	—	Сомхето-Карабахско-Кафанская СМЗ с подзонами Сомхето-Карабахской и Кафанской (сдвинутый блок)	Храмский блок (выступ фундамента), Локский блок	Предмалокавказский прогиб с поперечными подзонами: Болнисской, Казахской, Кировабадской; Лорийский прогиб	—	—
Южный геоблок (в пределах Иранской плиты)	Шовная зона длительного развития	Лачинская подзона (фрагмент киммерийского прогиба)	—	—	Севано-Акоринская СМЗ (офиолитовый пояс) с подзонами; Амасия-Савашская СМЗ	Центральная	Область молодых глыбовых поднятий
	Армянско-Нахичеванская область ТМА на палеозойском фундаменте	—	Современное положение Кафанского блока	Арзаканский блок (выступ фундамента), а также небольшие выступы в других блоках	—	Блоки сопряженных поднятий и прогибов: Памбакский, Айоцдзор-Далидагский, Ордубад-Зангезурский	Вулканические массивы и нагорья: Арагац, Гегамское, Варденисское, Сюникское и др.

плитами, где, возможно, происходила субдукция океанической коры. Следует пояснить принятое условное расчленение Малого Кавказа на два тектонических геоблока, охватывающих южную периферию Закавказской плиты и северную — Иранской. Указанные две основные части Малого Кавказа существенно отличаются друг от друга. Закавказский блок характеризуется развитием геосинклинальных и рифтогенных прогибов, в его пределах отчетливо выражен киммерийский тектонический цикл (Сомхето-Карабахско-Кафанская зона), в морфоструктурном смысле он представляет собой мегантиклинорий Шахдагского и Мровдагского хребтов. Южный мегаблок, иногда называемый складчатой зоной Армении,— это типичная область позднеальпийской активизации Иранской плиты; здесь отсутствуют структуры киммерийского цикла, а вулканогенно-осадочные образования палеогена залегают непосредственно на доюрском гранитно-метаморфическом фундаменте. Оба мегаблока целесообразно относить к Малому Кавказу.

Тектонические элементы следующего порядка представлены как блоковыми, так и линейно-вытянутыми поясовыми структурами, типизация которых дана ниже. Эти структуры обособились в пределах мегаблоков I-го порядка в течение главных тектонических циклов развития Кавказа, совпадающих с одноименными металлогеническими эпохами, и объединяются в структурно-формационные комплексы (СФК):

а) нерасчлененного байкало-герцинского — выступы гранитно-метаморфического фундамента;

б) герцинского — квазиплатформенные структуры, сохранившиеся в областях долгоживущих умеренных поднятий и представленные преимущественно карбонатными и терригенными формациями среднего палеозоя — триаса;

в) киммерийского, выраженного первично-геосинклинальными прогибами южного склона Большого Кавказа, со сланцевой, вулканогенной и флишевой формациями юры и мела (местами также и палеогена) и вторично-геосинклинальными — Сомхето-Карабахско-Кафанским прогибом Малого Кавказа;

г) альпийского, характеризующегося рифтогенезом и образованием наложенных прогибов в Закавказском мегаблоке Малого Кавказа и гетерогенной складчато-глыбовой активизацией Иранского мегаблока, длительное время представлявшего собой устойчивую область поднятия.

Структурно-формационный комплекс, служит объемным пространственно-временны́м и вещественным выражением конкретного этапа развития мегаблока. Ретроспективный анализ наблюдаемых в настоящее время СФК обеспечивает возможность оконтуривания геотектонических единиц в геолого-историческом плане. Естественно, что полициклически развивавшиеся мегаблоки содержат несколько сменяющих друг друга СФК, эквивалентных структурным этапам или подэтапам. Имеют место и случаи одноэтажного строения некоторых мегазон, представленных одним СФК.

Таблица 6

Рудоносность Малого Кавказа на доактивизационном и активизационном этапах развития

СМЗ (блока)	Рудоносные (рн) и рудовмещающие (рв) формации	Ведущие металлы (возраст оруденения)	Рудные формации	Примеры месторождений, рудопроявлений
		Активизационный этап		
Аджаро-Триалетская	Карбонатная (рв), K_2	Fe (P_2)	Скарново-магнетитовая	Дзамское
	Сиенит-диоритовая (рн), P_2^2	Cu, Mo (P_2)	Медно-молибденовая порфировая	Гартинское
	Вулканогенно-осадочная, базальт-андезитовая (рв), P_2^2	Cu, Zn, Pb (P_2)	Медно-полиметаллическая	Мерисское, Зекарское
	То же (рн)	FeS_2, Cu (P_2)	Серноколчеданная	Цабланское
Предмалокавказская (Болнисская подзона)	Плутоно-вулканический комплекс (рн), K_2	Cu, Zn, Pb, Ba, (K_2)	Медно-барит-полиметаллическая	Квемо-Болнисское
		Cu, Zn, Pb (K_2)	Медно-цинковая	Цителисопельское
	Андезит-дацит-риолитовая (рн)	Благородные металлы (K_2)	Малосульфидная вторично-кварцитовая	Рудопроявления
	Гранодиорит-порфировая (рн)	Fe, Mn (K_2)	Марганценосная гематитовая	Поладаурское
	То же (рв)	Hg (N?)	Ртутная	Дарбазское, Вазисхевское
Лорийская	Плутоно-вулканический комплекс умеренно-кислого состава (рн), P_2^2	Pb, Zn, Fe, Cu (P_2)	Гематитовая полиметаллическая	Мошеванское, Привольненское
Памбакский блок	Многофазный щелочной плутон (рн), P	Cu, Mo, TR (P_2)	Медно-молибденовая	Рудопроявления
		Pb, Zn (P_2)	Полиметаллическая	Рудопроявления
Айоцдзор-Далидагский блок	Гранитоидная (рн), малых интрузий, $P_3 — N_1$	Pb, Zn, Sb, TR ($P_3 — N_1$)	Полиметаллическая, сурьмяно-полиметаллическая	Газминское
Ордубад-Зангедурский блок	Гранитоидная батолитовая (рн), P	Cu, Mo (P_3)	Медно-молибденовая	Каджаранское, Агераксское и др.
	Гранитоидная лакколитовая (рн), N	Fe (P_2)	Железорудная	Сваранцское
		Sb, As, Hg, TR (N)	Редкометалльно-полиметаллическая	Рудопроявления
Севано-Акеринская	Гипербазитовая (рн), K_2	Cr (K_2)	Хромитовая	Шоржинское
	Вулканогенно-осадочная с дайками диорит-порфиритов (рн), P_2	Fe, S_2 (P_2)	Серноколчеданная	Танзут-Чибухлинское
		Cu, Pb, Zn, Fe(P_2)	Медно-полиметаллическая	Анкадзорское
	То же (рв)	Hg (N)	Ртутная	Арманисское Гейдаринское
Храмский блок	Вулканогенно-осадочная (рн), K_2	Cu, Pb, Zn (K_2)	Медно-полиметаллическая	Питаретское
		Доактивизационный этап		
Локский блок (остаточное поднятие)	Гранитоидная (рв), PZ_2, и (рн), PZ_1 (рн), J_2	Cu, Pb, Zn, Mo (PZ_3?)	Полиметаллическая и редкометалльная	Камышлинское и другие проявления
		Pb, Zn, Cu (J_2)	Медно-полиметаллическая	Дамблудское
	Вулканогенно-осадочная (рв), J_2	То же	То же	Рудопроявления
Сомхето-Карабахско-Кафанская	Вулканогенно-осадочная плагиопорфировая с субвулканическими корнями (рн), J_2	Fe, S_2	Серноколчеданная	Чирагидзорское
		Cu (J_2)	Медноколчеданная	Алавердское, Кафанское
		Cu (J_2)		
		Pb, Zn, Ba ($J_2 — J_3$)	Полиметаллическая	Шамлугское, Шаумянское
	Гранитоидная (рн), J_2	Cu, Mo (J_2)	Медно-молибденовая порфировая	Техутское, Хархарское
	То же	Cu, Pb, Zn (J_2)	Медно-полиметаллическая	Шамшадинское, Механинское

Продолжение табл. 6

СМЗ (блок)	Рудоносные (рн) и рудовмещающие (рв) формации	Ведущие металлы (возраст оруденения)	Рудные формации	Примеры месторождений, рудопроявлений
Севано-Акеринская	Карбонатная (рв), (рн), J_3—K_1	Fe, Co	Скарново-магнетитовая	Дашкесанское
	Вулканогенно-осадочная (рв), J_2	Pb, Zn(?)	Свинцово-цинковая	Мовсесское
	Гранитоидная (рн)	Cu, Zn, Pb	Редкометалльно-полиметаллическая	Лачинская группа рудопроявлений
		Mo, W, (J_3)	То же	То же
Армянско-Нахичеванская область ТМА:				
Арзаканский блок (выступ фундамента)	Гранитоидная (рн), PZ	Fe, TR (PZ_3)	Железорудная	Агверанское
Храмский блок (остаточное поднятие)	Гранитоидная (рв), PZ_2, и (рн), PZ_1	Cu, Mo (PZ_3?)	Медно-молибденовая порфировая	Грмахевское Мамульское

На составленной авторами с использованием КС схематической металлогенической карте Малого Кавказа и сопредельных территорий (рис. 8) выделены мегаблоки первого и второго порядков СФК. Тектонические элементы второго порядка СФК представлены как блоковыми, так и линейно вытянутыми поясовыми структурами, обособленными в пределах мегаблоков первого порядка. Структурами третьего порядка являются СФЗ, которые представляют собой обособленные в тектоническом плане единицы более высокого порядка, чем СФК, хотя в частных случаях СФК может быть выражен одной СФЗ. СФЗ являются объемными категориями, в латеральном отношении контрастно отличающимися друг от друга: например, интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, краевые прогибы на фоне общих орогенных поднятий и др. По вертикали СФЗ соответствуют части структурного этажа или целому структурному этажу, сложенному одной геологической формацией или парагенетически связанным рядом формаций. Как видно из сказанного, различия между СФК и СФЗ не принципиальные, а ранговые. СФЗ соответствуют структурно-металлогени - ческие зоны. Конкретная

систематика СФЗ и СМЗ описываемой территории Кавказа показана в табл. 5.

Под структурно-металлогенической зоной понимается первично-рудоносная СФЗ, в которой типоморфное оруденение возникло синхронно с образованием слагающих структуру геологических формаций и рудные тела могут рассматриваться в качестве составных элементов (ячеек) соответствующего формационного тела. Характерным примером служат эвгеосинклинали с подводным вулканизмом, продуцирующим колчеданное оруденение, локализованное в практически одновозрастных вулканогенно-осадочных толщах.

Среди тектоно-металлогенических элементов Закавказья выделяются разновозрастные вулкано-плутонические пояса (ВПП), которые по классификации Г. А. Твалчрелидзе разделяются на первично-геосинклинальные, вторично-геосинклинальные и приуроченные к области тектоно-магматической активизации. Обширная область ТМА Малого Кавказа включает линейно-вытянутые и блоковые рудоносные структуры, поэтому к категории ВПП целесообразно относить лишь первые из них, тогда как в приподнятых блоках оруденение обычно связывается с гранитоидными интрузиями.

Принципиально отличными от упомянутых являются СМЗ, в которых более молодое оруденение (например, связанное с секущими интрузиями) накладывается на уже существовавшие геологические формации, имея с ними только пространственную связь. Зоны такого рода весьма характерны для областей ТМА. Иногда предлагается называть их просто металлогеническими зонами, в отличие от структурно-металлогенических, в которых подчеркивается единство во времени структуры и оруденения. Осуществлена достаточно подробная дифференциация СМЗ по признакам источников и по типам оруденения, обоснованная в табл. 5 и 6. В развитие того же научно-методического подхода, который заложен в табл. 5, предусмотрено расчленение рудных месторождений на две группы: доактивизационную и собственно активизационную.

Из вышеотмеченных четырех тектоно-магматических циклов развития Кавказа, параллелизуемых с металлогеническими эпохами, на рассматриваемой территории доминирующее значение принадлежит альпийскому циклу, подразделяемому на раннеальпийский (юра — ранний мел) и позднеальпийский (поздний мел — антропоген) подциклы. Первому из них идентична киммерийская металлогеническая эпоха, а второму — альпийская. Оруденение более ранних эпох представлено единичными мелкими месторождениями и рудопроявлениями, что объясняется как генетическими причинами, так и сравнительно небольшими площадями выходов допалеозойских и палеозойских образований. В соответствии с задачами исследования ниже кратко характеризуются основные черты металлогении описываемого региона с выделением рудных комплексов, образовавшихся до позднеальпийского этапа ТМА и непосредственно на этом этапе.

Закономерности размещения эндогенного оруденения доактивизационных этапов

Геосинклинально-складчатая система Большого Кавказа, не являющаяся предметом исследований авторов, представлена в непосредственной близости к рассматриваемой территории лишь южным фрагментом, куда входят преимущественно миогеосинклинальные флишевые зоны, не содержащие оруденения. К рудоносным структурам здесь принадлежат незначительные части эвгеосинклинальных зон. Нижне-среднеюрская сланцевая Абхазско-Кахетинско-Белоканская СМЗ образует нижний структурный этаж эвгеосинклинали Южного склона и на всем своем протяжении отмечается развитием киммерийского колчеданного оруденения. По Г. А. Твалчрелидзе — это первично-геосинклинальный ВПП, с серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой рудными формациями.

Верхний вулканогенный этаж эвгеосинклинального Южного склона известен под названием Гагрско-Джавской зоны. Она характеризуется преобладающим распространением вулканогенно-осадочной порфиритовой свиты байоса, в которой залегает большинство баритовых и барит-полиметаллических жильных месторождений Западной Грузии. В пределы карты (рис. 8) попадает небольшая юго-восточная часть окончания Гагрско-Джавской СМЗ, где находятся Чордское баритовое и Квайсинское свинцово-цинковое месторождения. На их генезисе остановимся несколько подробнее. Почти все исследователи согласны в том, что баритовое и барит-полиметаллическое месторождения Гагрско-Джавской зоны являются телетермальными и эпигенетическими по отношению к породам порфиритовой свиты байоса; в большинстве случаев оруденение контролируется разрывами в сводах батских антиклинальных складок. Однако возраст данной рудной формации остается дискуссионным. В течение длительного времени доминировала точка зрения Г. А. Твалчрелидзе о приуроченности барит-полиметаллического оруденения к позднеорогенной (постскладчатой) стадии киммерийской металлогенической эпохи и послесреднеюрском — допозднемеловом возрасте оруденения. При этом свинцово-цинковое оруденение Квайсы, несмотря на территориальную близость, в силу ряда отличительных признаков не включалось в состав киммерийской барит-полиметаллической формации и считалось более молодым. Согласно новейшим исследованиям А. Г. Жабина с соавторами [1981 г.], рудоносные структуры Квайсинского рудного поля (собственно Квайсинская и параллельные ей Варах-Комская и Валь-Хохская) зародились в качестве разломов перед поздней юрой, но конвективные движения гидротерм, с которыми связано оруденение, начались в них лишь в эоцене, после возникновения тепловых аномалий в виде малых интрузий риолито-дацитов.

В последние годы появились убедительные доводы о значительной редуцированности киммерийского орогенного этапа на южном

склоне Большого Кавказа, где, по-видимому, гораздо меньшую роль, чем считалось раньше, играла батская фаза тектоногенеза: здесь нет крупных несогласий между юрой и мелом, отсутствуют или слабо представлены мезозойские молассы и т. д. Все это говорит в пользу концепции о квазиплатформенном эпигеосинклинальном режиме развития Большого Кавказа в поздней юре — палеогене, сменившемся в неогене (или, возможно, в конце эоцена) режимом повторно-орогенной, по терминологии ВСЕГЕИ, или сводово-глыбовой ТМА [43]. В связи с изложенным, В. В. Панцулая предложена новая трактовка тектоно-металлогенической позиции барит-полиметаллического оруденения, которое считается одним из проявлений процесса позднеальпийской ТМА и приурочивается к началу альпийской металлогенической эпохи, а не к концу киммерийской. Процесс рудообразования начался на границе юры и мела (стратиформные месторождения Абхазии: Апшра, Брдзышха, Дзишра), достиг наибольшей интенсивности в позднем мелу (месторождения Гагрско-Джавской зоны) и возобновился в позднем эоцене — неогене (Квайсинское свинцово-цинковое месторождение, а также приразломные редкометалльно-мышьяковые и ртутные пояса, широко проявленные в консолидированной геосинклинали Южного склона).

Косвенным доводом в пользу изложенных представлений можно считать точку зрения Ш. А. Адамия с соавторами [1] о характерной для Восточного Средиземноморья в позднемеловое — палеогеновое время геодинамической активности, когда происходило сближение континентов и островных дуг, сжатие, складчатость и возникновение на срединных массивах вулканических поясов. В этой обстановке могли активизироваться или возникнуть заново рудогенерирующие магматические очаги вдоль краевого шва Большого Кавказа и других межзональных и внутризональных разломов, к которым тяготеют месторождения барито-полиметаллической и свинцово-цинковой рудных формаций.

Таким образом, в пределах Южного склона Большого Кавказа фактически проявлено эпигеосинклинальное оруденение, связываемое со ступенчатым растянутым во времени процессом ТМА, причем Чордское баритовое месторождение служит представителем ранней, а Квайсинское свинцово-цинковое и Эрцойское ртутное — поздней стадии этого процесса.

К югу от Закавказского срединного массива располагается металлогеническая провинция Малого Кавказа, являющаяся главным объектом нашего анализа. Как уже отмечалось, эта гетерогенная складчато-блоковая область образована на смежных периферических частях Закавказской и Иранской плит, контактирующих вдоль Севано-Акеринской шовной зоны. Основным направлением развития южной периферии Закавказской плиты в киммерийскую и альпийскую эпохи явилась регенерация геосинклинального режима и образование рифтогенных прогибов, тогда как северная периферия Иранской плиты характеризуется позднеальпийской активизацией доюрского платформенного фундамента.

Крупнейшей киммерийской структурой Малого Кавказа служит Сомхето-Карабахско-Кафанская СМЗ, относимая Г. А. Твалчрелидзе к категории вторичных эвгеосинклиналей, заложенных на континентальной коре. Эта зона, ограниченная с северо-востока Куринским межгорным прогибом, а с юго-запада офиолитовым поясом, состоит из ряда горст-антиклинориев и разделяющих их грабен-синклинориев, ориентированных под более или менее острыми углами к простиранию зоны, которая в целом имеет форму вогнутой к северо-востоку дуги. Отмечается ступенчатое воздымание доюрского фундамента в северо-западном направлении; его наиболее крупный выход — Локский кристаллический массив — находится в Южной Грузии. Палеозойские гранитоиды Локского массива не содержат синхронного эндогенного оруденения, но пространственно к его северной части приурочено Дамблудское медно-полиметаллическое жильное поле, парагенетически связываемое с интрузиями батских гранитоидов.

В течение киммерийского цикла в Сомхето-Карабахско-Кафанской СМЗ сформировались два структурных этажа: среднеюрский, характеризующийся в основном вулканогенно-осадочной формацией кварцевых плагиопорфиров байоса, и позднеюрский — раннемеловой, с андезит-базальтовой вулкано-терригенной и карбонатной формациями. Исключительно широко в данной СМЗ развит интрузивный магматизм, выраженный различными по петрохимическому составу и фациям глубинности телами, в форме штоков и линзообразных залежей натровых гранитоидов, плагиогранитов, кварцевых диоритов, субинтрузивных даек кератофиров и альбитофиров и др. По данным Э. А. Сагателян и Г. О. Григоряна [1982 г.], устанавливается близость петрохимических параметров вулканитов и интрузивных пород, что говорит в пользу их комагматичности, т. е. подтверждает правомерность выделения в рассматриваемой части Малого Кавказа вторично-геосинклинального ВПП. По мнению большинства исследователей, упомянутые интрузивные формации Сомхето-Кафанской СМЗ, охватывающие возрастной интервал от позднего байоса до раннего мела, принадлежат к позднегеосинклинальной, а не к раннеорогенной стадии развития этой структуры. Орогенный этап здесь считается в значительной степени редуцированным. Металлогения Сомхето-Кафанской зоны представлена ведущими рудными формациями: серно-медноколчеданной, колчеданной барит-полиметаллической, скарново-магнетитовой, медно-молибден-порфировой.

Алавердско-Ахгальское рудное поле отличается преобладанием медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденений, локализованных в среднеюрской вулканогенной толще. Согласно современным исследованиям Г. О. Григоряна [1982 г.], известные месторождения Алаверды и Шамлуг связаны с позднегеосинклинальными (возможно неокомскими) субвулканическими интрузиями кварц-альбитофиров. Ахгальское полиметаллическое месторождение считается более ранним и связывается с верхнебайосскими плагиогранитами и плагиопорфирами. В этом же районе расположены месторождения других типов: Техутское медно-молибден-порфировое, приуроченное к штоку гранитоидов, и Мовсесское стратиформное свинцово-цинковое, залегающее в верхнеюрских доломитизированных известняках.

Кедабек-Шамхорское рудное поле характеризуется колчеданным медно-цинковым оруденением, локализованным в верхнебайосской толще кварцевых плагиопорфиров. С батским Агабек-Славянским гранитоидным интрузивом связано медно-молибден-порфировое рудопроявление Хар-Хар. Таким образом, в рассматриваемой части Сомхето-Карабахско-Кафанской СМЗ подтверждается глобальная металлогеническая особенность геосинклинальных ВПП, содержащих в относительных прогибах колчеданное оруденение, а в относительных поднятиях — плутоногенное порфировое.

Дашкесанское рудное поле расположено в одноименной синклинальной структуре, сложенной верхнеюрскими вулканогенно-карбонатными отложениями, прорванными полифазным интрузивом габбро-гранодиоритового состава. К его контактовой полосе приурочено известное Дашкесанское рудное поле со скарново-магнетитовым (с кобальтом) и алунитовым оруденением.

С отмеченным синклинорием сопряжено Гергельское поднятие, где в вулканитах средней юры залегают серноколчеданные месторождения Чирагидзорского рудного поля. К юго-восточному Карабахскому сегменту описываемой СМЗ приурочено Мехманинское рудное поле полиметаллических месторождений, связанных с интрузивным магматизмом.

Крайний юго-восточный Кафанский блок оторван от основной Сомхето-Карабахской СМЗ и сдвинут по отношению к ней на запад. Линия сдвига рассмотрена выше. Еще в ранних работах И. Г. Магакьяна отмечалась металлогеническая общность Алаверды-Шамлугского и Кафанского рудных районов, что в совокупности со сходством геологических формаций является главным аргументом в пользу объединения указанных частей геосинклинального прогиба в одну СМЗ.

Наряду с промышленными медноколчеданными залежами Кафанского рудного поля в нем большой интерес представляет и Шаумянская группа полиметаллических месторождений, где рудные жилы приурочены к среднеюрским кварцевым порфиритам и, по мнению Г. О. Григоряна, имеют парагенетическую связь с экструзивно-субвулканическими корнями этой вулкано-плутонической ассоциации. В Кафанском блоке юрская вулканогенно-осадочная толща сочетается с раннемеловым Цавским гранодиоритовым интрузивом, рудоносность которого в достаточной степени еще не оценена.

Как видно из сделанного краткого обзора, Сомхето-Карабахско-Кафанская СМЗ с полным основанием относится к вторично-геосинклинальным ВПП с развитием киммерийского эндогенного оруденения, включающего как вулканогенные, так и плутоногенные рудные формации. В осевой части зоны позднеальпийская ТМА почти не проявлена, но с этим процессом соотносится обра-

зование окаймляющих описанную зону позднемеловых и палеогеновых рудоносных прогибов.

Следующая геосинклинальная зона в рассматриваемой части Малого Кавказа — это Севано-Акеринская СМЗ, отличающаяся сложной полициклической историей развития. Авторы воздерживаются от безоговорочного признания крайне мобилистских взглядов, согласно которым Севано-Акеринская зона представляет собой замкнутую ветвь Тетиса с субдуцированной океанической корой, причем разделявшиеся этой ветвью континентальные плиты должны были испытать горизонтальное перемещение в сотни километров. Не ставя перед собой задачу критики подобных концепций, будем говорить лишь о наблюдаемых в настоящее время структурах.

По данным Т. А. Гасанова, Э. С. Сулейманова и других исследователей [1981 г.], Севано-Акеринская СМЗ в качестве узкого прогиба, заложенного на океанической коре, обособилась в мезозое или даже в конце палеозоя. Сохранившийся фрагмент геологических формаций раннего этапа развития описываемой зоны представлен в ее юго-восточной части в виде Лачинского горст-антиклинория, сложенного эффузивно-осадочными породами батского яруса, прорванными Шальва-Лачинским полифазным интрузивом плагиогранитов. С интрузивом связаны слабо изученные редкометалльные золотоносные рудопроявления. На крыльях Лачинского антиклинория распространены терригенно-карбонатные отложения мела.

В позднем мелу Севано-Акеринская зона испытала интенсивное сжатие, в результате которого пластины океанической коры были обдуцированы на прилегающие окраины микроконтинентов и сформирован офиолитовый комплекс. Он включает древние метаморфизованные ультрабазиты, перекрытые эффузивно-радиоляритовой толщей с шаровыми лавами и линзами олистостром. В центральной части зоны известны мелкие хромитовые месторождения, приуроченные к ультрабазитам (Шоржинское рудное поле). Процесс позднеальпийской ТМА вызвал внедрение в офиолитовый пояс малых гранодиорит-порфировых интрузий и наложение на ультрабазиты и вулканогенно-осадочные образования эоцена молодого золотого и ртутного оруденения. Лиственитовая формация Кельбаджарского рудного района приурочена к узлу пересечения трансформного разлома с Севано-Акеринской зоной. По данным Э. С. Сулейманова, на некоторых участках малосульфидное оруденение развивается в ртутоносных зонах.

Существенно иным было тектоническое и металлогеническое развитие западной ветви Севано-Акеринской зоны, находящейся на территории Армении и обычно именуемой Амасия-Севанской и Присеванской. В эоцене на офиолитовый комплекс этой зоны под некоторым углом наложился прогиб с интенсивным подводным вулканизмом. Сложно дифференцированные вулканиты основного и умеренно кислого состава секутся малыми интрузиями и дайками диорит-порфиритов и кварцевых диоритов. Данный близширотный прогиб с типоморфной вулкано-плутонической ассоциацией своим восточным флангом сопрягается с аналогичным Лорийским близмеридиональным прогибом, переходящим из Северной Армении в Южную Грузию (Сакирская зона). Промежуток между прогибами перекрыт лавами Джавахетского нагорья, поэтому трудно судить, являлись ли рассматриваемые структуры разобщенными в палеогене заливами, или входили в единый морской бассейн. Образование Лорийского прогиба связано с позднеальпийским этапом ТМА, но из этого еще не следует, что активизационной структурой следует считать также и Севано-Амасийский отрезок офиолитового пояса. По нашему мнению, Севано-Амасийская ветвь унаследованно развивалась из офиолитового прогиба без значительного перерыва, являющегося, по А. Д. Щеглову [1968 г.], обязательным диагностическим признаком ТМА. В свете этих сообщений всю Севано-Акеринскую шовную зону целесообразно отнести к категории первично-геосинклинальных структур, хотя в ней представлены разные этажи и разнотипные месторождения. Со среднеэоценовым этапом прогибания связывается серно-медноколчеданное оруденение Танзут-Чибухлинского рудного поля; по-видимому, несколько позднее сформировалось колчеданно-полиметаллическое оруденение Анкадзорского поля. Своеобразным по составу является Арманисское вулканогенно-гидротермальное медно-полиметаллическое месторождение, которое приурочено к разлому, секущему вулканиты и рудовмещающие кварц-порфировые экструзии. Таким образом, в пределах узкой, но протяженной Севано-Акеринской зоны наблюдаются рудные формации двух эпох: слабо выраженной киммерийской (Лачинский антиклинорий) и широко распространенной альпийской, подразделяемой на геосинклинальный и активизационный этапы (хромитовые, колчеданные, гематит-полиметаллические, ртутные месторождения и рудопроявления).

К геосинклинальным структурно-металлогеническим зонам Малого Кавказа кроме вышеописанных принадлежит крупная Аджаро-Триалетская СМЗ близширотного простирания, пересекающая под острым углом направление главных структур более ранней Сомхето-Карабахско-Кафанской СМЗ. Авторы разделяют точку зрения, согласно которой Аджаро-Триалетская зона зародилась в конце раннего мела в виде континентального рифта, а в палеогене — неогене испытала полный цикл геосинклинального развития. Верхнемеловые вулканогенно-карбонатные отложения в описываемой зоне проявлены незначительно и почти не рудоносны, за исключением Джамского рудного поля, где в верхнемеловых известняках залегают скарново-магнетитовые руды, генетически связанные с предверхнеэоценовым гранодиоритовым интрузивом. Главной рудовмещающей формацией служит мощная вулканогенно-осадочная толща базальт-андезитового состава, датируемая средним эоценом. Рудообразование раннегеосинклинальной стадии альпийской эпохи выражено сравнительно слабо и представлено небольшими серноколчеданными залежами, известными в основном

на Цабланском рудном поле в Аджарской АССР. Главную металлогеническую роль играет позднегеосинклинальная предпозднеэоценовая стадия, характеризующаяся широким развитием рудогенерирующих интрузий габбро-монцонитовой и сиенит-диоритовой формаций. К ним пространственно и парагенетически приурочены жильные медно-полиметаллические месторождения и многочисленные рудопроявления, недоизученные месторождения малосульфидной формации, а также отдельные железорудные (Дзамское) и медно-молибден-порфировые (Гартинское) месторождения, имеющие наиболее отчетливо выраженную связь с интрузивным магматизмом. Как видно из сказанного, есть все основания рассматривать Аджаро-Триалетскую рифтогенную геосинклиналь в качестве СМЗ, образовавшейся на раннем этапе активизации южной периферии Закавказской плиты. Однако ее внутренняя структура и металлогенические особенности позволили описать эту зону вместе с другими геосинклинальными прогибами Закавказского геоблока Малого Кавказа.

Закономерности размещения эндогенного оруденения активизационных этапов

Металлогенические черты позднеальпийского этапа ТМА были в значительной степени освещены в предыдущих разделах главы, что позволяет лишь вкратце резюмировать их. Закавказье, и в частности Малый Кавказ, является областью проявления различных форм ТМА, которые можно отнести к трем типам: рифтогенному, гетерогенно-блоковому и приразломному, отраженному, в срединных массивах. Как известно, общепринятый репер для установления начала процесса ТМА отсутствует, поэтому указанная систематика и ее применение к исследуемому региону не лишены некоторой условности.

В принципе регенерацию геосинклинального режима в срединных массивах и заложение вторичных эвгеосинклиналей на континентальной коре также допустимо рассматривать в качестве активизации, но столь широкое понимание этого термина снизило бы возможности дифференцированного анализа конкретного региона.

В свете развиваемых взглядов нет оснований для установления на Малом Кавказе киммерийского этапа ТМА. Как было изложено, все наблюдаемые структуры данного цикла относятся к геосинклинальным или орогенным, а небольшие разобщенные выходы доюрских образований, не затронутые новообразованием мезозойско-кайнозойских формаций, причисляются либо к реликтам древнего кристаллического фундамента, либо к герцинским квазиплатформенным отложениям.

Позднеальпийская активизация Малого Кавказа началась в мелу и на раннем этапе выражалась образованием прогибов, подразделяемых на рифтогенные эвгеосинклинали (Аджаро-Триалетская, Талышская) и наложенные прогибы неполного цикла развития, сходные в начальной стадии с эвгеосинклиналями по составу

вулканогенно-осадочных формаций, но без инверсии и отчетливо выраженных орогенных формаций. К таким прогибам в первую очередь относится Предмалокавказский прогиб, контролируемый одноименным глубинным разломом и протягивающийся вдоль северо-восточного борта Сомхето-Карабахской СМЗ. После консолидации осевой зоны этой эвгеосинклинали в раннем мелу прогиб сместился на северо-восток и наложился на край Закавказской плиты. Режим погружения в Предмалокавказской зоне продолжался до антропогена, что вызвало перекрытие ее значительной части молассами Куринской межгорной впадины. Описываемая зона в современном тектоническом плане разобщена разломами близширотного и восток-северо-восточного простирания на поперечные поднятия и тектоно-вулканические депрессии, сложенные преимущественно вулканогенно-обломочной дацит-липаритовой и карбонатной формациями верхнего мела. На карте выделены три СМЗ этого типа: Болнисская, Казахская и Кировабадская. Болнисская СМЗ находится в Южной Грузии и относится к важнейшим рудным районам республики. Оруденение связано с турон-сантонским плутоно-вулканическим комплексом, где главную рудогенерирующую роль играют комагматичные с эффузивами субвулканические и гипабиссальные интрузии гранодиорит-порфиров, дацитов и риолитов. На разных горизонтах вулканогенной толщи расположены марганценосные гематитовые (Поладаурская группа), колчеданные баритовые полиметаллические и малосульфидные месторождения и рудопроявления.

В Казахской СМЗ расположена сходная с Болнисской позднемеловая вулканотектоническая депрессия, глубоко вдающаяся в виде синклинорной поперечной структуры в Сомхето-Карабахскую СМЗ. Хотя в Казахской СМЗ развита такая же, как в Болнисской, вулканогенная толща дацит-липаритового состава, оруденение здесь менее интенсивное. Интерес представляет Дагкесаманское рудное поле с гематитовым полиметаллическим оруденением, скрытым под молассовыми отложениями. Далее позднемеловой прогиб прослеживается узкой моноклинальной полосой от района Кировабада до района Степанакерта, но в этой части он практически не содержит оруденения.

С описанным Предмалокавказским наложенным прогибом сходен по тектонической позиции Лорийский прогиб, окаймляющий северный сегмент Сомхето-Карабахской зоны с запада, но в отличие от Предмалокавказского развивавшийся в эоцене. Процесс ТМА в Лорийском прогибе выражен формированием среднеэоценовой рудоносной вулкано-плутонической ассоциации, с которой связано стратиформное медно-полиметаллическое оруденение. Выделяются два рудных поля: Мошеванское — более крупное, и Привольненское.

Привольненское поле сложено туфопорфиритами, фельзит-порфирами и туфопесчаниками, представляющими собой рудовмещающую толщу мощностью до 120 м. Свинцово-цинковое оруденение встречено на нескольких участках в виде пластообразных

залежей, где сульфиды образуют тонкие невыдержанные прослойки. В подстилающих вулканитах встречаются жилы и прожилки меденосных гематитовых руд.

Мошеванское поле сходно с описанным, с той разницей, что гематитовое полиметаллическое оруденение носит прожилково-вкрапленный характер и локализуется преимущественно в фельзитах. Генезис обоих месторождений считается эксгаляционно-осадочным.

К югу от Севано-Акеринской шовной зоны располагается крупнейшая на Малом Кавказе область позднеальпийской ТМА, относимая к гетерогенно-блоковому типу под обобщенным названием Армяно-Нахичеванской зоны, которая примерно совпадает со «складчатой зоной Армении» К. Н. Паффенгольца. В более поздних работах разных исследователей эта область расчленялась на Памбак-Зангезурскую (Мисхано-Зангезурскую) антиклинорную зону и Еревано-Ордубадский синклинорий, условная граница между которыми проводилась в северо-западном направлении. Анализ КС приводит к выводу о фактическом отсутствии крупных разрывных структур северо-западного простирания, и наоборот — о чрезвычайно широком развитии разломов восток-северо-восточного направления, расчленяющих зону на поперечные блоки (СМЗ): Памбакский, Айоцдзорский (или Айоцдзор-Далидагский, разделенный зоной растяжения) и Ордубад-Зангезурский. Внутри этих блоков отмечаются сопряженные поднятия и прогибы: например, Айоцдзорский синклинорий и Далидагский антиклинорий; Ордубадский синклинорий и Зангезурский антиклинорий (с крупнейшим в Закавказье Мегри-Ордубадским гранитоидным плутоном). Однако принципиально новой является предлагаемая поперечная блоковая структура Армяно-Нахичеванской зоны, связываемая именно с поздним и новейшим этапами ТМА, тогда как структуры северо-западного простирания были заложены несколько раньше.

Как уже отмечалось, в описываемой области, представляющей собой северную периферию Иранской плиты, квазиплатформенный режим осадконакопления установился в среднем палеозое и сохранялся до триаса включительно, после чего весь обширный регион превратился в область умеренного поднятия и размыва. Юрские отложения здесь отсутствуют, а меловые распространены локально; главную роль играют средне-верхнепалеозойский и палеогеновый структурные этажи. Столь большой перерыв лишний раз свидетельствует о правомерности отнесения позднеальпийской истории развития центральной части Малого Кавказа к процессу ТМА, причем сложное сочетание прогибов с интенсивным среднеэоценовым вулканизмом и куполообразных или горстообразных поднятий с интрузивным магматизмом служит основанием для наименования данного типа ТМА гетерогенно-блоковой. Необходимо также отметить исключительно широкое развитие молодого континентального вулканизма.

В свете изложенного Армяно-Нахичеванская гетерогенная зона подразделена на два этажа: нижний этаж — фундамент и верхний — вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, связанные с позднеальпийским этапом ТМА. Выступы фундамента приурочены к разобщенным, глубоко эродированным блокам: Арзаканскому кристаллическому массиву в Памбакском сегменте зоны, Аргичинскому выходу палеозойских пород в Присеванском районе и блоку на юго-востоке, где вдоль Хуступ-Гиратахского разлома девонские порфириты и терригенно-карбонатные отложения узкой полосой надвинуты на вулканогенные отложения эоцена. По мнению некоторых исследователей, в этом узком клине имеются и юрские отложения. Металлогения фундамента в Армяно-Нахичеванской зоне выражена слабо. С Арзаканским массивом гранитоидов связано магматогенное Агверанское месторождение железа. С верхним этажом гетерогенной зоны связаны рудопроявления меди, молибдена, свинца, цинка и др.

В Памбакском блоке известны медно-молибденовое и свинцово-цинковое рудные поля. В Айоцдзорском синклинории медно-молибденовое оруденение проявлено слабее и уступает место полиметаллическому, приуроченному к комплексу малых гранитоидных интрузий олигоцена — нижнего миоцена. В этом районе выделены свинцово-цинковые и полиметаллические рудопроявления. Эти рудные поля как и малые интрузии пестрого состава контролируются сквозными глубинными и региональными разломами восток-северо-восточного и широтного простирания, выделенными по КС. Далидагский гранитоидный интрузив того же возраста находится на продолжении Адано-Малокавказской зоны разломов в восточном борту зоны растяжения (рис. 8). Редкометалльное оруденение Далидага недостаточно изучено.

Зангезурский блок принадлежит к важнейшим рудным районам Закавказья. В пространственной и парагенетической связи с Мегри-Ордубадским полифазным гранитоидным плутоном находятся месторождения преимущественно медно-молибденовой формации: Вохчинское, Парагачайское, Дастакертское и др.; известен ряд полиметаллических месторождений, мелкие титаномагнетитовые месторождения, проявления кобальта и др. На прилагаемой схеме выделены три крупных рудных поля, объединяющих по нескольку мелких полей: Вохчинское, Мегринское, Ордубадское. Последнее включает небольшие месторождения, связанные со своеобразным комплексом нахичеванских лакколитов — гипабиссальных экструзивных тел гранитоидного и андезито-дацитового состава, прорывающих вулканогенно-осадочную толщу эоцена. Закономерности размещения месторождений и рудопроявлений Зангезурского блока связаны, помимо отмеченных выше причин, с наличием меридиональных и широтных разломов, пересекающих Мегри-Ордубадский плутон и вмещающих палеогеновые образования с прорывающими их лакколитами.

Последней с юга тектонической единицей Малого Кавказа в прилагаемой схеме является область развития слабометаморфизованных преимущественно карбонатных квазиплатформенных

отложений палеозоя, которые принадлежат к почти не затронутой активизацией части Иранской плиты.

Изучение структуры рудных районов и полей и выявление рудоконтролирующих факторов на детальном УГ

В целях детального изучения рудоносных площадей с применением МДС были выбраны два объекта: Квайсинское рудное поле и Айоцдзорский рудный район. Квайсинское рудное поле, представленное одноименным месторождением полиметаллов и рядом рудопроявлений, расположено в зоне сочленения Большого и Малого Кавказа в Северной подзоне Гагрско-Джавской СФЗ. Генезис месторождения и его возраст являются предметом дискуссий и по настоящее время, хотя большинство исследователей, как было показано, склоняются к точке зрения, согласно которой образование месторождения связывается с наложенными процессами позднеальпийской ТМА. Рудное поле расположено в высокогорном районе в сложных геологических и ландшафтных условиях в связи с чем применение КС и АФС при изучении структурной позиции и рудоконтролирующих факторов представляет методический интерес для выявления рудоносных площадей в сходных условиях.

Айоцдзорский рудный район, расположенный в Армяно-Нахичеванской зоне гетерогенно-блокового строения, объединяет три рудных поля, представленных месторождениями сурьмяно-свинцово-цинковой и полиметаллической рудных формаций. Район расположен в поле развития эоценовых вулканогенно-осадочных отложений, прорванных многочисленными интрузивными и субвулканическими телами пестрого состава от габбро до гранитов. Месторождения и рудопроявления находятся в парагенетической связи с отмеченными интрузивными и субвулканическими образованиями. Геологическая структура Айоцдзорского района также достаточно сложна. В орографическом плане район относится к среднегорью.

Квайсинское рудное поле расположено в Джавском районе Юго-Осетинской АО Грузинской ССР, в бассейне среднего течения р. Джоджора на северном склоне Рачинского хребта. Рельеф района высокогорный с абсолютными высотами, достигающими 3000 м, обнажения сосредоточены в основном по долинам рек или в уступах на склонах хребтов. Бóльшая часть склонов задернована или покрыта лесной растительностью.

При изучении Квайсинского рудного поля были использованы КС («Космос», «Ландсат»), высотные АФС, АФС 1 : 15 000—1 : 12 000 масштаба, а также фотопланы 1 : 200 000 масштаба. Дешифрируемость района недостаточно хорошая, что обусловлено залесенностью и задернованностью поверхности в целом, слабой фотогеничностью геологических объектов. По КС и высотным АФС выделяются главным образом элементы разрывной тектоники (рис. 9), по крупномасштабным АФС могут быть выявлены при

хорошей обнаженности литологические разности осадочных и вулканогенных образований, интрузии, дайки, зоны гидротермально измененных пород. Последние при достаточно большой ширине выделяются также на КС 1 : 200 000 масштаба и высотных АФС (например, Квайсинская рудоносная структура).

Квайсинское рудное поле расположено на границе Большого и Малого Кавказа в пределах Северной подзоны Гагрско-Джавской зоны, которая занимает бóльшую часть этой зоны в пределах Сори-Цойского антиклинория. Сложена она в основном порфиритовой свитой байоса и несколько в меньшей мере песчано-сланцевыми отложениями лейаса. Подчиненное положение занимают нижнемеловые известняки. С севера подзона перекрывается надвигом нижнемелового флиша. Для нее характерно развитие крупных асимметричных складок близширотного простирания, осложненных многочисленными разрывными нарушениями широтного и меридионального направления. Северная подзона порфиритовой юры отделяется от южной Рачинско-Лечхумской синклиналью близширотного (ВСВ) простирания, сложенной отложениями поздней юры и мела, примыкающей с севера к Квайсинскому району байосской порфиритовой свитой, олигоценовыми и неогеновыми отложениями.

В строении Квайсинского рудного поля участвуют следующие образования.

Ааленский ярус представляет собой наиболее древние породы, с чередованием глинистых сланцев и кварцево-слюдистых песчаников, неполная мощность которых около 500 м. Вверх по разрезу они согласно сменяются образованиями байоса. Местами наблюдаются тектонические контакты.

Байосский ярус, наиболее распространенный в районе, достигает мощности 2400 м. Слагающие порфиритовую свиту породы, подразделяются на три подсвиты: нижнюю и верхнюю вулканогенно-осадочные и среднюю — вулканогенную, которая занимает важное место в структуре рудного поля. Нижняя подсвита сложена чередованием пород с покровами базальтов и андезит-базальтов, мандельштейновых андезит-базальтов, андезитов. Преобладают обломочные породы над лавами. Обломочные породы представлены туффитами и ксенотуфами. Мощность подсвиты 800 м. В разрезе выделяется семь горизонтов. Средняя подсвита представлена одним горизонтом чередующихся андезито-базальтов и андезитов с лавовыми брекчиями того же состава и маломощных слоев андезит-дацитов и дацитов. Верхняя подсвита характеризуется появлением обломочных пород, представленных туфами и туффитами, переходящими фациально в песчаники. Эта вулканогенно-осадочная толща, мощностью 400—600 м, объединена в бубскую подсвиту.

Келловей-раннеоксфордский ярус, несогласно налегающий на верхний байос, сложен в основании конгломератами, а в верхней части тонкослоистыми песчаниками, мощностью 30—50 м.

Верхний оксфорд-киммериджский ярус представлен массивными известняками, мощностью 300—500 м.

Нижний мел несогласно перекрывает отложения верхней юры. Представлен тонкослоистыми сланцеватыми мергелями от валанжина до альба, суммарной мощностью 50—60 м.

Верхний мел согласно залегает на нижнем, представлен чередованием тонкослоистых известняков, мергелей и глин. Обнажаются они прерывисто в северной и северо-восточной частях Квайсинского рудного поля.

Верхнеэоценовые отложения, несогласно налегающие на верхнемеловые, представлены известковистыми песчаниками, известняками, глинистыми сланцами и мергелями, а также брекчиями с обломками известняков, общей мощностью от 50 до 120 м.

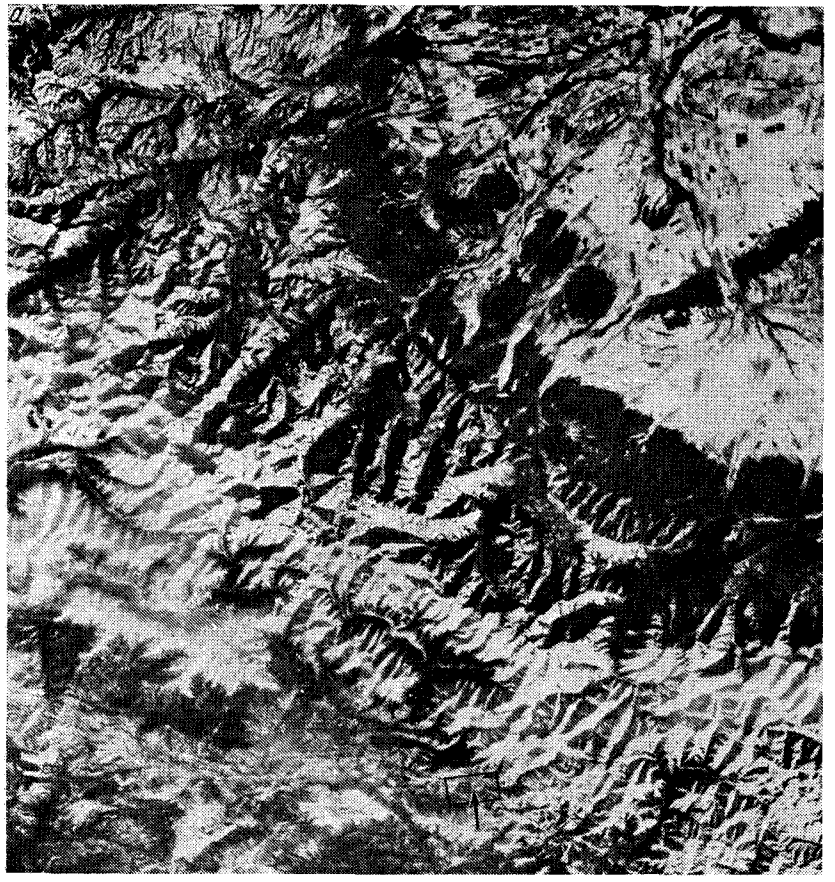
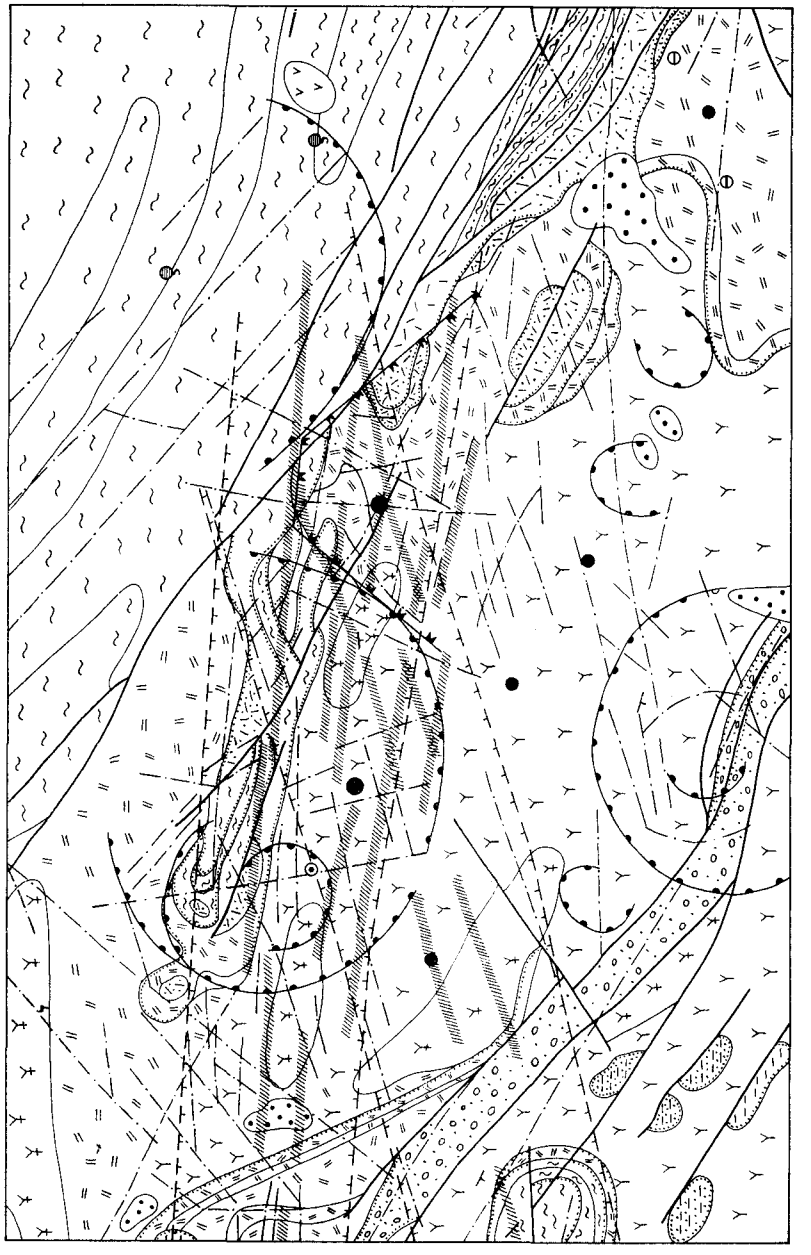


Рис. 9. Квайсинское рудное поле.

а — КС «Ландсат» (рудное поле показано стрелкой в южной части снимка, где хорошо видны близширотные разломы, контролирующие главную рудную зону); *б* — структурная схема.

1 — разломы хорошо выраженные (*а*) и прочие (*б*); *2* — зоны разломов первого порядка по геолого-геофизическим данным; *3* — границы кольцевых и овальных структур по КС; *4* — граница аномального блока по КС; *5* — разломы по геологическим данным; *6* — геологические границы согласные (*а*), со стратиграфическим несогласием (*б*); *7* — месторождения свинцово-цинковые (*а*), рудопроявления свинца и цинка (*б*), ртути (*в*), источники термальных вод (*г*); *8* — андезиты и дациты; *9* — галечники, пески, суглинки Q; *10* — глины и песчаники с прослоями мергелей и конгломератов, глины, песчаники, мергели и известняки, сарматский ярус, *11* — глины, песчаники, мергели, майкопская серия P_3—N_1^1; *12* — песчаники, мергели, глыбовые брекчии, конгломераты, глины, андезит-базальты, туфы, туфопесчаники, андезитовые туфобрекчии, P_2; *13* — известняки, мергели и песчаники, мергелистые и глинистые сланцы, андезит-базальты, их туфы, туфопесчаники, K_2; *14* — песчаники, известняки, мергели, глинистые сланцы с прослоями мергелей и известняков, карбонатные глины, брекчии, конгломераты, K_1; *15* — известняки, мергели, брекчии, конгломераты, глины, песчаники, J_3; *16* — порфириты, туфы, туфопесчаники и туфобрекчии, аргиллиты, песчаники и конгломераты, байосский ярус, J_2; *17* — глинистые сланцы и песчаники ааленский ярус, J_2.

I—*II* — месторождения: Квайсинское (*I*), Скатыкомское (*II*).



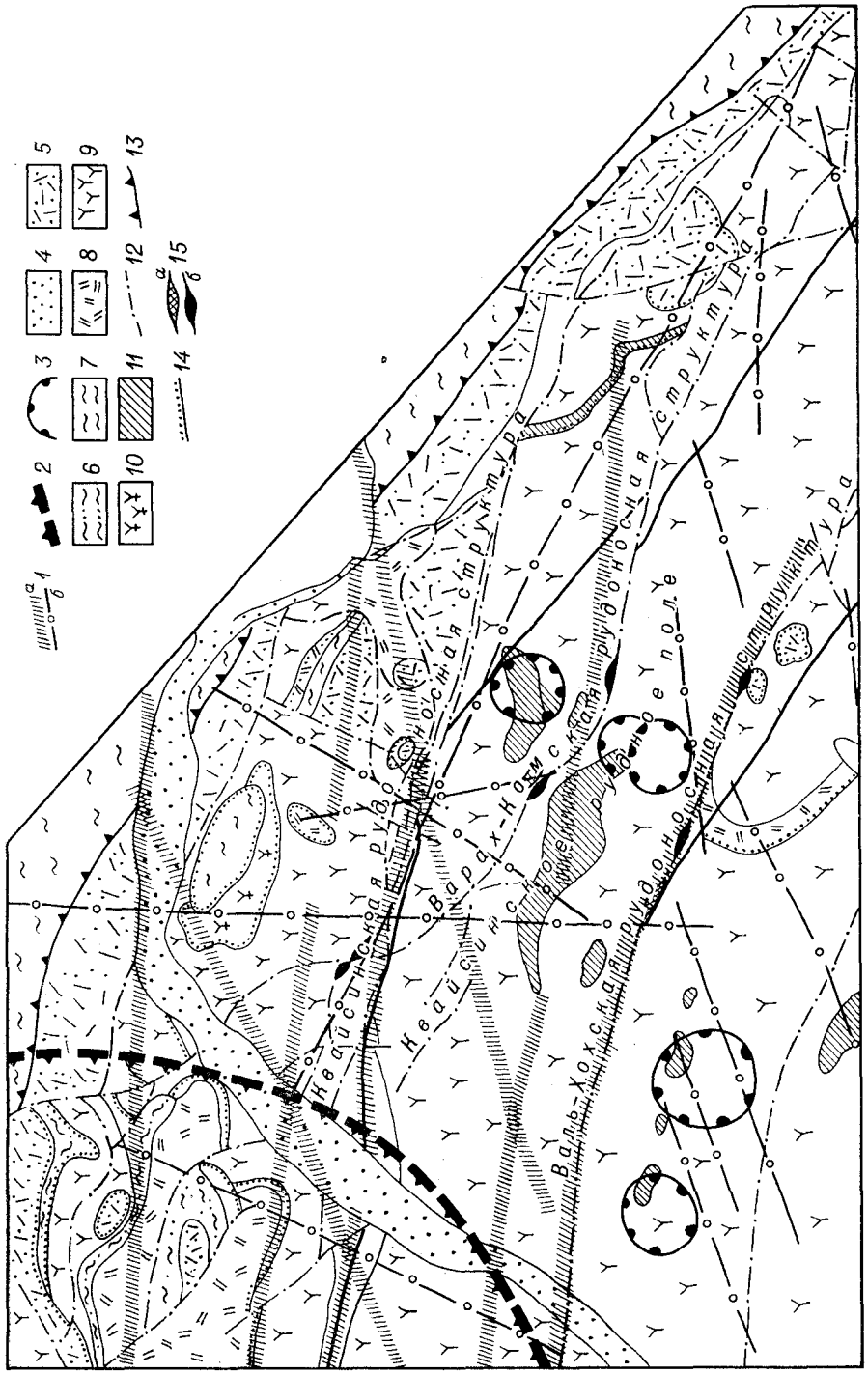


Рис. 10. Квайсинское рудное поле с данными дешифрирования.

1 — разломы второго (*а*) и третьего (*б*) порядков по КС и АФС; *2* — кольцевые структуры второго порядка по КС; *3* — кольцевые структуры по КС и АФС; *4* — современные речные и озерные отложения; *5* — туфы, авгит-лабрадоровые порфириты с обломками верхнеюрских известняков, песчаники, песчано-глинистые сланцы и мергели, P_2^3; *6* — известняки, мергели, реже песчаники, K_2; *7* — песчаники, глинистые сланцы, K_1; *8* — рифтогенные известняки, мергелистые известняки и мергели, песчаники и глины, редко гравелиты, базальные конгломераты, J_3; *9* — брекчии, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники и песчаники, глинистые сланцы, туфы, J_3; *10* — песчаники, глинистые сланцы, туфы, J_2; *11* — альбитофиры, J_2; *12* — разрывные нарушения по геологическим данным; *13* — флишевый надвиг; *14* — стратиграфическое несогласие; *15* — оси синклиналей (*а*) и антиклиналей (*б*).

Среди магматических образований Квайсинского рудного поля известны основные и щелочно-кислые породы. Основные породы, как указывалось выше, наблюдаются на различных стратиграфических уровнях байоса. Несмотря на разновременное их формирование, они практически не отличаются по составу. Это массивные авгит-лабрадоровые базальты, андезиты и андезит-базальты. Многочисленные эффузии, малые интрузии (участки Варах-Ком, Валь-Хох) и дайки микроклиновых гранофиров и микроклин-альбитовых трахит-порфиров также широко распространены в районе.

По геологическим данным рудное поле характеризуется складчато-блоковым строением, выраженным серией субпараллельных складчатых и разрывных дислокаций в основном северо-западного и близширотного простирания (рис. 10). Выделяются также разломы северо-восточного и северо-северо-восточного направления, разграничивающие блоки разного порядка (рис. 10, 11). Пликативные дислокации представлены линейными антиклинальными и синклинальными складками, сложенными юрскими, меловыми и палеогеновыми образованиями с углами падения на крыльях от 30 до 85°. Часто складки по простиранию меняют углы падения и особенности строения за счет осложнения их разнонаправленными складками более высокого порядка или разрывными нарушениями.

Наиболее крупными разломами являются близширотные (ЗСЗ) Квайсинский, Варах-Комский и Валь-Хохский, представляющие, по мнению Ш. Х. Гегечадзе и В. В. Панцулая [1972 г.], на поверхности Сори-Квайсинский глубинный разлом. В северо-западной части района выделяется так называемый Квайсинский тектонический узел, охватывающий Квайсинское рудное поле. Сложность узла заключается в наличии многочисленных разнонаправленных нарушений крупных и локальных. Особого внимания заслуживают Северный и Южный Квайсинские разломы взбросо-сдвигового характера, определяющие сложную структуру Квайсинского месторождения.

Южнее проходит крупный Валь-Хохский разлом (сброс), вдоль которого опущенным является южное крыло с амплитудой 250 м. Между указанными разломами расположен Варах-Комский разлом с падением к югу под углом 85°, существенно отличающийся от предыдущих сложностью конфигурации. Для перечисленных разломов характерно наличие мощных зон дробления, гидротермально измененных пород, оглинения и окварцевания.

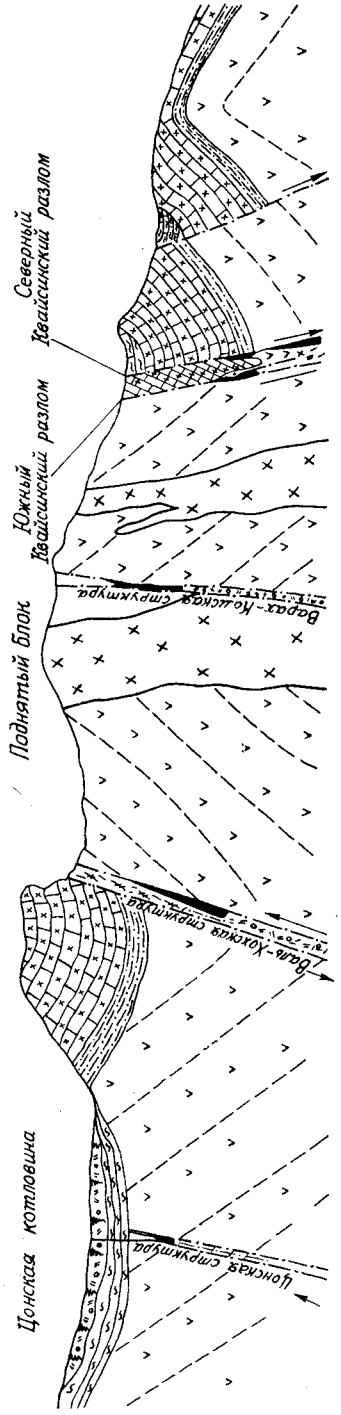


Рис. 11. Геологический разрез Квайсинского рудного поля, по данным Р. Р. Торонджадзе.

1 — зоны дробления с обломками рудных тел; *2* — конгломераты, песчаники, глины, P_3—N_1; *3* — агломератовые туфы, авгит-лабрадоровые порфириты; песчано-глинистые сланцы и мергели; *4* — конгломераты, песчаники, глины; J_3; *5* — лавовые и туфовые брекчии, порфириты, туфы, туфопесчаники и песчаники, J_2; *6* — альбитофиры, J_2; *7* — рудные тела; *8* — зоны дробления (*а*) и окварцевания (*б*).

Южнее Валь-Хохского разлома проходит параллельный ему Цохский разлом, тоже сбросового типа с опущенным южным крылом. Разлом представлен маломощной (до 1 м) зоной дробления и оглинения. В районе выделяются также более мелкие разрывные нарушения различного простирания.

В. Д. Гуниева и другие исследователи выделяют в пределах Квайсинского рудного поля и прилегающей территории разломы разного порядка и простирания, которые интерпретируются как границы крупных блоков. Наиболее крупные предполагаемые глубинные разломы протягиваются в широтном и меридиональном направлении. По данным указанных исследователей, они выражены на поверхности полосой повышенной трещиноватости и развитием субвулканических тел щелочно-кислого состава. Прослеженная длина разломов составляет 20 км при ширине 3—4 км. Выделяются также разломы более высокого порядка, преимущественно северо-восточного и северо-западного направления, которые и являются границами блоков.

В Квайсинском рудном поле, а также в расположенных в непосредственной близости Эрцойском и Рара-Мугудском рудных полях известны рудопроявления и месторождения свинцово-цинковой, барит-полиметаллической, медно-пирротиновой, барит-кальцитовой, железомарганцевой и кварц-ртутно-мышьяковой рудных формаций. Наиболее распространенной является свинцово-цинковая (Квайса, Валь-Хох и Варах-Ком).

В геологическом строении Квайсинского месторождения принимают участие песчано-глинистые отложения позднего лейаса, породы порфиритовой свиты байоса, позднеюрские известняки, меловые известняки и мергели и эоценовые песчано-глинисто-карбонатные отложения. Месторождения и рудопроявления Квайсинского рудного поля приурочены к трем субпараллельным близширотным рудоносным зонам разломов: Квайсинской, Варах-Комской и Валь-Хохской.

Квайсинская рудоносная зона ограничена Южным и Северным Квайсинскими разломами. Они имеют встречное крутое падение и на глубине сочленяются, образуя тектонический клин. Оба разлома (Северный в меньшей степени) представлены мощной зоной раздробленных оглиненных хлоритизированных и карбонатизированных туфогенных пород байоса, известняков поздней юры и эоцена. Галенит-сфалеритовое и баритовое оруденение локализовано в самих разломах или вблизи них, реже в мелких продольных трещинах внутри зоны.

Месторождение состоит из трех разобщенных участков, расположенных вдоль простирания зоны разломов (рис. 10). На участках Нижн. Квайса и Надарбаз промышленные запасы руды расположены в основном ниже абсолютной отметки 1800 м. С глубиной содержание свинца и цинка, а также мощность рудного тела увеличиваются. Рудные залежи представлены разобщенными кулисами, по-видимому, соединяющимися на глубине; морфологически они представлены жило- и линзо-штокообразными

рудными телами. На западном и восточном флангах рудоносной структуры установлены рудопроявления галенита и сфалерита.

Варах-Комская рудоносная структура расположена южнее Квайсинской и приурочена к южному крылу Цедиси-Ахсарджинской антиклинали. Она представлена несколькими разобщенными рудными телами, пространственно сближенными со штоками и субвулканическими дайками щелочно-кислого состава, развитыми вдоль Варах-Комского разлома. В большинстве случаев оруденение развито в зальбандах или внутри даек, которые сопровождаются эруптивными и эксплозивными брекчиями.

Валь-Хохкская рудоносная структура представлена двумя разобщенными рудными телами, пространственно приуроченными к Валь-Хохкскому разлому, вдоль которого развиты штокообразные интрузии и дайки щелочно-кислого состава. Южнее Валь-Хохкской структуры расположено Раздаран-Комское рудопроявление пока недостаточно изученное.

Результаты дешифрирования Квайсинского рудного поля по КС разных масштабов и видов отражены на тектонической схеме. Приведенные выше сведения свидетельствуют о том, что основными рудоносными структурами являются субпараллельные разломы близширотного простирания, пересекающие рудное поле и уходящие за его пределы. К этим разломам приурочены значительные по мощности зоны гидротермально измененных пород, малые интрузии и дайки щелочно-кислого состава, уверенно выделяемые на АФС.

В региональном структурном плане по данным дешифрирования КС масштаба 1 : 1 000 000 Квайсинское рудное поле приурочено к узлу пересечения разломов второго и третьего порядков восток-северо-восточного, запад-северо-западного и широтного простирания, охватывает северную часть Дзирульского массива и восточную часть Гагрско-Джавской зоны, расположенной к северу от Дзирульского массива. К Западу от Квайсинского рудного поля прослеживаются протяженные разломы второго порядка север-северо-восточного (25°) простирания.

На локальном УГ в Квайсинском рудном поле, а также за его пределами наиболее широко развиты разломы восток-северо-восточного (75°) и близширотного (95—100°) простирания, наиболее распространенные на Малом Кавказе. В рассматриваемом районе отличаются две зоны, протяженностью до 36 км при ширине 3—4 км. Наибольшая плотность разломов в пределах этих зон отмечается в Квайсинском рудном поле и к западу от него на расстоянии 10—12 км. Эти зоны образуют узел пересечения площадью 10×4 км, который является структурным элементом узла пересечения более низкого порядка (более крупного). Квайсинское рудное поле занимает восточную, бóльшую, часть этого узла пересечения; к западной его части приурочено Скатыкомское свинцово-цинковое месторождение.

Выявленные по КС и АФС разломы, как отмечалось выше, представляют собой своеобразные трещинные структуры, обра-

зующие системы разрывов разного порядка устойчивой ориентировки, не зависящей от геологического строения.

Хорошо согласуются с известными установленными разломами широтные и близширотные (ЗСЗ) линеаменты, в частности Квайсинская, Варах-Комская и Валь-Хохская рудоносные структуры. По геологическим данным эти структуры прослежены только в пределах Квайсинского рудного поля. По данным КС они являются элементами зон разломов, прослеживающихся по простиранию на несколько десятков километров. Следует уточнить, что отмеченные рудоносные структуры не выдерживаются строго по простиранию и меняют его на востоке от близширотного на северо-западное. Это может быть вызвано следующими причинами.

Во-первых, следует иметь в виду, что может иметь место сочленение разломов широтного и северо-западного простирания. Второе обстоятельство связано с тем, что на МДС отражаются в основном молодые или обновленные разрывные нарушения, которые не всегда находятся в соответствии с геологической структурой. Об активности разломов в новейшее время в Квайсинском районе свидетельствует, например, следующий факт: пересекающая широтные зоны разломов р. Джоджора образует систему параллельных прямолинейных протоков и галечных кос.

Линеаменты восток-северо-восточного направления соответствуют простиранию закартированных разрывных и складчатых структур, широко развитых в юго-восточной и восточной (за пределами Квайсинского рудного поля) частях района. В восточной части вдоль известных разломов этого направления происходят смещения меловых и позднеэоценовых отложений. В Квайсинском рудном поле эти разломы представлены единичными нарушениями, в частности смещающими Валь-Хохскую рудоносную структуру. Меридиональные и близмеридиональные разломы известны по геологическим данным в Квайсинском рудном поле и за его пределами, где с ними связано полиметаллическое оруденение Эрцойского рудного поля в отложениях поздней юры (оксфорд—кимеридж).

В Квайсинском рудном поле широко развиты зоны гидротермально измененных пород, характеризующиеся специфическими особенностями фотоизображения на крупномасштабных АФС, хотя в общем генерализованном виде зоны гидротермальных изменений дешифрируются и на высотных АФС и КС. Они выделяются по светлому тону изображения и «мягким» мезо-микроформам рельефа, контрастирующим с темными по тону залесенными расчлененными склонами. Эти особенности изображения обусловлены тем, что на местности зоны измененных пород, как правило, лишены лесного покрова, слагают сыпучие склоны, относительно слабо задернованы; вдоль них выработаны русла боковых рек, впадающих в р. Джоджора.

В исследуемом районе выявлены кольцевые и овальные структуры различного размера (от 1,5 до 10 км), а также полигональный блок. Бóльшая часть этих структур приурочена к зонам раз-

ломов или к узлам их пересечения (рис. 10). Располагаются они в основном в отложениях средней юры вне связи с геологической структурой. По-видимому, их надо рассматривать как наложенные структурные формы, обусловленные процессами позднеальпийской тектоно-магматической активизации.

Полигональный блок, расположенный непосредственно к востоку от пос. Квайса, имеет четкие контуры с запада, севера и с востока, с юга его ограничения не установлены. Он характеризуется сложной геологической структурой, разбит многочисленными разломами разного порядка (широтного, восток-северо-восточного, запад-северо-западного, меридионального и близмеридионального простираний); в его центральной части сосредоточены малые интрузии щелочно-кислого состава и максимальное для данного района число мощных зон гидротермально измененных пород. На КС и АФС он выражен пестрым аномальным рисунком фотоизображения за счет густой сети разломов и светлых полос гидротермально измененных пород.

Пространственные закономерности размещения эндогенного оруденения рассматриваются с позиций полученной по КС и АФС новой информации. Квайсинское рудное поле, занимающее центральную часть полигонального блока, представляет собой как в геологическом отношении, так и по характеру изображения на КС и высотных АФС аномальный участок по отношению к окружающему фону. Аномальность этого участка проявляется в концентрации рудоносных структур, интрузий альбитофиров, диоритов, в наличии почти параллельных разрывных и линейных складчатых структур. В геологическом отношении он приурочен к горст-антиклинали, ограниченной с востока и запада выявленными по КС близмеридиональными разломами, выполненными порфиритами байоса, инъецированными интрузивными телами (рис. 10). С севера эта горст-антиклиналь ограничена Северным Квайсинским разломом, а с юга Валь-Хохским разломом. Наиболее сложное строение имеет северный борт горст-антиклинали, представляющий собой тектонический клин, зажатый между Северным и Южным Квайсинским разломами. Слагающие его песчаники и глинистые сланцы раннего мела, известняки и мергели оксфорда—кимериджа и порфириты байоса имеют крутое, почти вертикальное падение к югу (противоположное движению горста), что свидетельствует об интенсивности тектонических движений.

Рудоносные структуры Квайсинского рудного поля являются фрагментами крупных разломов Сори-Квайсинской зоны близширотного (ЗСЗ) простирания (см. рис. 7). На детальном УГ в структуре Квайсинского рудного поля основная рудоконтролирующая роль принадлежит разломам второго порядка Сори-Квайсинской (*2*, *3*, *4* и *5*) и Шаорско-Квайсинской (*6* и *7*) зон, узлам пересечения этих разломов, а также меридиональным и близмеридиональным разломам (рис. 10).

Квайсинское месторождение приурочено к разломам второго порядка (*2* и *3*) и оперяющим их трещинам. Участок Нижняя

Квайса расположен на близширотном разломе *2* в непосредственной близости от его пересечения с разломом *6* восток-северо-восточной системы. Участок Верхн. Квайса контролируется разломом третьего порядка запад-северо-западного простирания, пересекающего под острым углом разломы второго порядка *2* и *3*.

Участок Надарбаз имеет наиболее сложную структуру. Здесь пересекаются разломы второго порядка близширотного и восток-северо-восточного направления, а также разломы третьего порядка меридионального и близмеридионального направления. Сложность этого структурного узла выражается в наличии тектонического клина, сложенного нижнемеловыми отложениями. Надарбазская рудная залежь является основной на Квайсинском месторождении и представлена жило-, линзо- и штокообразными телами, приуроченными к близширотному разлому и оперяющим его трещинам.

Наиболее южная рудоносная структура Квайсинского рудного поля — Валь-Хохская — приурочена к близширотному разлому второго порядка (*5*), протягивающемуся вдоль северного борта закартированного разлома. За пределами Квайсинского рудного поля, к западу, на правом берегу р. Джорджора на продолжении разломов *4* и *5* наблюдается мощная (до 1300 м) зона гидротермально измененных пород, прослеженная авторами вкрест простирания. Гидротермально измененные породы чередуются с мало и совершенно не измененными породами и составляют, в пределах зоны, 70—80 % от общей массы. Облик измененных пород такой же, как и в Квайсинской зоне, т. е. это интенсивно раздробленные, рассланцованные, оглиненные, хлоритизированные и карбонатизированные породы буро-красного цвета, сформировавшиеся по порфиритам и туфогенным породам байоса.

Связь с магматизмом месторождений и рудопроявлений Квайсинского рудного поля проблематична. Интрузии альбитофиров расположены вне непосредственной близости от них, имеют удлиненную форму и ориентированы по длинной оси в близширотном направлении; в этом же направлении вытянуты цепочки малых интрузивных тел. Наиболее крупная интрузия приурочена к близширотному разлому второго порядка (*4*). Большинство интрузий тяготеют к кольцевым структурам различного диаметра. Можно считать, что образование эндогенных месторождений и интрузий связано с близширотной Сори-Квайсинской зоной глубинных разломов, пересеченной в восточной части восток-северо-восточной Шаорско-Квайсинской зоной.

Анализ КС и АФС, проведенный в комплексе с геологическими и металлогеническими данными, показал, что Квайсинское рудное поле контролируется структурными элементами, выявленными по КС разных УГ, при этом отмечаются следующие закономерности.

1. Квайсинское рудное поле расположено в пределах области позднеальпийской ТМА, охватывающей восточный склон Транскавказского поперечного поднятия и характеризующейся растяжением и левосторонним смещением.

2. По данным КС регионального УГ («Космос», «Ландсат») оно располагается в зоне сочленения Большого и Малого Кавказа к северу от Дзирульского массива в узле пересечения разломов I и II порядков ВСВ и ЗСЗ простирания, образующих полигональный блок, размером 10 км в поперечнике.

3. На локальном УГ Квайсинское рудное поле представляет собой аномальный участок, характеризующийся повышенной раздробленностью земной коры и наличием зон гидротермально измененных пород, имеющих характерный облик на МДС.

Айоцдзорский рудный район расположен в пределах Армянского нагорья. Рельеф района средне- и высокогорный. В районе почти отсутствует лесная растительность, в связи с чем дешифрируемость повсеместно хорошая. При изучении Айоцдзорского рудного района были использованы КС с ИСЗ «Космос» и «Ландсат» (1 : 1 000 000), высотные (1 : 100 000) и обычные АФС, фотопланы по КС (1 : 1 000 000) и по АФС (1 : 100 000).

Повсеместно наиболее уверенно выявляются по КС и АФС элементы разрывной тектоники — разломы разного порядка, морфологии, генезиса, кольцевые структуры, зоны дробления и трещины (рис. 12, см. вкладку). Элементы пликативной тектоники выделяются наиболее эффективно на КС крупного масштаба и на АФС. По АФС, а также крупномасштабным КС при благоприятных условиях могут быть обнаружены комплексы пород или их литолого-петрографические разности, а также зоны гидротермальных изменений.

В геолого-структурном отношении Айоцдзорский рудный район входит в Армяно-Нахичеванскую зону гетерогенного строения. Западную часть района занимает широкий и пологий Айоцдзорский синклинорий, осевая часть которого протягивается в северо-западном направлении. Западным кулисообразным продолжением его является Магапский синклинорий, протягивающийся в направлении Приараксинской зоны.

В строении Айоцдзорского синклинория участвует преимущественно мощная вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена, позднего эоцена и олигоцена, смятая в серию пологих антиклинальных и синклинальных складок. По его периферии развиты миоцен-плиоценовые и верхнеплиоцен-четвертичные лавы. Более древние — мезозойские и палеозойские породы — выходят на Варденисском и Даралагезском хребтах на северо-западе и юго-западе района. Наиболее древними породами, выходящими на поверхность, являются известняки, кварциты, глинистые сланцы позднего девона (франский—фаменский ярусы), мощностью 270—380 м. Полный разрез нижнего карбона известен только в пределах Варденисского хребта в верховье р. Аргича — кварциты, известняки, глинистые сланцы с прослоями фосфоритоносных известняковистых песчаников, мощностью 680 м.

По мнению большинства исследователей, наблюдается постепенный переход от карбона к перми, которая представлена темно-серыми битуминозными известняками, мергелями с прослоями песчанистых битуминозных сланцев, общей мощностью 750 м.

Триасовые отложения имеют ограниченное распространение. Их выходы известны в бассейнах рек Веди и Арпа, т. е. к западу от Айоцдзорского района. Представлены они исключительно карбонатными отложениями — плитчатыми доломитизированными известняками, общей мощностью 700 м.

Меловые отложения, распространенные в юго-западной и северо-западной частях района, представлены в основном верхнемеловыми (сеноман — кампан). Состав их разнообразен: туронский, коньякский и сантонский ярусы сложены вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями с пачками карбонатных пород; кампан представлен известняками, песчаниками, аргиллитами и песчано-мергелистыми породами.

Наибольшим распространением в пределах Айоцдзорского рудного района пользуются палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. В основании этой серии залегают палеоцен-нижнеэоценовые известковистые конгломераты, песчанистые известняки и известняки небольшой суммарной мощности. Вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена сложена известняками, конгломератами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, порфиритами. Нерасчлененная верхнеэоцен-олигоценовая толща представлена туфо- и лавобрекчиями, порфиритами, липарито-дацитами, известняками, песчаниками, глинами. Породы связаны между собой фациальными взаимопереходами. Суммарная мощность эоценовых отложений составляет 1500—2000 м.

Миоцен-среднеплиоценовые отложения представлены туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами с лавами андезитов, базальтов и андезито-дацитов. Непосредственно выше залегают нижнечетвертичные базальты, андезито-базальты, среднечетвертично-современные андезиты и андезито-дациты. Мощность лав меняется от первых метров до нескольких десятков метров.

Интрузивные и субвулканические образования, которые сосредоточены в Газминском, Джермукском, Чайкендском, Азизбековском районах, представлены интрузиями гранодиоритов, диоритов, сиенитов, габбро-монцонитов позднеэоценового—олигоценового возраста. Субвулканические тела, наиболее широко распространенные в восточной части района, слагают пластовые залежи и силлы липаритов, дацитов, диоритовых, дацитовых порфиритов, андезитов, габбро-порфиритов среднего эоцена—среднего плиоцена, известны также дайки дацитов и диоритовых порфиритов, габбро-порфиритов, андезито-дацитов различной мощности и ориентировки.

В тектоническом отношении Айоцдзорский рудный район входит в Армянскую складчатую зону, занимая наиболее опущенную часть, приуроченную к среднему течению р. Арпа в пределах одноименного синклинория. Айоцдзорский синклинорий представляет собой пологую структуру, осложненную немногочисленными по геологическим данным разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний и пологими простыми по строению складками.

Для рудного района характерна относительно увеличенная мощность земной коры (до 55 км), тогда как в соседнем Мегринском районе она составляет 44,5 км, а в районе оз. Севан 41 км и постепенно уменьшается к северу, в пределах Севано-Акеринской зоны. Другой особенностью является аномально широкое по сравнению с окружающими площадями проявление интрузивного и субвулканического магматизма от олигоценового до позднечетвертичного времени. Разрывные нарушения отмечаются в основном в восточной части района — в верховьях рек Арпа и Гер-Гер, а также в пределах лавовых нагорий (большинство из них на рис. 12 показаны как предполагаемые). Наиболее сложные по тектоническому строению участки расположены там же. В окрестностях поселков Азизбеков, Кечут и Кармрашен отмечается большая тектоническая раздробленность геологических образований, насыщенность их интрузивными и субвулканическими телами, пластовыми залежами и дайками. Сложным по строению представляется также недостаточно хорошо изученный район Газминской интрузии.

Материалы сейсмических профилей, в том числе полученные со станции «Земля», а также гравиметрические и магнитные данные, показывают, что в Айоцдзорском районе имеется гораздо большее число разрывных нарушений, среди которых преобладают близширотные разломы, рассекающие всю земную кору до верхней мантии со смещением горизонтов с амплитудами на глубине 2—4 км.

Месторождения и рудопроявления Айоцдзорского рудного района можно объединить в три рудных поля: Газминское, Азатекское, Какавасарское.

Газминское рудное поле, расположенное на правом берегу р. Элегис, включает одноименное месторождение и несколько рудопроявлений галенит-сфалерит-халькопиритовой формации, а также рудопроявления медно-молибденовой и малосульфидной формаций.

В геологическом строении его участвуют вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена, прорванные олигоценовыми интрузиями гранит-порфиров, диоритов, гранодиоритов, граносиенитов. Местами эти породы сильно смяты и пересечены многочисленными трещинами, заполненными перетертыми обломками

пород и глинистым веществом. Месторождение приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинали общекавказского простирания, осложненной разрывными нарушениями меридионального простирания. Рудовмещающими породами являются гидротермально сильно измененные туффиты и агломератовые туфы, а также интрузивные породы.

Рудные тела представлены жилами и зонами с прожилково-вкрапленным оруденением. Все жилы имеют меридиональное простирание, а зоны вытянуты в широтном направлении. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит и пирит. Возраст оруденения послеолигоценовый.

Азатекское рудное поле включает месторождения и рудопроявления свинцово-сурьмяной, полиметаллической и сульфидной формаций. Его (рис. 13) слагают вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена, прорванные позднеолигоценовыми интрузиями пестрого состава, состоящими из гранодиоритов, сиенито-диоритов, порфировидных гранитов, сиенитов, граносиенитов, монцонитов, габбро, с которыми парагенетически связано оруденение. Широко развиты дайки диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов близмеридионального и близширотного простирания. Рудовмещающими породами являются туффиты, либо интрузивные породы. На поверхности рудоносные структуры выражены гидротермально измененными породами, имеющими красно-бурую и желтую окраску. По гидротермально измененным породам выработаны понижения в рельефе. Рудные тела и зоны имеют сложную форму с апофизами и прожилками, раздувами в виде линз, известны также прожилково-вкрапленные руды. Процесс рудообразования проходил в несколько стадий, о чем свидетельствуют брекчированные руды и существование взаимопересекающихся жил. По составу руды относятся к полиметаллическому и сурьмяному типам. Возраст оруденения послеолигоценовый.

Какавасарское рудное поле, расположенное к востоку от Азатекского, включает группу гидротермальных рудопроявлений. Рудные тела представлены жилами и вытянутыми зонами минерализации. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные отложения среднего эоцена, прорванные многочисленными позднеолигоценовыми малыми интрузиями габбро и габбро-диоритов.

Непосредственно для изучения рудного района привлекались КС «Космос», высотные АФС масштаба 1 : 100 000, крупномасштабные АФС, а также фотопланы по высотным АФС. Данные о рудоконтролирующих и рудоносных структурах и закономерностях размещения эндогенного оруденения в Айоцдзорском рудном районе значительно дополнены при дешифрировании КС и АФС (рис. 12).

На региональном УГ Айоцдзорский рудный район приурочен к зоне сквозных глубинных разломов сбросо-сдвигового характера широтного и восток-северо-восточного простирания, из которых наиболее важную роль играют разломы Адано-Малокавказской зоны. Второстепенную роль играют разломы меридионального, северо-западного и северо-восточного направления. В южной части Айоцдзорского рудного района выявлена крупная кольцевая структура вулкано-плутонического генезиса, к северной части которой приурочена Азизбековская интрузия. Вторая крупная кольцевая структура охватывает северную часть рудного района.

На локальном УГ в пределах Айоцдзорского рудного района наиболее широко развиты разломы восток-северо-восточного, широтного, менее — меридионального, северо-восточного, северо-западного направления. Наибольшая концентрация разломов широтного, восток-северо-восточного (70°), запад-северо-западного (290°) направления приурочена к бассейну р. Арпа и к нижнему течению р. Гер-Гер. Эти разрывные нарушения образуют зоны различной

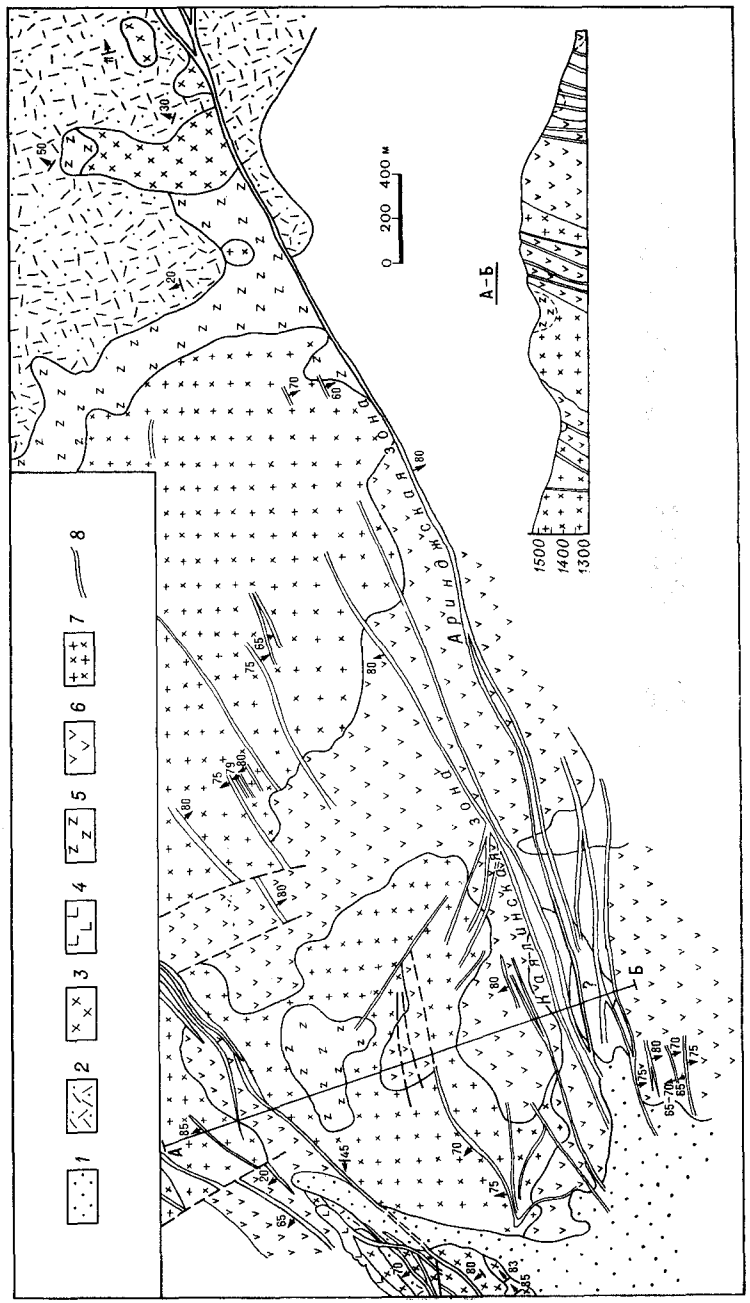


Рис. 13. Геологическая схема полиметаллогенного месторождения.
1 — четвертичные речные отложения; *2* — вулканогенно-осадочные отложения, средний эоцен; *3* — диорит-порфириты; *4* — порфиритовые дайки; *5* — роговики; *6* — габбро-монцониты; *7* — гранодиориты; *8* — рудные зоны.

ширины и протяженности, хорошо выраженные прямолинейными долинами или резкими кулисообразными их изгибами, уступами, логами, водоразделами различного порядка, сочетанием мезо- и микроформ рельефа. Наиболее крупной из них является Арпинская-1 зона второго порядка восток-северо-восточного (77°) простирания, прослеживающаяся от пос. Гнишик до р. Воротан на расстояние 35 км при ширине 3—4 км и представляющая собой элемент Адано-Малокавказской зоны первого порядка. Максимальная плотность разрывных нарушений отмечается у пос. Азизбеков.

Арпинская-1 зона пересекается под острым углом с Гер-Герской зоной разломов запад-северо-западного (290°) направления, соответствующей в целом зоне разломов первого порядка, расположенной непосредственно к югу (рис. 12). Протяженность Гер-Герской зоны 16—18 км при ширине 3—4 км, разрывные нарушения в ее пределах развиты интенсивно по всей длине. На западе зона резко обрывается вдоль границы опущенного блока, сложенного четвертичными лавами, а на востоке постепенно затухает в пределах Сюникского вулканического нагорья. Менее четко выражена Арпинская-2 зона широтных разломов, прослеживающаяся от нижнего течения р. Арпа до границы Сюникского нагорья на расстояние около 50 км. Наибольшая плотность разрывных нарушений наблюдается в районе Азизбековской интрузии, где образуется как бы раздув этой зоны до 7 км при общей ширине 2—3 км. Четвертая зона разломов прослеживается от Азизбековской интрузии на северо-восток (38°) на расстоянии 18—20 км при ширине от 4 до 8 км. Эта зона имеет локальное значение, так как не отражена на КС масштаба 1 : 1 000 000. Рассмотренные зоны разломов образуют сложный узел пересечения I-го порядка, расположенный к югу от среднего течения р. Арпа (рис. 12, 13).

Другой участок сгущения выявленных по КС и АФС разломов приурочен к бассейну верхнего течения р. Элегис, где преобладают широтные и, в меньшей степени, меридиональные и северо-западные разрывные нарушения. Широтная зона имеет протяженность около 25 км при ширине 2—3 км. В восточном направлении она постепенно исчезает под лавами. Разломы СЗ-простирания образуют зону протяженностью 12 км при ширине 2,5—3 км, отраженную на КС грабенообразным понижением в рельефе. Аналогичная зона разломов приурочена к водораздельной части Варденисского хребта, где она отчетливо выражена прямолинейными глубоко врезанными долинами, уступами и т. п. Разломы I-го порядка восток-северо-восточного, запад-северо-западного и широтного простирания являются наложенными сквозными зонами, определившими вместе с разломами II-го порядка широкое развитие в пределах Айоцдзорского рудного района интрузивного и субвулканического магматизма позднеальпийской ТМА.

Арпинская-1 зона разломов второго порядка, наложенная на геологическую структуру Айоцдзорского района, контролирует размещение Азизбековской интрузии пестрого состава от габбро

до граносиенитов, а также многочисленных мелких интрузивных и субвулканических тел. По геофизическим данным эта зона отражена в фундаменте вытянутой в широтном направлении аномалией протяженностью 26 км. По данным сейсмических профилей здесь фиксируется разлом, рассекающий всю земную кору до поверхности М со смещением горизонтов на глубине от 2 до 4 км.

Арпинская-2 зона второго порядка контролирует положение Азизбековской интрузии, а также малых интрузий габброидного состава к востоку в районе пос. Чайкенд и субвулканических тел андезитов и андезито-дацитовых порфиритов к западу от пос. Азизбеков. Эта зона также подтверждается положением гравитационного максимума и данными сейсмопрофилирования.

Гер-Герская зона разломов второго порядка контролирует положение дайкообразных тел дацитовых порфиритов, диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов аналогичного простирания на правобережье р. Гер-Гер, субвулканических пород и малых интрузий в районе пос. Чайкенд. Зона разломов северо-восточного простирания протягивается через Азизбековскую интрузию, а северо-восточнее ее в междуречье рек Гер-Гер и Арпа она контролирует наиболее широко развитые в Айоцдзорском рудном районе субвулканические тела дацитовых, диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов, а также мелкие интрузии габбро, габбро-диоритов и гранодиоритов. С этой зоной разломов хорошо согласуются установленные и предполагаемые по геологическим данным разломы близкого простирания. Северо-восточные разломы здесь выделяются также по гравиметрическим данным.

Узлы пересечения рассмотренных зон разломов II-го порядка хорошо согласуются с резким расширением в западной части гравитационной положительной аномалии до 9 км по сравнению с 5 км в ее центральной части.

Из разломов I-го порядка, приуроченных к бассейну р. Элегис, наиболее хорошо коррелируется с геологическими данными Элегиасская зона, контролирующая размещение (и ориентировку) относительно крупной гранодиоритовой интрузии и более мелких субвулканических тел. Северо-Западная зона соответствует разлому, установленному по геологическим данным и по локальным выходам туронско-нижнеконьякских отложений в поле развития среднеэоценовых пород. Широтные разломы подтверждаются данными сейсмопрофилирования.

Разлом II-го порядка, ориентированный вдоль Варденисского хребта, контролирует положение среднеплиоценовой интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов. По сейсмическим данным вдоль Варденисского хребта выделяется близширотный глубинный разлом, вдоль которого происходит смещение кристаллического фундамента, гранитного и базальтового слоев.

По данным дешифрирования КС и высотных АФС в рассматриваемом районе широко представлены кольцевые структуры диаметром от 0,5 до 5,5 км. Группы кольцевых структур сосредоточены в пос. Азизбеков, в районах вершины Теке-Добуран и вер-

ховьев рек Элегис, Гер-Гер и Арпа. Сложены эти структуры вулканогенными отложениями среднего эоцена, либо интрузивными породами и четвертичными лавами. Они располагаются по периферии или внутри интрузивных массивов. Принимая во внимание многофазное образование интрузивных тел, можно считать, что кольцевые структуры отражают неоднократное формирование внутри интрузивных массивов магматических камер по мере поступления новых порций магмы. Это подтверждается взаимным расположением кольцевых структур. Так, в районе Азизбековской интрузии, имеющей изометричную форму, кольцевые структуры располагаются кучно, захватывая пространство и по периферии выхода интрузивного тела. В пределах Газминской интрузии кольцевые структуры вытянуты в широтном направлении в виде цепочки вдоль широтной зоны разломов, являющейся подводящим каналом при поступлениях последовательных порций магматических расплавов.

Кольцевые структуры, приуроченные к субвулканическим телам, также располагаются группами либо цепочками. Поскольку между интрузиями и субвулканами существуют не только тесные взаимосвязи, но и возможны любые виды переходных форм, кольцевые структуры с субвулканическими телами можно рассматривать как верхние горизонты вулкано-плутонических построек. Образование кольцевых и дугообразных разрывных структур связывается с разрядкой напряжений, возникающих в результате скопления вулканических продуктов и вызывающих не только дефицит пространства в фундаменте, но и значительную нагрузку на земную кору.

Закономерности размещения месторождений и рудопроявлений определяются ролью выявленных структурных элементов разного ранга в локализации интрузивного и субвулканического магматизма различного состава, зон гидротермально измененных пород и самих рудных формаций.

На региональном УГ Айоцдзорский рудный район контролируется положением сквозных глубинных разломов I-го порядка восток-северо-восточного, запад-северо-западного и широтного простирания, определяющих размещение интрузивного и субвулканического магматизма, месторождений и рудопроявлений в целом. Рудоконтролирующая роль в пределах Айоцдзорского рудного района принадлежит разломам II-го порядка, часть из которых является элементами зон сквозных глубинных разломов I-го порядка, узлам пересечения этих разломов, кольцевым и овальным структурам, зонам дробления. Совмещение в пространстве перечисленных структурных элементов образует участки усложненного геологического строения, в пределах которых набор магматических пород свидетельствует о повышенной глубинной проницаемости. Среди выявленных структур выделяются различные по рудоконтролирующей роли, такие как магма- и рудоподводящие или рудоконтролирующие и рудолокализующие, определяющие концентрацию рудного вещества.

Наиболее сложным геологическим строением характеризуется участок Азатекского и Какавасарского рудных полей, а также примыкающая к ним с севера территория. Здесь отмечается максимальная плотность разрывных нарушений, образующих зоны дробления, а также кольцевых и овальных структур, интрузивных и субвулканических тел. Большинство месторождений и рудопроявления Айоцдзорского рудного района приурочено к этому участку, где их положение контролируется зонами разломов II-го порядка (Арпинская-1 и 2). Устанавливается отчетливая связь между положением Азатекского месторождения и рудопроявлений с зонами разломов II-го порядка и с широтно ориентированной зоной избыточной плотности фундамента. Локализация оруденения обнаруживает отчетливую связь с узлами пересечения зон разломов Арпинская-1, Арпинская-2, Гер-Герская и Северо-Восточная. К этим узлам приурочены месторождения и рудопроявления полиметаллической и других рудных формаций (рис. 12).

Положение и ориентировка рудных зон в пределах Азатекского рудного поля находится в строгом соответствии с новыми данными, полученными по КС и АФС (рис. 18). Так, местоположение и простирание наиболее протяженных Каялинской и Аринджской рудных зон соответствует положению и направлению разломов Арпинской-1 зоны разломов, рудных зон запад-северо-западного простирания — разломам Гер-Герской зоны, рудных зон северо-восточного простирания (участки 5, 6, 8) — Северо-Восточной зоне. Имеются также рудные зоны широтного простирания. Следует отметить, что наиболее протяженные и многочисленные сближенные рудные зоны связаны с более крупными разломами, выявленными по КС.

Газминское рудное поле расположено в узле пересечения широтной зоны разломов III-го порядка (Элегисская) и меридионального разлома. Здесь отмечается усложнение геологического строения, заключающееся в широком развитии многофазных даек меридионального простирания, кольцевых структур, разломов широтного, меридионального и северо-западного направлений, зон дробления. Рудоконтролирующей является Элегисская зона разломов, к которой приурочено Газминское рудное поле, группа рудопроявлений марганцеворудной формации в верховье р. Гер-Гер, рудопроявления полиметаллической и медно-молибденовой рудных формаций. Она включает Газминское рудное поле, рудопроявления полиметаллов, расположенные западнее, и проявления марганца аэксгаляционно-осадочного генезиса восточнее Газминского поля.

Таким образом, Айоцдзорский рудный район контролируется структурными элементами, установленными по КС и АФС разных УГ, причем отмечаются следующие характерные особенности.

1. По данным КС континентального и регионального УГ в южной части Айоцдзорского рудного района расположен узел пересечения разломов I и II-го порядка ВСВ- и ЗСЗ-простирания, контролирующий бóльшую часть месторождений и рудопроявлений.

2. КС локального УГ и высотные АФС показывают, что контроль на уровне рудных полей (зон) и месторождений осуществляется зонами разломов глубинного заложения II-го порядка, разломами III-го порядка и узлами их пересечения.

3. По данным интерпретации результатов дешифрирования КС разных УГ в комплексе с геолого-геофизическими материалами Айоцдзорский рудный район представляет собой относительно опущенный блок, примыкающий с востока к зоне растяжения (позднеальпийского незавершенного рифтогенезиса), причем локализация магматизма и оруденения определяется сочленением этой зоны с восток-северо-восточными сквозными глубинными разломами.

Изложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы и дать практические рекомендации по особенностям использования МДС для региональных металлогенических исследований и изучения рудных районов и полей в пределах Восточной части Средиземноморского мезозойско-кайнозойского складчатого пояса (Кавказско-Таврского региона).

1. Целесообразно комплексное использование разномасштабных МДС с высокой степенью генерализации и разрешающей способностью, что позволит производить более детальное структурное районирование, необходимое для составления мелко- и среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт.

2. Рассматриваемая область мезозойско-кайнозойской складчатости характеризуется многоэтапным развитием, причем на МДС наиболее отчетливо выражены, с одной стороны, длительно развивающиеся структуры типа глубинных краевых швов и разломов, отдельных блоков структурно-формационных зон, сквозных секущих и поперечных систем нарушений, кольцевых вулканогенных, вулкано-плутонических и плутоногенных структур, а с другой — новообразованные или активизированные на позднекайнозойском (позднеальпийском) этапе развития структуры ТМА, которые до последнего времени не находили достаточно полного отражения ни на тектонических, ни на металлогенических картах. Обнаружение этих структур, имеющих чрезвычайно важное металлогеническое значение, стало возможно даже в такой по сравнению с другими регионами детально изученной области, как Кавказ, только благодаря КС и АФС. Поэтому в настоящей главе особое внимание было уделено разработке вопросов классификации и типизации структур ТМА (позднеальпийского этапа развития), нашедших практическое воплощение в предлагаемой методике построения схематической тектоно-металлогенической карты масштаба 1 : 1 000 000.

3. По сравнению с известными разработками в области классификации и типизации орогенных структур ТМА проведенные исследования с использованием МДС полностью подтвердили и дополнили концепцию М. А. Фаворской о сквозных рудоконцентрирующих структурах Кавказа, а также помогли выявить разномасштабные структуры Кавказа, а также разномасштабные структуры ТМА и разнонаправленные системы разрывных нарушений. Наряду с этими, уже достаточно хорошо известными статическими объектами дешифрирования, сделана попытка динамического анализа взаимоотношения структурных форм (выявление зон сжатия, растяжения, сдвиговых систем и истории их структурной эволюции).

4. Применение МДС и особенно АФС для изучения локальных и детальных структур рудных районов и полей, дает дополнительные структурные факторы рудоносности. На примере рассмотренных Айоцдзорского рудного района и Квайсинского рудного поля получены следующие главные структурные факторы, которые могут рассматриваться как более общие: положение рудных узлов и полей контролируется структурными элементами, установленными по КС разных УГ; на континентальном и региональном УГ — это узлы пересечения разломов I и II-го порядка различных простираний (соскладчатых, секущих и поперечных); локальный контроль рудных зон и отдельных проявлений минерализации осуществляется зонами разломов глубинного заложения II и III-го порядка и узлами их пересечения; узлы пересечения систем нарушений разного порядка характеризуются как площади наиболее активного проявления магматизма этапа ТМА; рудоносные районы тяготеют к относительно опущенным блокам в бортовых частях рифтогенных структур растяжения.

Глава IV

ОЙМЯКОНО-КОЛЫМСКИЙ РЕГИОН ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Орография и неотектоника. Бóльшая часть региона представляет собой горную страну, на западе которой наиболее крупными орографическими единицами являются среднегорные и высокогорные отроги систем хребтов Черского и Верхоянского и разделяющее их Яно-Оймяконское нагорье. С юго-востока горная система Колымского хребта отделяет прибрежные низменности, островные холмогорья и низкогорья от Верхне-Колымского нагорья центральной части региона. На севере незначительную площадь занимают Колымская и Зырянская низменности. Абсолютные высоты рельефа достигают 3200 м.

Крупнейшими реками являются Индигирка и Колыма, относящиеся к бассейну Восточно-Сибирского моря. Наиболее крупные реки, впадающие в Охотское море,— Иня, Тауй, Яна, Яма.

Рельеф рассматриваемой части Северо-Востока сформировался за длительный отрезок времени континентального развития региона, начиная с позднего мезозоя. Интенсивные неотектонические движения проявились уже в олигоцене и начале миоцена, спаяв воедино консолидированные к тому времени орогенные сводовые поднятия мезозоид хр. Черского и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В межгорных прогибах, приуроченных к продолинам рек Яна, Индигирка и Колыма, накапливались грубообломочные отложения. В позднем миоцене и раннем плиоцене произошло замедление тектонических поднятий и образовались пенеплены в бассейне пра-Яны и западного склона Яно-Оймяконского нагорья, а также унаследованная рифтоподобная Момская впадина. В четвертичное время тектонические поднятия усиливаются и рельеф приобретает современный облик.

Геологическое строение. Рассматриваемый регион является частью обширной области Северо-Востока СССР, особенности геологического строения, тектоники, магматизма и металлогении которой рассматривались в различные годы Ю. А. Билибиным, С. С. Смирновым, М. И. Иициксоном, Л. И. Красным, Н. А. Шило, С. Ф. Луговым, В. Т. Матвеенко, Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, В. В. Русс, И. В. Кунаевым, А. А. Сидоровым, И. Н. Томсоном, В С. Кравцовым, М. М. Константиновым, В. К. Путинцевым, В. И. Бергером, Р. Б. Умитбаевым, А. П. Соболевым, С. Н. Калабашкиным и другими исследователями.

Северо-Восток относится к внешней дуге выделяемого С. С. Смирновым крупнейшего Тихоокеанского рудного пояса, для которой наиболее характерно мезозойско-кайнозойское оловянно-вольфрамовое, золотое и золото-серебряное оруденение [17].

В настоящей работе использованы главным образом результаты геологического анализа, тектонического и металлогенического районирования этой области, выполненного коллективом ВСЕГЕИ под руководством Л. И. Красного и В. К. Путинцева [17].

Оймяконо-Колымский регион расположен в пределах Колымского и Охотоморского геоблоков [17]. К Колымскому геоблоку относятся Верхояно-Колымская мезозойская геосинклинально-складчатая система и Омолонский срединный массив. К Охотоморскому геоблоку — Охотско-Чукотский мезозойско-кайнозойский вулканический пояс (ОЧВП), который представлен Охотским и Чукотским вулканогенами, Охотский срединный массив и Кони-Тайгоносская позднемезозойская эвгеосинклинальная область (рис. 14).

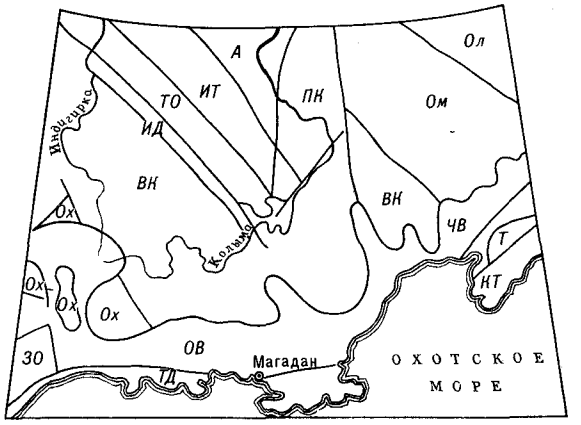


Рис. 14. Схема главных тектонических структур Оймяконо-Колымского региона по работе [17].

Охотско-Чукотский мезокайнозойский окраинно-континентальный вулканогенный пояс (ОЧВП): *ОВ* — Охотское звено, *ЧВ* — Чукотское звено, *ЗО* — Западно-Охотское звено; палеозойско-мезозойские геосинклинально-складчатые системы и зоны: *КТ* — Кони-Тайгоносская, *ВК* — Верхояно-Колымская, *А* — Алазейская, *ИТ* — Илинь-Тасская, *ТО* — Тастаятахско-Омулёвская, *ИД* — Инъяли-Дебинская; срединные массивы и выступы допалеозойского фундамента: *Ох* — Охотский, *Ом* — Омолонский, *Т* — Тайгоносский, *ПК* — Приколымская зона; *Ол* — Олойский окраинный прогиб.

Наиболее древние кристаллические породы (3,5 млрд. лет, по Е. А. Кулишу и А. М. Смирнову) известны на Омолонском и Охотском срединных массивах. В пределах Охотского массива — это кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты архея первично-осадочного и магматического происхождения [Гринберг Г. А., 1968 г.]. Магматические образования раннедокембрийского этапа представлены гранитогнейсами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Блоки первичной (раннеархейской) коры слагали области сводовых поднятий. Не исключается, что под геосинклинальными образованиями Верхояно-Колымской системы скрыты сиалические нижнеархейские ядра. На фланге системы и на территории бывшего Колымского массива выделяются зоны: эвгеосинклинальные Алазейская * и Илинь-Тасская, миктогеосинклинальная Инъяли-Дебинская, аблакогенная Тастаяхтаско-Омулевская (рис. 14).

Илинь-Тасская зона развивалась как шовная (рифтогенная) структура на протяжении длительного времени позднего рифея, девона, карбона, перми и нижней юры и отличается вулканогенно-терригенным и кремнисто-терригенным составом формаций, с преобладанием базальтоидов среди вулканогенных пород и габброидов среди интрузивных пород.

Инъяли-Дебинская миктогеосинклинальная зона характеризуется кремнисто-вулканогенным рядом формаций (аспидной, флишевой и шлировой), которые формировались на протяжении триаса и юры, мощность отложений более 10 км. Для этой зоны характерно сквозное проявление эффузивного магматизма и сложная линейная складчатость, сопровождающаяся надвигами и сбросами, а также высокая насыщенность интрузиями гранитоидного и ультраосновного состава. Эту зону рассматривают как рифтогенную, развивавшуюся в краевых частях подвижной области и более стабильного блока фундамента [17].

Верхояно-Колымская геосинклинальная складчатая система сложена мощными миогеосинклинальными терригенными образованиями верхоянского комплекса позднепалеозойского—раннемезозойского возраста, в составе которого преобладают алевропелиты. В краевых поднятиях и на срединных массивах в ее

* Алазейская зона расположена практически за пределами изученного авторами Оймяконо-Колымского региона.

пределах обнажаются среднепалеозойские терригенно-карбонатные формации и позднепалеозойские—раннемезозойские грубообломочные и угленосные образования. Соответственно мощность осадочных толщ уменьшается от центральных частей миогеосинклинальных зон, где она достигает 10—12 км, к краевым частям и срединным массивам до 4—5 км.

Образования верхоянского комплекса в пределах миогеосинклинальной зоны В. Е. Литвиновым и Р. Б. Умитбаевым подразделяются на восемь структурно-фациальных подзон, последовательно сменяющих друг друга в северо-восточном направлении [53].

Магматические образования геосинклинального этапа развития Верхояно-Колымской складчатой системы имеют позднепалеозойский возраст (гранитоидная вулкано-плутоническая ассоциация), они известны и на Охотском массиве. По мнению Р. Б. Умитбаева, они также связаны с явлениями рифтогенеза, проявившегося синхронно с развитием смежных эвгеосинклинальных систем, и к истории развития миогеосинклинали отношения, видимо, не имеют. В северном обрамлении Охотского массива известны раннеюрские базальтоиды, на Прикольымском поднятии — гранитоиды и габброиды. Отмечается приуроченность магматических образований геосинклинального этапа развития к зонам глубинных разломов, с которыми также связаны орогенные молассовые комплексы поздней юры — раннего мела, относящиеся к формации краевых прогибов [17].

Магматизм инверсионной стадии развития Верхояно-Колымской складчатой системы представлен формацией высокоглиноземистых гранитов (колымский комплекс) и диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формацией, становление которой фиксирует переход к орогенной стадии развития этой территории [17].

К колымскому комплексу относятся крупные (до 7 тыс. км^2) гранитные плутоны Главного пояса колымских интрузий. Бóльшая часть плутонов ориентирована в соответствии с простиранием главнейших складчатых структур I-го порядка в северо-западном направлении. Выделяются также цепочки поперечных интрузий, которые связаны с поперечными к простиранию складчатых структур зонами нарушений северо-восточного и субмеридионального направления. В составе комплекса имеются как типичные интрузивы инъекционного типа, так и массивы, возможно, сформированные путем магматического замещения.

В гранитах интенсивно проявлены автометасоматические изменения (грейзенизация, микроклинизация), получившие особенно широкое распространение в апикальных выступах массивов, на контактах и в зонах повышенной трещиноватости. Формирование гранитоидов сопровождалось многочисленными дайками разнообразного состава, выделенными в 1957 г. Ф. Р. Апельциным в третью формацию даек (более ранние формации даек связаны с добатолитовыми проявлениями габбро-диабазов и щелочно-ультраосновных пород).

В период внедрения батолитов инверсионной стадии произошло дополнительное усложнение тектонической структуры мезозоид Верхояно-Колымской складчатой системы [17]. Узкие протяженные линейные складки были осложнены постскладчатыми надвигами. Особенно сложно дислоцированы образования Инъяли-Дебинского синклинория. В его северо-восточном крыле флишоидные толщи триасовых и юрских отложений смяты в крупные изоклинальные складки, часто с опрокинутыми залеганиями, разбитые на блоки и чешуи.

В мелу и палеогене происходит образование крупной планетарной структуры — Охотско-Чукотского вулканического пояса, который рассматривают либо как самостоятельный вулкано-плутонический пояс [Устиев Е. К., 1960 г.], либо как структуру отраженной орогенной активизации, проходящей по внешней зоне Кони-Тайгоносской эвгеосинклинали [21]. Интрузивный магматизм этого времени распространяется далеко за пределы пояса в область мезозоид и на срединные массивы. Р. Б. Умитбаев в связи с этим выделяет Охотско-Чаунскую область орогенной тектоно-магматической активизации, которая включает ОЧВП и его периферическую зону [53].

Структура ОЧВП по простиранию неоднородна и состоит из поперечных звеньев. Наиболее крупные — фланговые звенья (Западно-Охотское и Чукотское, по И. Н. Котляру, [28]), которые ограничивают собственно Охотскую ветвь пояса. Граница Западно-Охотского и Охотского звеньев пояса проходит по меридиану г. Охотска. В пределах Западно-Охотского звена распространены преимущественно более кислые и щелочно-кислые образования более молодого возраста (K_2—P_1), чем в пределах Охотского звена, где преимущественным распространением пользуются андезито-базальтовые и андезито-дацитовые формации известково-щелочного ряда (K_1—K_2).

Охотское звено ОЧВП пересекает гетерогенный фундамент мезозоид, в котором заметную роль играют погруженные блоки докембрийских массивов и палеозойских складчатых структур. Чукотское звено пояса располагается на мезозойских складчатых образованиях. Охотское и западная часть Чукотского звеньев сложены вулканогенно-осадочными породами гомодромного ряда базальт-андезит-риолитовых формаций мелового возраста и контрастной базальт-риолитовой формацией палеоценового возраста [28, 51]. Общая мощность вулканогенно-осадочных толщ достигает 5000 м, мощность вулканитов варьирует от 400 до 2000 м. Вулканиты локализуются в пределах наложенных вулканотектонических депрессий, кальдер и ступенчатых грабенов. Интрузивные и экструзивные образования формируют купольные поднятия.

В основании разрезов Охотского звена вулканического пояса залегают базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые комплексы K_1^2—K_2^1, с которыми ассоциируют плутонические комплексы габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда формаций J_3—K_1. Завершают разрез вулканических пород дацит-риолитовые породы (K_2) и контрастные базальт-риолитовые (K_2—P_1) формации и связанные с ними субвулканические и интрузивные тела диоритов, гранитов и лейкогранитов (K_2).

В пределах срединных массивов магматические породы представлены более щелочными и субщелочными разновидностями диорит-монцонит-гранодиоритового, сиенит-граносиенитового и щелочногранитного ряда формаций.

Отчетлива продольная неоднородность магматизма Охотской ветви ОЧВП, которая выражается в смене внутренней зоны с преимущественным развитием пород основного (базальтоидного) ряда формаций более кислыми рядами во внешней зоне (рис. 15).

Большинством исследователей отмечается продольная петрохимическая зональность ОЧВП со сменой известково-щелочных пород внутренней дуги более кислыми и щелочно-кислыми разностями во внешней дуге. Более кислым и щелочным составом пород отличаются поперечные цепочки интрузий и грабены с вулканитами типа Омсукчанского, а также выступы срединных массивов.

Глубинный каркас ОЧВП составляют разломы. Существуют две точки зрения по поводу их роли в формировании пояса. В. Ф. Белый [1977 г.] рассматривает вулканогенный пояс как структуру, сформировавшуюся над зоной глубинных разломов в условиях резко противоположных вертикальных тектонических движений Верхояно-Колымского и Корякско-Камчатского литосферных блоков.

Р. Б. Умитбаев вслед за Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым, В. И. Коваленко и другими [53] развивает концепцию о том, что главные глубинные разломы, контролирующие ОЧВП, наклоненные в сторону континента под углом 50°, представляют собой палеосейсмофокальные зоны (Бениоффа—Заварицкого).

Помимо продольных магмоконтролирующих разломов, обусловливающих отмеченную выше латеральную неоднородность ОЧВП, развиты поперечные и секущие нарушения, выходящие за его пределы. Одни исследователи рассматривают эти разломы как трансформные по отношению к палеоструктуре зоны Бениоффа—Заварицкого [28, 53], другие связывают подобные структуры с длительноживущими сквозными системами нарушений [42], или секущими поясами разломов трансрегионального характера [31, 32].

Эпоха позднемезозойско-раннекайнозойской тектоно-магматической активизации в перивулканической зоне ОЧВП [51, 53] отразилась в образовании разнообразных локальных и ареальных магматических пород базальт-андезитового, габбро-диоритового, риолитового, гранитного и субщелочного рядов, которые распространены в секущих и поперечных зонах разломов, локальных кольцевых и блоковых структурах, грабенах, в бортах наложенных впадин и в других структурах, нашедших свое выражение при дешифрировании космических снимков и при анализе геофизических материалов. С некоторыми из этих структур тесно связано размещение промышленного оруденения в рассматриваемом регионе, поэтому далее на них обращено особое внимание.

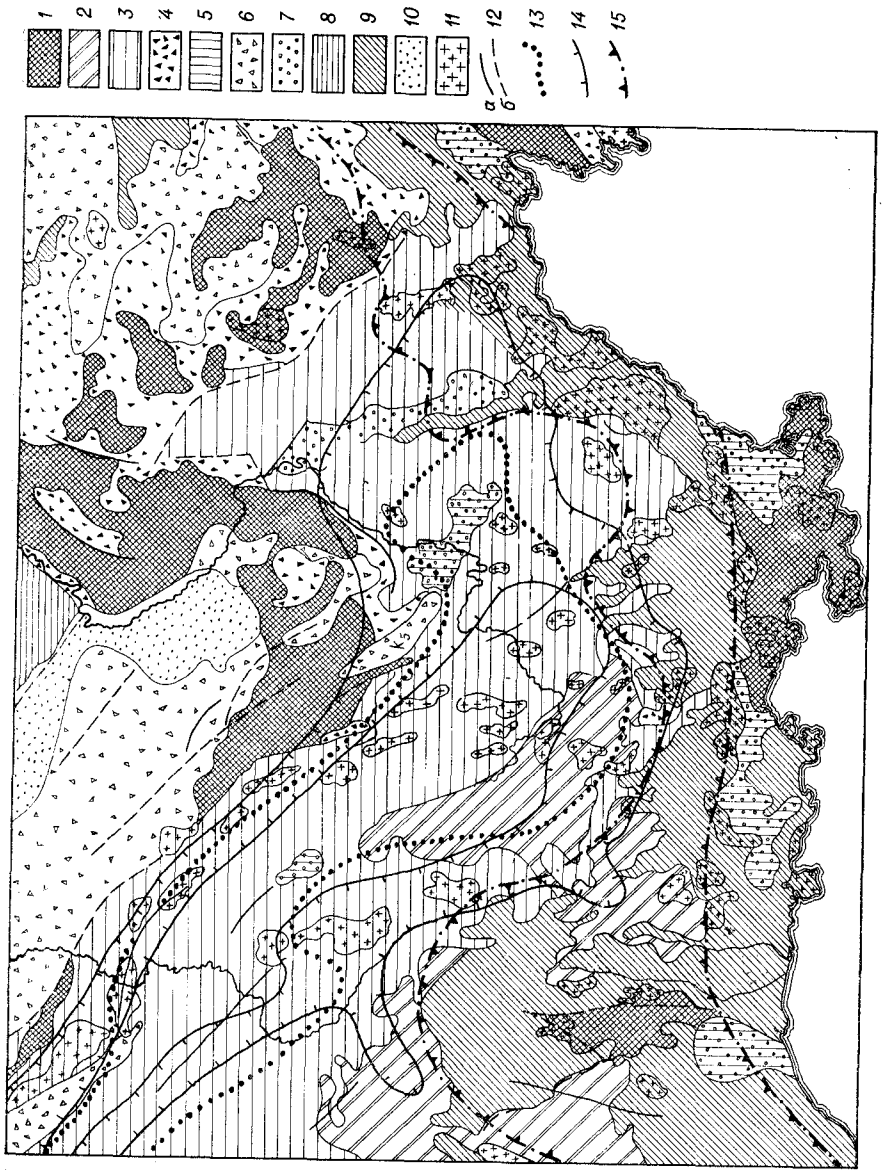


Рис. 15. Схема осадочных и вулканогенных формаций Оймяконо-Колымского региона с элементами металлогении по работе [25].

1—10 — формационные комплексы: *1—3* — геосинклинальные (*1* — эвгеосинклинальные юрско-меловые, *2*—*3* — миогеосинклинальные — девонско-пермские (*2*), триасово-меловые (*3*)), *4—5* — срединных массивов и геоантиклиналей (*4* — девонско-пермские, *5* — позднепротерозойско-триасово-меловые), *6—9* — орогенные (*6* — краевых прогибов триасово-меловые), *7—8* — межгорные (*7* — триасово-меловые, *8* — мел-четвертичные), *9* — вулканогенных поясов триасово-меловые, *10* — платформенные мел-четвертичные; *11* — массивы гранитоидов; *12* — тектонические контакты достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *13—15* — границы металлогенических зон: *13* — золоторудной кварцевой, *14* — оловорудной; *15* — золото-серебряной.

Особенности минерагении. Оймяконо-Колымский регион входит в состав Верхояно-Чукотской и Притихоокеанской минерагенических областей, включающих мезозоиды Северо-Востока и ОЧВП [17]. В их пределах находятся Приколымо-Омолонская, Яно-Колымская, западная часть Охотско-Чукотской и южная часть Алазейской минерагенических провинций (рис. 16).

Приколымо-Омолонская провинция включает в себя субпровинции, соответствующие одноименным структурно-тектоническим единицам: Омолонскому массиву, Олойскому и Сугойскому пригеосинклинальным прогибам и Приколымскому поднятию. Омолонская субпровинция характеризуется железистыми кварцитами архейского фундамента одноименного срединного массива и скарновым вольфрамовым, молибденовым и полиформационным золотым оруденением среднепалеозойского возраста.

Олойская субпровинция характеризуется гидротермальным оруденением медно-порфирового типа и колчеданным стратиформным медно-свинцово-цинковым оруденением вулканогенно-терригенного комплекса эвгеосинклинального прогиба.

Для Сугойской субпровинции ведущим типом оруденения является позднемезозойское молибденовое и золото-полиметаллическое, предопределенное минерагенией Омолонского срединного массива.

Минерагению Приколымской субпровинции определяет стратиформное медное, полиметаллическое и колчеданное оруденение, пространственно и генетически связанное с позднепротерозойско-среднепалеозойскими терригенно-карбонатными комплексами.

Яно-Колымская минерагеническая провинция пространственно совпадает с Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой системой. К ней относятся следующие субпровинции: Колымская и частично Верхоянская, совпадающие с палеопрогибами; Омулевско-Полоусненская (Тастаяхтаская), приуроченная к системе окраинных горст-антиклинорных структур, и Яно-Балыгычанская, расположенная в пределах палеоподнятий Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой системы.

Минерагения прогибов предопределяется специфическими особенностями их палеотектонического развития — раздвиговой тектоникой, как предполагает И. В. Кунаев, и большой амплитудой прогибания, следствием чего являются максимальные мощности флишоидных толщ верхоянского комплекса [17].

Наиболее широко распространенным типом оруденения Верхоянской и Колымской субпровинций является среднемезозойское оруденение золоторудной кварцевой и золото-сурьмяной формаций. В пределах Колымской субпровинции это оруденение сосредоточено в Главном золотоносном поясе [17].

Тастаяхтаская субпровинция приурочена к системе окраинных горст-антиклинорных структур, сложенных перикратонно-авлакогенными терригенно-карбонатными комплексами. Профилирующим для этой субпровинции является стратиформное оруденение среднепалеозойского возраста меди, свинца, цинка, железа, а также сурьмы и ртути.

Яно-Балыгычанская субпровинция расположена в пределах палеоподнятий, обрамляющих в виде дугообразного вала жесткие массивы. На уровне современного среза она характеризуется развитием пологих и складчато-блоковых дислокаций и штамповой складчатости. Минерагения субпровинции определяется оловянным, вольфрамовым, олово-полиметаллическим и свинцово-цинковым оруденением мелового возраста. Это оруденение ассоциируется с орогенным плутоническим и вулкано-плутоническим магматизмом. Более молодым (поздний мел — ранний палеоген) является ртутное оруденение, локализованное в пределах Яно-Балыгычанской субпровинции в зонах криптовулканического типа.

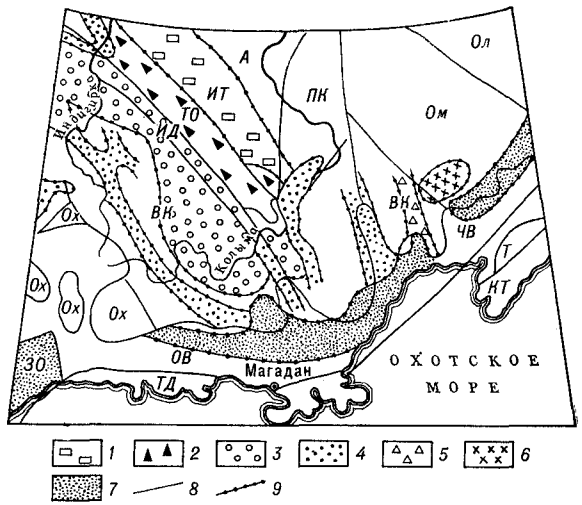


Рис. 16. Схема размещения металлогенических зон Оймяконо-Колымского региона, по И. В. Кунаеву [17].

Тектоническое районирование и индексы соответствуют рис. 14.
Зоны минерализации: палеозойского возраста (*1* — полиметаллической колчеданной с серебром, *2* — стратиформной свинцово-цинковой и золоторудной кварц-молибденовой); *3*—*7* мезозойского возраста (*3* — золоторудной кварцевой и золоторудной сурьмяной, *4* — оловорудной и олово-вольфрамовой, *5* — медно-никелевой сульфидной, *6* — молибденовой и полиметаллической, *7* — золото-серебряной); *8* — границы тектонических структур; *9* — границы металлогенических зон.

Алазейская минерагеническая провинция приурочена к одноименной складчато-глыбовой системе, в значительной части перекрытой мощным чехлом кайнозойских отложений. В ее юго-западной части как субпровинция выделена Илинь-Тасская вулканогенно-терригенная зона со стратиформным палеозойским оруденением.

Охотско-Чукотская минерагеническая провинция включает одноименный вулканический пояс и Кони-Тайгоносскую (Тайгоносско-Мургальскую) минерагеническую зону [52]. Для вулканического пояса типоморфным является эпитермальное золото-серебряное и сурьмяно-ртутное оруденение, наиболее характерное для его внешних дуг, и медно-порфировое оруденение, характерное для внутренней дуги пояса в тех ее частях, где она наложена на блоки фемического или фемическо-салического профиля развития. Для Кони-Тайгоносской металлогенической зоны характерно стратиформное медно-колчеданное гидротермальное, медно-порфировое, молибденовое и золото-теллуридное оруденение.

Ниже дана характеристика наиболее важных в промышленном отношении рудных формаций, которые определяют металлогеническую специфику рассматриваемого региона и с которыми связаны главные перспективы развития его сырьевой базы.

Золото-кварцевая и золото-сурьмяная формации среднемезозойского возраста характеризуют Главный (Яно-Колымский) золотоносный пояс в пределах мезозоид Северо-Востока. Формирование золоторудных месторождений синхронно заключительным стадиям развития эвгеосинклинальных зон и связывается с добатолитовым комплексом малых интрузий пестрого состава с преимущественным распространением габбро-диабазов. Главный золотоносный пояс пространственно совпадает с внутренним горст-антиклинорным обрамлением Верхояно-Колымской системы. В его пределах выделяются три зоны: кулисно сопряженные Яно-Индигирская и Индигиро-Колымская и параллельная последней Тенькинская, особенности которых определяются их геологическим строением. Эти зоны контролируются протяженными глубинными разломами, согласными со складчатостью, параллельными краевому шву, разграничивающему мезозоиды и палеозоиды. На значительном протяжении разломы являются магмоконтролирующими, они трассируются гранитоидами Колымского батолитового пояса, наряду с этим часть из них явно носит скрытый характер.

Пояс характеризуется пониженным гравитационным полем, что в комплексе с магнитометрическими данными трактуется как область гранитизации [Николаевский А. А., 1967 г.]. Кроме того, по геофизическим данным отмечаются максимальные (до 12 км) мощности золотоносных терригенно-карбонатных толщ в пределах Главного золотоносного пояса. Золотоносные площади пояса представляют собой морфотектонические, т. е. выраженные в рельефе структуры, ограниченные глубинными длительного развития разломами взбросо-сдвигового типа. В верхнем структурном ярусе, сложенном верхоянским комплексом, эти разломы проявлены мощными зонами смятия и рассланцевания [17].

В разрезе золотоносные области приурочены к интенсивно дислоцированным толщам палеотрогов, безрудные — к дугообразному валу пологодислоцированных терригенно-карбонатных толщ, перекрывающих палеоподнятия. При этом оруденение приурочено и к периферическим частям блоков поднятий.

Оруденение Главного золотоносного пояса синхронно инверсионной (раннеорогенной) стадии развития геосинклинально-складчатой системы. Само оруденение является постскладчатым. Одной из особенностей Главного золотоносного пояса является тесная пространственная связь золото-кварцевого оруденения с орогенным магматизмом и метаморфизмом. Зеленосланцевый метаморфизм играет роль регионального рудоконтролирующего фактора как для золото-кварцевой [30], так и для золото-сурьмяной [Бергер В. И., 1975 г.] формаций.

Золото-сурьмяная формация по ряду своих особенностей и в том числе по положению в структурах региона ассоциируется с золото-кварцевой формацией Главного золотоносного пояса. Обе эти формации составляют единый латерально-эволюционный ряд, в котором золото-сурьмяная формация выделена как золото-антимонитовая березитовая, которая является одним из перспективных типов сурьмяного оруденения [30]. Также как и золото-кварцевое, золото-сурьмяное оруденение контролируется согласными, реже поперечными разрывами разных порядков, узлами их пересечения и складчатыми дислокациями. Золото-сурьмяные проявления размещаются вдоль региональных взбросо-сдвигов, разграничивающих блоки с различным типом складчатости (брахиформной и линейной). Локализация оруденения определяется также наличием поперечных скрытых разломов.

Оловорудные формации (касситерит-кварцевая, касситерит-силикатно-сульфидная, касситерит-сульфидная) на Северо-Востоке СССР связаны с главной позднемезозойской металлогенической эпохой (J_3—K_1). Большинство рудных объектов являются комплексными. Оруденение грейзенового типа касситерит-кварцевой формации сопровождается редкометалльной минерализацией, которая иногда приобретает самостоятельное значение. В последнее десятилетие установлена меденосность позднемезозойской оловянной провинции. Имеются также и олово-полиметаллические месторождения.

Месторождения различных формационных и минеральных типов составляют единый эволюционный ряд, который завершается полиметаллическими месторождениями. Месторождения различных типов бывают пространственно совмещены, причем формационная зональность зависит от их приуроченности к интрузивной, околоинтрузивной и надынтрузивной зонам локальных магматогенных структур. Оловянное оруденение является как плутоногенным, так и плутоногенно-вулканогенным.

Рудоконтролирующие магматические комплексы плутоногенного типа представлены дифференцированными интрузивными сериями от габбро-диоритов до ультракислых калиевых лейкогранитов и бороносных лейкогранитов, сопровождающимися дайковыми комплексами. Вулканогенно-плутоногенное оловянное оруденение контролируется сопряженным развитием комагматичных интрузивных гипабиссальных, субвулканических, жерловых и покровных фаций.

Морфотектоника ареалов оруденения этого типа определяется наличием вулканических грабенов и кальдер, вулкано- и интрузивно-купольных структур,

сложных вулкано-тектонических структур с субвулканическими центрами интрузивных горстов, приразломных цепочек вулканических построек и интрузий. Их морфотектонические типы зависят в значительной мере от величины денудационного среза. Для оловянного оруденения характерно совмещение на одном гипсометрическом уровне образований различных фаций глубинности в связи с тем, что разрыв между становлением главных фаз интрузий и оруденения составляет 20—40 млн. лет [Тананаева Г. А., Томсон И. Н., 1973 г.; Флеров Б. Л., 1976 г.].

Локализация месторождений силикатно-сульфидной группы в надынтрузивной зоне и их ассоциация с дайками и малыми интрузиями служит основанием для отнесения этого типа оловянных месторождений к месторождениям «повышенной основности» или «гибридного типа». Кроме того, наблюдается связь оловорудных формаций с риолитовой и лейкогранитовой (калиевой) ветвью магматизма [52]. Установлена приуроченность силикатно-сульфидного оруденения к локальным минимумам силы тяжести, которые интерпретируются как залегающие на глубине 2—3 км гранитные массы уплощенной формы (лополиты) [Бескин С. М., Лишневский Э. Н., 1976 г.].

Оловоносные районы в пределах региона формировались в условиях эпигеосинклинального и активизационного сводово-глыбового развития мезозойской складчатой области и периферической зоны ОЧВП, поэтому их чаще всего рассматривают в связи с орогенными сводово-глыбовыми поднятиями (С. С. Смирнов, М. И.Ициксон, Е. А. Радкевич, И. В. Кунаев, И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Р. Б. Умитбаев, и другие).

Крупнейшей рудоносной структурой является ОЧВП. По А. А. Сидорову, Ю. С. Берману, В. И. Найбородину [1970 г.], Н. А. Шило, А. А. Сидорову, И. А. Загрузиной [1972 г.], возраст золото-серебряных месторождений ОЧВП определяется в интервале поздний мел — начало раннего палеогена. Отмечается связь оруденения с вулкано-плутоническими ассоциациями пород полнопрофильных ветвей основного и кислого рядов [28].

Р. Б. Умитбаевым, А. А. Сидоровым, А. П. Соболевым, Ю. П. Скибиным указывается на парагенетическую связь кислого магматизма и оруденения Охотско-Чаунской области, включающей ОЧВП и перивулканическую зону [52]. К единому рудноформационному ряду при этом отнесены плутоногенные и вулканогенно-плутоногенные проявления золота и серебра, медные и молибденово-медные прожилково-вкрапленные руды, оловянные месторождения касситерит-сульфидной формации, скарновое вольфрамовое оруденение, плутоногенные месторождения ртути и сурьмы и другие типы.

Р. Б. Умитбаевым рассмотрена металлогения периода позднемезозойской — раннекайнозойской тектоно-магматической активизации на основе иного структурного районирования, чем приведенное выше по схеме, разработанной ВСЕГЕИ. Этим автором выделяется Охотско-Чаунская металлогеническая провинция, которая включает структуру ОЧВП и так называемую перивулканическую зону с широким распространением интрузивных и субвулканических фаций магматических пород мелового и в меньшей степени раннепалеогенового возраста. В пределах Охотско-Чаунской металлогенической провинции наблюдается закономерная смена золоторудных и золото-серебряных формаций от внутренних дуг ОЧВП к его внешним и периферическим зонам [52, 53].

Для внутренней дуги ОЧВП характерно золото-теллуридное оруденение сульфидного типа, связанное с тоналит-гранодиоритовой формацией. Для внешней дуги ОЧВП наиболее характерно золото-серебряное оруденение, причем в направлении от вулканогенного пояса к перивулканической зоне происходит смена сульфидных модификаций золото-серебряного оруденения адуляровой, а затем кварцевой его разновидностями.

Золото-серебряное оруденение указанных выше формаций тесно связана, как отмечают многие исследователи, с высокой активностью калия и формируется в пределах вулкано-тектонических структур со сложным полициклическим развитием магматизма. В отношении вопроса о магматическом контроле этого типа минерализации существуют различные точки зрения. Так, Н. А. Шило и А. А. Сидоров высказываются об автономной гидротермальной рудообразующей деятельности и оторванности минерализации от магматических пород. Веским аргументом в пользу этой точки зрения является то, что объем привнесенного калия при образовании околорудных метасоматитов и рудных тел настолько велик, что

не может быть объяснен с позиций магматогенного или латерального перераспределения. Кроме того, наличие внутриминерализационных и послеминерализационных даек базальтоидного магматизма является, по мнению этих авторов, признаком непосредственного влияния мантийных флюидов. И. Н. Котляр, В. Г. Моисеенко, В. И. Гончаров и другие исследователи рассматривают единство процессов эволюции магматизма, метасоматоза и рудообразования. Они подчеркивают постоянную пространственную сопряженность золото-серебряного оруденения с вулкано-плутоническими комплексами: гомодромной базальт-андезит-риолитовой и контрастной базальт-риолитовой формациями вулканитов. Отмечается также сложная последовательность плутонических и субвулканических пород габбро-тоналит-гранодиорит-щелочно-гранит-сиенитового ряда для золото-серебряного оруденения кварцевой формации и дацит-риолит-трахириолит-щелочногранитной и фельзориолитовой ассоциации вулканических и субвулканических пород для золото-серебряной минерализации адулярового типа [28].

Детальные исследования вулкано-тектонических структур с целью выявления различий вулкано-плутонических ассоциаций рудоносных золото-серебряных структур от нерудоносных со сходным набором магматических пород были проведены И. Н. Котляром [28]. Этот автор отмечает, что в рудоносных кальдерах присутствуют более полно развитые серии пород, включающие габбро и габбро-диориты для нижних членов ряда и субвулканические тела и штоки фельзитов, брекчиевых жерловых тел и экструзий того же состава в верхних членах ряда. Магматизм рудоносных кальдер развивался на фоне повышения натриевости пород и уменьшения их общей щелочности для ранней базальт-андезитовой и тоналит-гранодиоритовой ветви магматизма, увеличения K_2O и железистости, а также Rb, Th и U для крайних дифференциатов более поздней кислой ветви магматизма (дацит-риолитовой и щелочно-гранитовой) [28].

Учитывая приведенные выше данные Н. А. Шило, А. А. Сидорова и других о присутствии мантийных флюидов, выноса калия и поздних проявлений базальтоидного магматизма на рудных полях золото-серебряной формации, можно предположить, что развитие рудоносных вулкано-кальдер происходило в зонах влияния глубинных разломов, по которым облегчался доступ к поверхности рудоносных эманаций. Об этом же свидетельствуют, как отмечает М. М. Константинов [27], изотопные исследования руд.

Региональные каркасные структуры, выделяемые по МДС

При дешифрировании КС масштабов 1 : 4 000 000 и 1 : 2 500 000 выявлена густая сеть линейных структурных элементов (рис. 17, 18, 19). Среди них выделены опорные, названные региональными каркасными структурами. Эти структуры подтверждаются или увязываются с данными интерпретации гравитационного и магнитного полей, их трансформаций и статистических характеристик (рис. 20), особенностями распространения геологических формаций, в том числе орогенных магматических и рудоносностью.

Региональные каркасные структуры хорошо выражены в рельефе и неотектонике. По геофизическим данным наиболее крупные из них (I-го порядка) могут достигать поверхности М, другие соответствуют менее глубинным неоднородностям земной коры.

Каркасные структуры хорошо дешифрируются на КС как границы площадей с различным рисунком и интенсивностью фототона или как полосовые прямолинейные объекты (рис. 17, 19).

По соотношению с региональными геологическими структурами отдешифрированные каркасные элементы подразделяются на согласные, секущие (сквозные) и поперечные (трансформные). По

Рис. 17. Космический снимок территории Оймяконо-Колымского региона с ИСЗ «Метеор». Зона спектра 0,8—1,0 мкм, 27.02.1978 г.

особенностям проявления в геологическом строении верхнего структурного этажа на уровне современного эрозионного среза они подразделяются на контролирующие размещение геологических формаций (магмо- и рудоподводящие), ограничивающие площади их распространения (барьерные) и скрытые (сквозные системы нарушений), выраженные в неявной форме. Одни и те же структуры, выявленные на КС, на своем протяжении могут выражаться в различных геологических признаках.

По морфологическим особенностям и соотношениям с рельефом и неотектоническими структурами и по принятой генетической интерпретации эти каркасные элементы подразделяются на следующие категории: 1) дуговые глубинные разломы, 2) сложнодуговые (покровные) структуры, 3) сквозные глубинные системы нарушений, 4) сводообразные и кольцевые структуры *.

Дуговые глубинные разломы выделяются как глубинные структуры первого порядка, имеющие большой радиус кривизны — около 400 км (рис. 21). Они разграничивают неотектонические зоны с контрастными или однонаправленными ступенями рельефа. Эти структуры ограничивают дуговые зоны ОЧВП и соответствуют глубинным палеосейсмофокальным зонам (Бениоффа), уходящим под континент с углами наклона 45—60°, им соответствуют наиболее крупные градиентные зоны гравитационного поля (рис. 20).

Сложнодуговые (покровные) структуры с радиусом кривизны 80—250 км имеют фестончатое строение и образуют субпараллельные системы. Они представляют собой границы крупных орографических элементов (речные долины) в пределах складчатых сооружений мезозоид и образуют специфические веерообразные расщепления на границах с ОЧВП и его периферической зоной. В рельефе они выражены двояко: а) хребтами, зонами градиентов неотектонических поднятий, оконтуренных внутригорными впадинами, имеющими в плане фестончатую форму, что позволяет оконтуривать пластины; б) дуговыми участками долин крупных рек или фестончатой формы системами рек низкого порядка. По геофизическим данным эти нарушения диагностируются как пологопадающие.

Таким образом, сложнодуговые системы состоят из структурных элементов двух типов — чешуеобразных пластин с горизонтальными срывами в подошве, образующих характерный фестончатый рисунок на фотоизображении, и пологопадающих зон надвигов.

Сводообразные структуры отличаются от описанных в литературе сводовых поднятий следующими характерными признаками: а) дуговой, подковообразной формой; б) чешуйчато-бло-

* До сих пор на схемах геологического дешифрирования этого региона такие структуры практически не выделялись, а главное значение имели многочисленные линеаменты и кольцевые структуры, в том числе крупные сводовые поднятия (В. С. Кравцов, Р. Б. Умитбаев, В. И. Смирнов, А. В. Доливо-Добровольский, Е. Н. Сапожникова, Н. И. Филатова и другие).

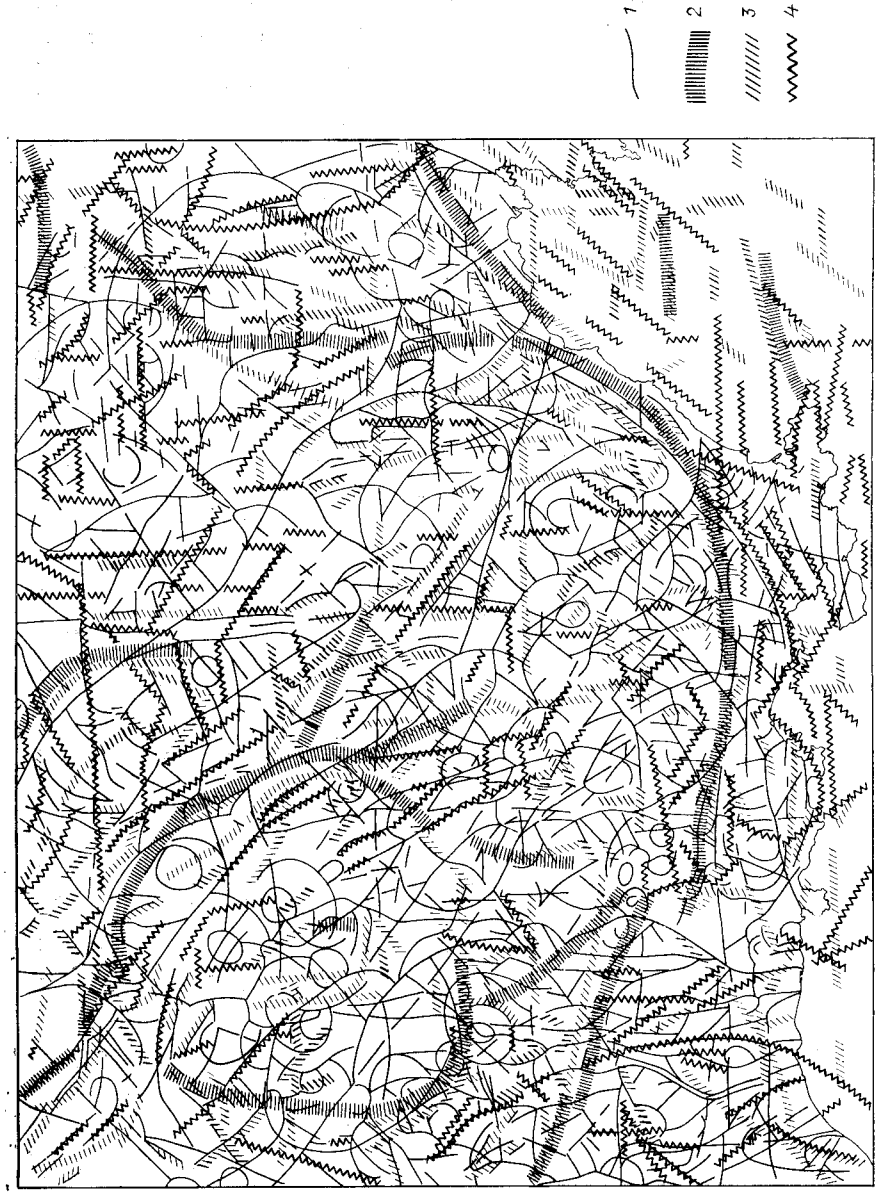


Рис. 18. Схема структурных линий Оймяконо-Колымского региона, первый региональный УГ.

1—4 — структурные линии по данным: *1* — дешифрирования космических снимков с ИСЗ «Метеор», *2—3* — анализа поля силы тяжести (*2* — наиболее крупные, *3* — прочие), *4* — анализа магнитного поля.

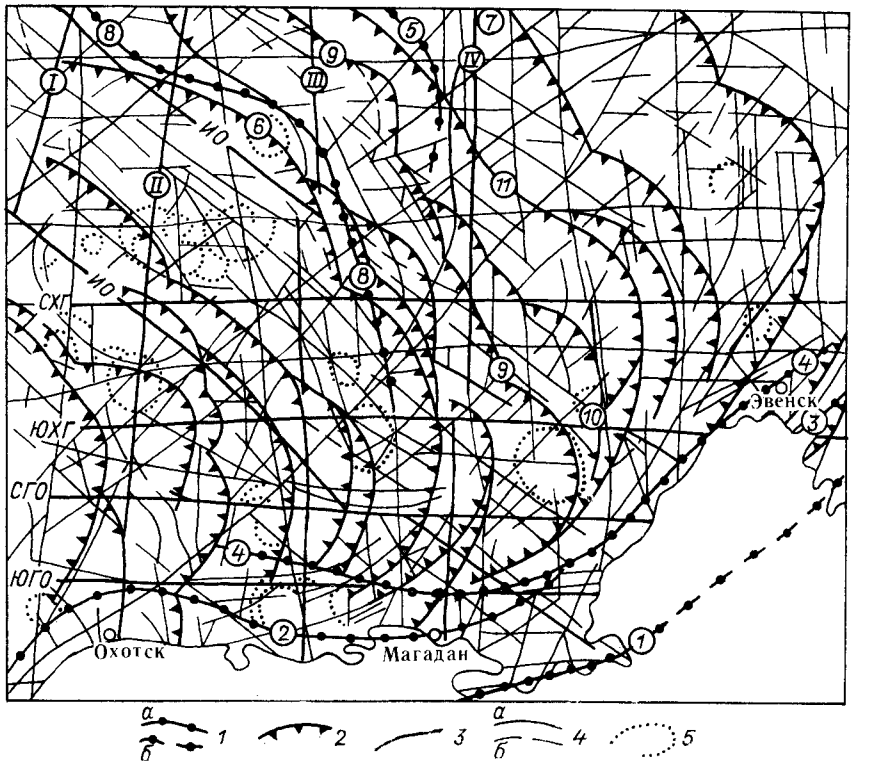


Рис. 19. Схема каркасных структур Оймяконо-Колымского региона, выявленных по КС.

1 — дуговые разломы по дешифрированию КС (*а*) и по геофизическим данным (*б*), (цифры в кружках на схеме): *1* — Прибрежный, *2* — Челомджа-Ямский (Магаданский), *3* — Пьягинский, *4* — Карамкенский;
2 — сложнодуговые структуры: *5—11* — Момский, *6* — Черский, *7* — Юкагирский; *8* — Оймяконо-Охотская, *9* — Черско-Ольская, *10* — Омсукчанская, *11* — Омолонская;
3 — сквозные системы нарушений: широтные (*СХГ* — Северный Хонгор-Гижигинский, *ЮХГ* — Южный Хонгор-Гижигинский, *СГО* — Северный Гырбы-Олыньский, *ЮГО* — Южный Гырбы-Олыньский; *I—IV* — меридиональные; северо-западные (*ИО* — краевые разломы Индигиро-Охотского пояса; *4* — прочие линеаменты, хорошо выраженные (*а*) и фрагментарно (*б*); *5* — кольцевые структуры, соответствующие локальным аномалиям геофизических полей.

ковым внутренним строением, которое определяется тем, что эти поднятия развиваются на фоне интенсивных горизонтальных и сколовых смещений. Эти структуры составляют в поперечнике от 400 до 600 км, отчетливо связаны с гранитизированными выступами срединных массивов или располагаются над областями гранитизации и разуплотнения коры.

Сквозные системы нарушений выделяются на КС как протяженные трансрегиональные системы линеаментов, секущие все структурные элементы; по многим признакам они соответствуют одноименным структурам, выделяемые М. А. Фаворской и др. [42].

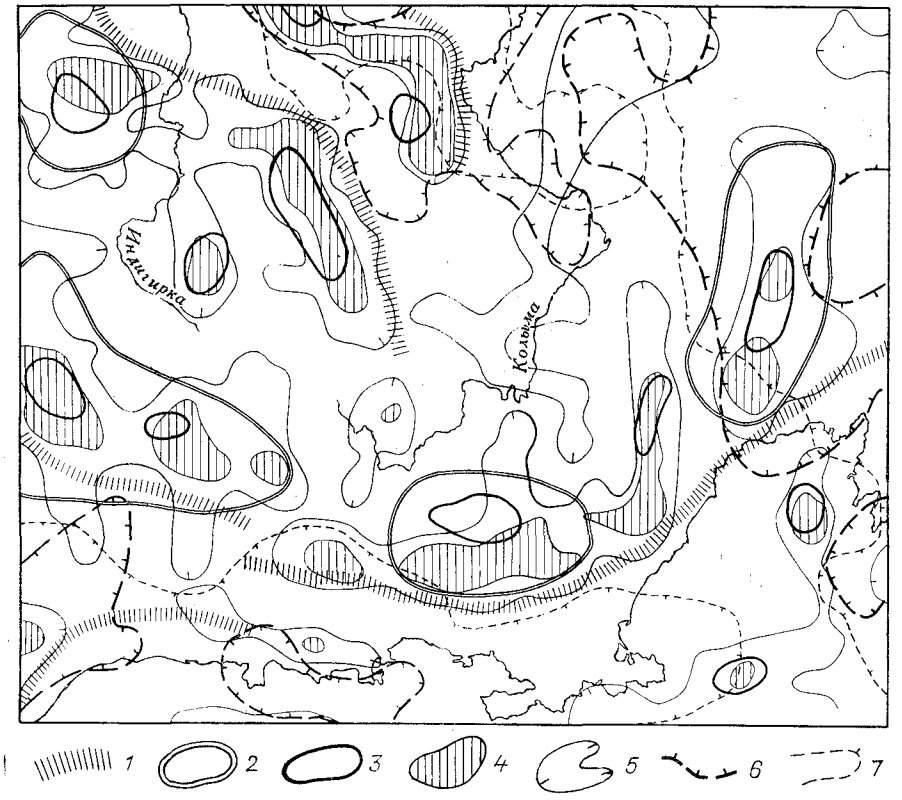


Рис. 20. Схема интерпретации гравитационного и магнитного полей Оймяконо-Колымского региона.

1 — аномальные зоны; *2—5* — аномальные области: *2* и *3* — первого порядка (*2* — крупнейшие, *3* — прочие), *4* и *5* — второго порядка (*4* — центральные части, *5* — периферийные части); *6* — границы площадей с максимальной насыщенностью магнитными образованиями; *7* — границы площадей повышенной изменчивости магнитного поля.

Все отмеченные категории каркасных структурных элементов возникали и развивались на определенных этапах геологического развития, затем либо консервировались в рельефе, либо оживлялись во время неотектонической активизации. Наиболее отчетливо при этом устанавливаются связи каркасных элементов с инверсионной и орогенной тектоно-магматической активизацией, что показано ниже при более детальном описании их.

Дуговые глубинные разломы связаны со структурами Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальной области и ОЧВП; выделяются Прибрежный, Пьягинский, Челомджа-Ямский (Магаданский), Карамкенский разломы (рис. 19).

Главными отличительными особенностями их являются отчетливая выраженность на КС, правильность дуговых форм большого радиуса кривизны, отчетливый контроль этими структурами дуговых неотектонических зон различной интенсивности движений, а

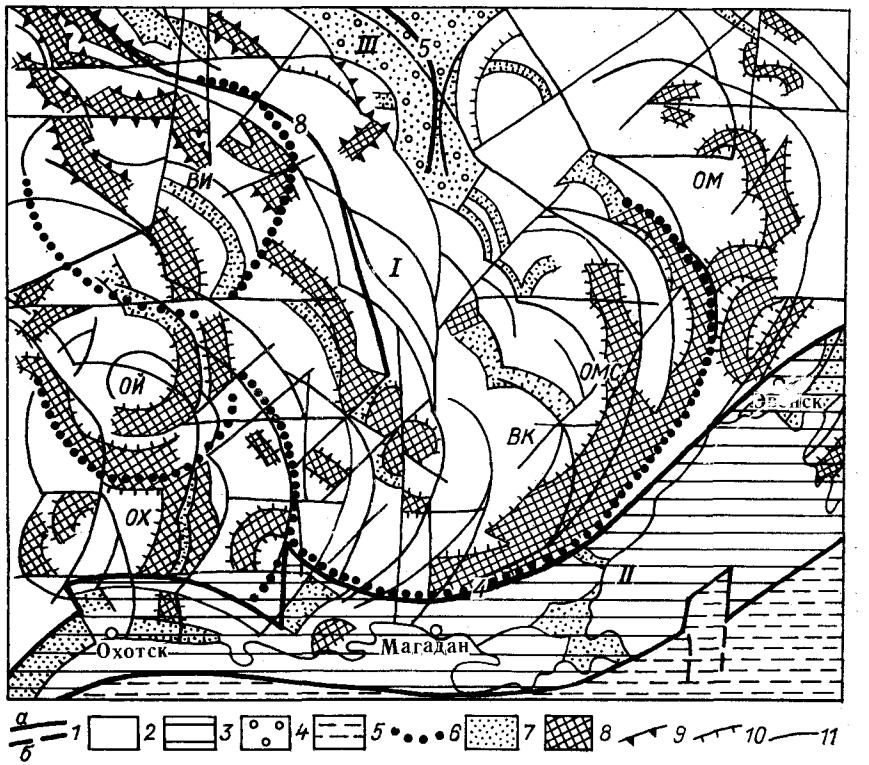


Рис. 21. Схема неотектонического районирования Оймяконо-Колымского региона.

1 — границы неотектонических областей (*а*) и мегаблоков (*б*); *2—5* — неотектонические зоны: *2* — сводово-глыбовых интенсивных поднятий, *3* — резко дифференцированных малоамплитудных движений, *4* — относительно стабильного неотектонического режима, *5* — интенсивных неотектонических опусканий; *6* — сводообразные поднятия (*ВК* — Верхнеколымское, *ВИ* — Верхнеиндигирское) и своды (*Ох* — Охотский, *Ой* — Оймяконский, *Ом* — Омолонский); *7—8* — локальные неотектонические структуры: *7* — межгорные и внутригорные впадины, *8* — блоки относительных поднятий (*Омс* — Омсукчанский); *9—10* — неотектонические ступени: *9* — высокоамплитудные, *10* — низкоамплитудные; *11* — линеаменты. *I—III* — неотектонические области: *I* — Верхояно-Колымская, *II* — Прибрежная, *III* — Колымская.

также приуроченность к ним неотектонических впадин. Все выявленные по КС такие разломы относятся к Монголо-Охотской зоне пологопадающих палеосейсмофокальных зон, развивавшихся на протяжении позднемезозойского—раннекайнозойского времени по границе континент — океан [53]. Наиболее отчетливо прослеживается связь этих глубинных разломов с областями неотектонических движений различной интенсивности и соответственно с зонами различного строения рельефа. К таким зонам относятся: Верхояно-Колымская средневысокогорная страна — область сводово-глыбовых интенсивных поднятий (I см. на рис. 21); Прибрежная зона низкогорья, холмогорья и низменностей и часть шельфа — область резкодифференцированных малоамплитудных движений (II см. на рис. 21); Колымская низменность — область относительно стабильного неотектонического режима (III см. на рис. 21).

Прибрежный глубинный разлом трассируется береговой линией полуостровов Кони и Пьягина, а также границей мелководной зоны шельфа, отделяя тем самым Прибрежную зону резко дифференцированных малоконтрастных движений от акватории Охотского моря с тенденцией опускания на неотектоническом этапе. Юго-западное продолжение этого разлома, скрытое под водами Охотского моря, фиксируется, по данным И. В. Беляева [1970 г.], широтной зоной магнитных аномалий, обусловленных, по-видимому, габбро-гипербазитовыми телами. Часть разлома, проходящая по суше, контролирует положение крупных тел раннемеловых гранитоидов, штоков габброидов и диоритов, субвулканических тел и жерловин, сложенных вулканитами среднекислого состава. Этот пологопадающий глубинный разлом является границей раздела геосинклинали «промежуточного типа» (на утоненной земной коре) и эвгеосинклинали.

Карамкенский глубинный разлом отделяет Оймяконо-Колымскую горную страну — область интенсивных новейших поднятий — от холмогорий и прибрежных низменностей Прибрежной зоны, являясь таким образом крупной гипометрической ступенью (рис. 21). В геологическом строении ОЧВП разлом разграничивает внутреннюю и внешнюю дуги с различным составом и возрастом формаций. По данным гравиразведки разлом проявлен контрастной ступенью поля силы тяжести, свидетельствующей о его глубинности.

Челомджа-Ямский (Магаданский) глубинный разлом представляет собой осевую зону Монголо-Охотской системы глубинных разломов, к северу от него земная кора принадлежит к континентальному, а к югу — к переходному типам [Ващилов Ю. Я., 1963 г.]. Этим разломом разграничиваются разновозрастные и различные по составу формаций дуги ОЧВП — внешняя, ранне-среднемеловая андезит-дацит-риолитовая Хасынская, и внутренняя позднеюрско-нижнемеловая существенно базальтовая Тауйская [Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б., 1973 г.].

Все рассмотренные дуговые глубинные разломы образуют единую взаимосвязанную систему, окаймляющую континентальную часть Северо-Востока, протягивающуюся в субширотном направлении и обращенную выпуклостью в сторону Охотского моря. Большой радиус кривизны дуг и сейсмологические данные свидетельствуют о достаточно крутых углах падения (45—60°) этих глубинных зон дислокаций под континент; они контролировали проявления магматизма в эпоху формирования Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальной зоны и орогенного вулканизма ОЧВП и активные движения по ним на неотектоническом этапе сформировали систему ступенчато пониженных в сторону Охотского моря неотектонических зон.

Сложнодуговые (покровные) структуры резко отличаются морфологически от вышеописанных дуговых глубинных разломов с большим радиусом кривизны и преимущественно северо-восточной ориентировкой. Сложнодуговые структуры представляют собой как бы гирлянды фестонов (дуг), сочлененных по поперечным разло-

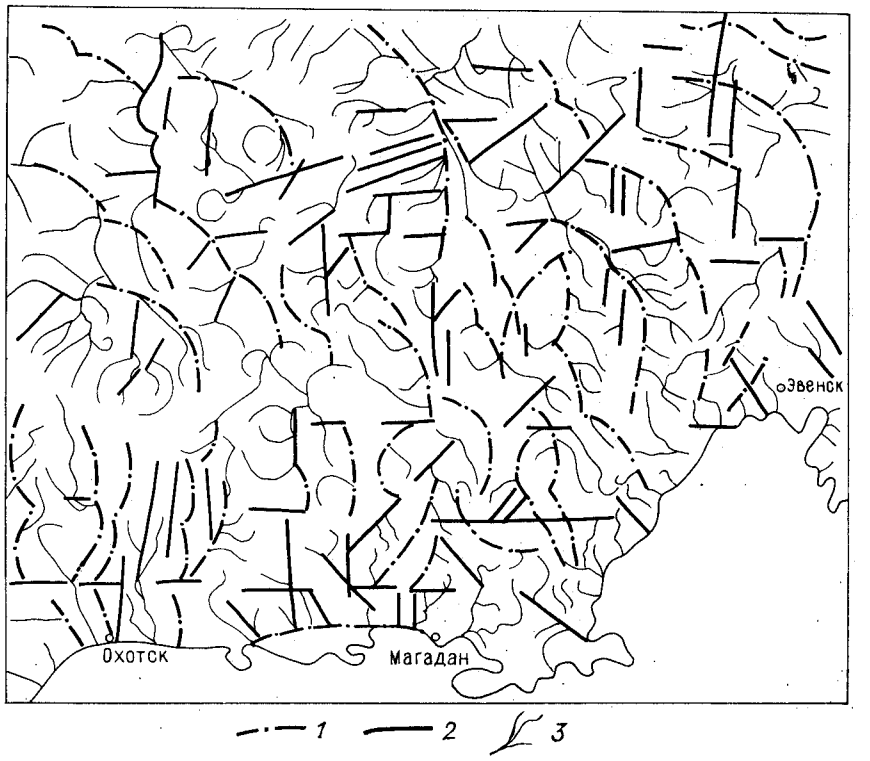


Рис. 22. Сложнодуговые структуры Оймяконо-Колымского региона.
1 — дуговые и сложнодуговые структуры, *2* — прочие линеаменты; *3* — речные долины.

мам. Бóльшая часть сложнодуговых структур, имеющих северо-западную ориентировку хорд и выгнутых к северо-востоку, расположена в пределах Верхояно-Колымской горной страны, которая соответствует одноименной складчатой системе мезозоид. Часть этих структур, расщепляясь на концах, прослеживается в пределы ОЧВП.

В орографии региона эти дуги подчеркиваются осевыми частями хребтов или их ограничениями, отдельными возвышенностями на нагорьях, ограничениями межгорных и внутригорных впадин, долинами крупных рек, гипсометрическими ступенями, перевалами и т. д. (рис. 22), т. е. набором самых разнородных структурных элементов рельефа. При этом различаются сложнодуговые структуры двух типов. Первые из них, радиус кривизны которых достигает 250 км (фрагменты долин крупных рек), коррелируются с особенностями гравитационного и магнитного полей. Они интерпретируются как пологопадающие разломы сколового типа. О наклонном падении этих разломов можно судить на основании сопоставления аномалий физических полей разноглубинных срезов, что видно не только по исходным полям, но также по их трансфор-

мациям и статистическим характеристикам. Сложнодуговые структуры *второго типа имеют меньший радиус кривизны (до 80 км)*. Они дешифрируются по отдельным формам рельефа преимущественно как хребты и фестончатые уступы на их склонах, извилистые гребни, бортовые уступы долин и интерпретируются как пакеты шарьяжных пластин. Обоснованием этому служит анализ геологической карты, направленный на выявление сложнодуговых границ разновозрастных терригенно-карбонатных толщ покровного комплекса и их фациальных разностей. В пределах ОЧВП наблюдается веерообразное расщепление сложнодуговых систем (рис. 19), что можно объяснить образованием трещин скалывания в боковых частях фронтальных надвигов, образующих пакеты шарьяжных чешуй. Вторая особенность — наличие поперечных разломов (поперечных линеаментов на КС), по которым происходит расчленение пакетов, а иногда смещение их частей относительно друг друга. Очевидно, по своей кинематике эти разломы могут соответствовать трансформным. Так же как динамопары сколовых трещин, системы дуговых структур образуют пересекающиеся под прямым углом системы, среди которых преобладают северо-западные (300—320°) и северо-восточные (20—40°).

Вопрос глубинности выявленных по КС сложнодуговых систем остается открытым. Предполагается, что они в структурном каркасе региона являются наименее глубинными. Судя по глубинам становления интрузий, для которых сложнодуговые структуры являются магмоконтролирующими, амплитуды составляют первые километры как в пределах мезозоид, так и в ОЧВП. Более глубинными, судя по геофизическим данным, являются структуры второго типа. На ранних этапах своего развития они могли достигать нижних горизонтов коры и верхней мантии, поскольку в ряде случаев к ним приурочены интрузии гипербазитов. Об этом же свидетельствуют и те геологические данные, которые удалось увязать с этими структурами.

Обращает на себя внимание тот факт, что сложнодуговые структуры образуют две наиболее отчетливо проявленные системы, следующие по границам Верхояно-Колымской складчатой области. Одна из этих систем, достигающая значительной ширины, связана с фрагментами Илинь-Тасской, Тастаяхтаско-Омулевской и Инъяли-Дебинской формационных зон. Другая проходит в зоне сочленения мезозоид с палеозоидами Сетте-Дабана, расщепляясь далее в пределах Охотского массива и веерообразно огибая его.

Зоны надвигов, сопровождающие фронтальные части сложнодуговых систем, отражены на геологических картах и обычно являются границами разновозрастных терригенных и карбонатных формационных комплексов палеозойского и мезозойского возраста. В строении шарьированных пакетов участвуют также позднеюрские молассовые и угленосные образования. Наличие покровных структур в пределах названных выше эвгеосинклинальных структурно-формационных зон, ограничивающих с северо-востока Верхояно-Колымскую складчатую область, в какой-то мере может объ-

яснить и те разночтения, которые существуют в тектонических схемах рассматриваемого региона. С этим же явлением может быть связана аномально высокая мощность осадочных терригенных отложений в Инъяли-Дебинской зоне (до 12 км).

Таким образом, результаты дешифрирования КС ставят вопрос о существенном пересмотре традиционных взглядов на геологию рассматриваемого региона с учетом крупных горизонтальных перемещений пластин и о пересмотре характера границ структурно-формационных зон.

Сводообразные структуры — крупные орогенные поднятия, которые по особенностям морфологии и внутреннего строения делятся на две группы. Первая — собственно сводообразные структуры подковообразной формы со сложным внутренним строением, отражающим суммарную картину дислокаций различных этапов их развития, включая инверсионный, орогенный и неотектонический. К ней относятся Верхнеколымская и Верхнеиндигирская структуры (в поперечнике соответственно 400 и 600 км). Вторая группа включает своды более правильной округло-изометричной формы с плавно понижающимися высотами вершинной части от центра к периферии. Внутреннее строение их также отличается значительной сложностью за счет сложнодуговых покровных структур нескольких генераций. В эту группу входят Оймяконский, Омолонский и Охотский своды, отчетливо связанные с одноименными срединными массивами и ареалами магматизма позднемелового этапа активизации. В поперечнике эти структуры не превышают 300 км.

Со сводообразными структурами хорошо коррелируются крупные региональные гравитационные минимумы значительной интенсивности, образованные породами пониженной плотности, глубина подошвы областей разуплотнения достигает 10 км [9].

Остановимся более детально на характеристике Верхнеколымской сводообразной структуры, которая ранее описывалась Р. Б. Умитбаевым как мегасвод. В современном эрозионном срезе эта структура характеризуется мозаикой разновысотных блоков (рис. 23), достигающих 2200 м в центральной части и 300 м в обрамляющих с юга межгорных впадинах. Эта структура открыта на северо-запад, где в нее вдаются южные отроги хребта Черского. В ее строении, судя по результатам дешифрирования и анализа геологических данных, зафиксировано несколько этапов развития различных дислокационных структур.

1. Поздний мел — начало роста обособленных сводовых поднятий на фоне более обширного мегасвода Верхояно-Колымской складчатой области. В орогенное поднятие были вовлечены пластины мезозойских комплексов, вмещающие батолиты гранитоидов инверсионной стадии (J_3—K_1), причем центры поднятий находились на замыкании ранее образованных продольных морфотектонических зон, поэтому они как бы «открыты» на северо-запад (рис. 21, 23). В процессе роста сводообразных поднятий происходило дополнительное образование чешуй и надвигов, в которые

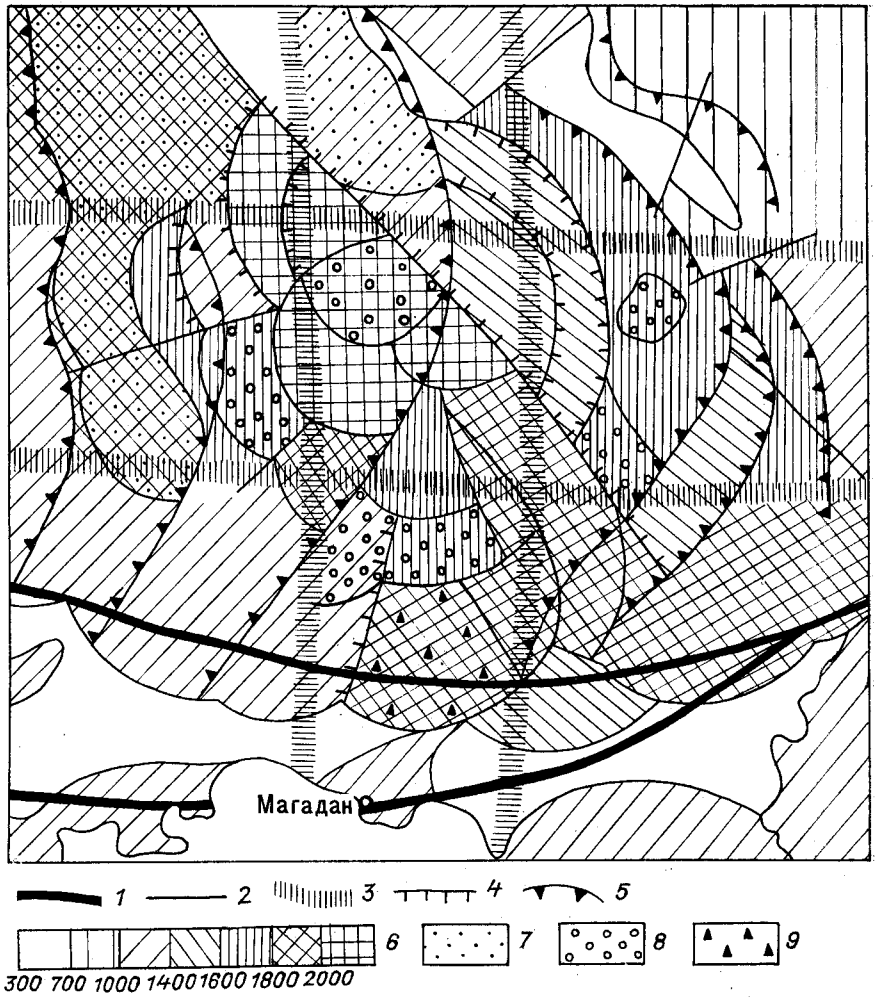


Рис. 23. Морфоструктурная схема Верхнеколымской сводообразной структуры.
1 — дуговые глубинные разломы; *2* — прочие разломы; *3* — сквозные системы нарушений; *4* — выдержанные ступени региональных фоновых высот вдоль разломов; *5* — сложнодуговые структуры; *6* — разновысотные блоки рельефа; *7—9* — ареалы проявления формаций: *7* — кварцевой, *8* — касситерит-сульфидной, *9* — адуляр-кварцевой.

оказались втянуты и пластины, включающие гранитоиды позднего мела. Пластины, возникшие в позднемеловое время в связи со сводообразованием, дополнительно усложняют фронтальные дуги мезозоид (сложнодуговые системы) с одной стороны, а с другой — образуют малые дуги и фестоны, расположенные концентрически по отношению к структуре свода и обращенные выпуклостью на восток и юго-восток (рис. 23).

2. Палеоген и миоцен — этап региональной пенепленизации рельефа, интенсивной денудации, вскрывшей кровлю гранитных плутонов в центре сводообразных поднятий и в пределах фронтальных частей пластин, развития поверхностей выравнивания и кор выветривания.

3. Плиоцен-четвертичное время — активизация неотектонических движений блоков по сети разломов сбросо-сдвигового типа и асимметричных поднятий различных секторов сводообразной структуры.

Сквозные системы нарушений диагонального (северо-западного и северо-восточного) и ортогонального (широтного и меридионального) направлений принадлежат к числу линеаментов, которые выделяются большинством исследователей под различными названиями. Авторами принято наиболее общее название — сквозные, чтобы подчеркнуть, с одной стороны, трансрегиональный и трансструктурный характер этих систем, а с другой — их недостаточно отчетливую связь с элементами геологического строения, по отношению к которым они чаще всего являются либо секущими, либо поперечными. До сих пор эти системы рассматривались большинством исследователей либо как рудоконтролирующие (преимущественно диагональные), либо как рудоконцентрирующие (ортогональные). Трансрегиональные северо-западные системы нарушений в последнее время выделены В. С. Кравцовым [1985 г.] в качестве секущего специализированного рудного пояса.

Ортогональная сеть разрывных нарушений региона изучалась Е. Н. Сапожниковой методами морфоструктурного анализа [42]. Ею и Н. Л. Шилиным были выявлены скрытые сквозные зоны тектонических нарушений, узлы пересечения которых в ряде случаев контролируют положение рудных районов. Ортогональные глубинные разломы хорошо выявляются при совместной интерпретации результатов дешифрирования КС и геофизических данных (рис. 18, 19). Они либо ограничивают глубинные блоки с разнородным строением фундамента, либо сопровождаются локальными аномалиями геофизических полей. По результатам дешифрирования КС можно говорить о сбросово-сдвиговой природе отдельных звеньев этих протяженных структур.

Интересно также отметить взаимоотношения сквозных систем нарушений с дуговыми глубинными разломами и покровными структурами. Наиболее крупные меридиональные сквозные системы нарушений, проходящие вблизи г. Охотска и г. Магадана, отчетливо смещают дуговые ограничения неотектонических зон и уходят в акваторию Охотского моря. Они принадлежат, видимо, к наиболее глубинному каркасу региона. Эти же структуры в ряде случаев смещают дуговые ограничения сводообразных поднятий (рис. 23). Поперечные северо-восточные системы сквозных нарушений хорошо выражены в пределах мезозоид Верхояно-Колымской складчатой области. Они часто смещают сложнодуговые покровные структуры и по своему характеру близки трансформным разломам.

Рассмотренные категории каркасных структурных элементов Оймяконо-Колымского региона, активизированные неотектониче-

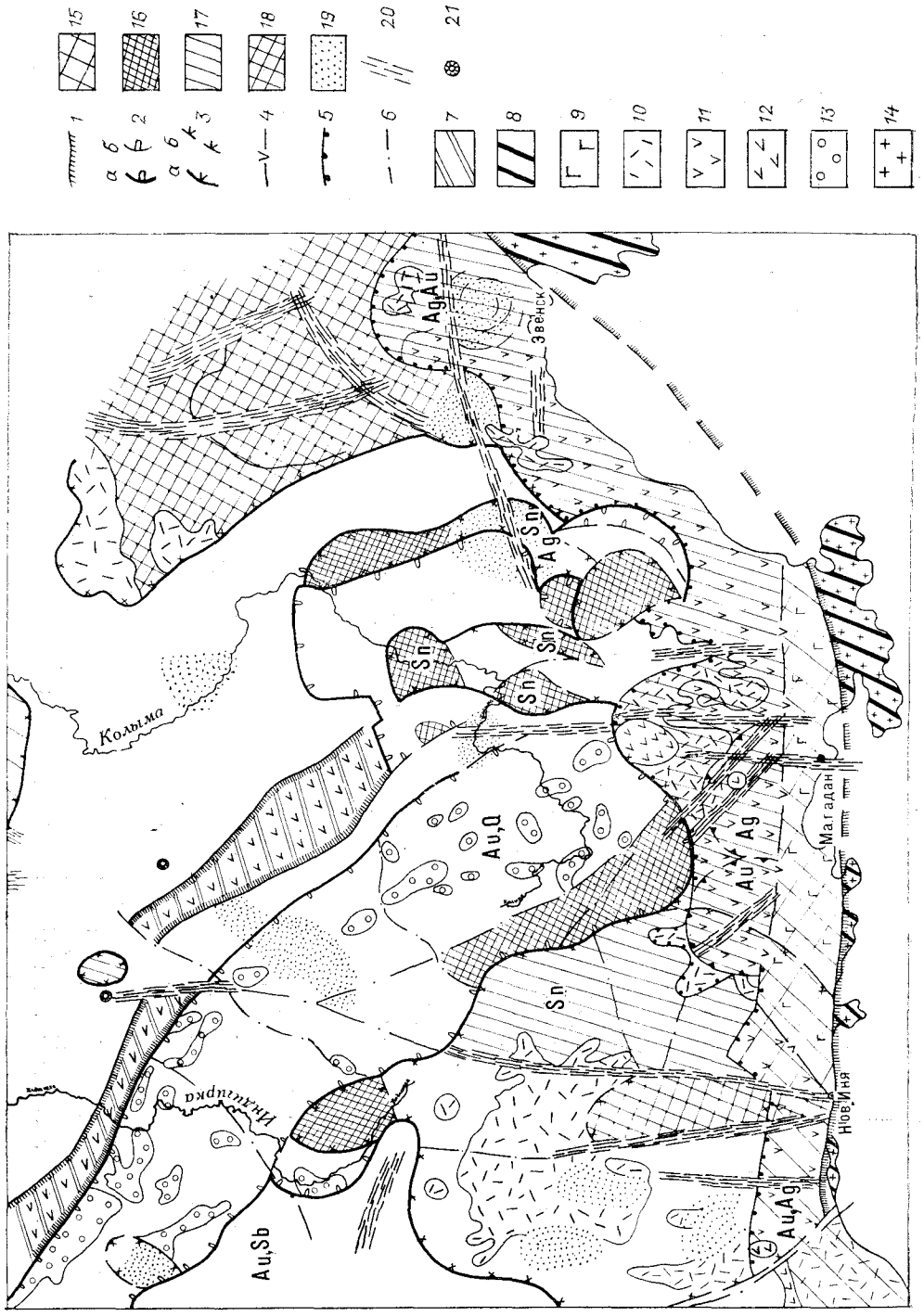


Рис. 24. Схема структурных ареалов магматических формаций Оймяконо-Колымского региона, по геологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 [1971 г.] и А. П. Соболеву [1984 г.].

1—5 — границы разновозрастных ареалов главных (*а*) и второстепенных (*б*) магматических формаций: *1—2* — позднеюрско-раннемелового эвгеосинклинального (*1*) и инверсионного (*2*) этапов гранит-лейкогранитовой и габбро-диабазовой формаций, *3* — позднемелового орогенного (перифер ическая зона ОЧВП), *4* — внутренней и внешней зон ОЧВП, *5* — ОЧВП; *6* — разломы, вычленяющие блоки с разной интенсивностью проявления магматизма: *7—12* — ареалы распространения вулканогенно-осадочных формаций: *7* — вулканогенно-кремнистых с преобладанием базальтов и диабазов (J_3—K_1), *8* — спилит-кератофировой, андезит-базальтовой (J_3—K_1), *9* — базальт-андезитовой (K_1—K_2), *10* — андезит-дацитовой (K_1—K_2), *11* — дацит-риолитовой (K_2), *12* — контрастной базальт-риолитовой (P); *13—18* — ареалы распространения интрузивных формаций: *13* — высокоглиноземистых гранитов и лейкогранитов Батолитового пояса (J_3—K_1), *14* — тоналит-гранодиорит-гранитной (J_3—K_1), (K_1—K_2), *16* — гранодиорит-гранитной (K_2), *17* — гранодиорит-лейкогранитной (K_1—K_2), *18* — гранодиорит-щелочногранитной и сиенит-граносиенитовой (K_1—K_2); *19—20* — участки повышенной проницаемости: *19* — локальные площади, *20* — линейные зоны; *21* — четвертичные базальтовые вулканы.

скими движениями, обнаруживаются при интерпретации КС и геофизических данных. Наряду с этим специальный анализ структурных ареалов магматических формаций помог дополнительно обосновать некоторые из этих структурных элементов, в частности сложнодуговые покровные и сводообразные структуры, а также сквозные (скрытые) системы нарушений, которые в дальнейшем используются как опорные при анализе рудоносности.

Особенности размещения магматических формаций в каркасных структурах. Для обоснования данных дешифрирования КС были изучены особенности распространения магматических формаций позднемезозойского этапа развития Оймяконо-Колымского региона и выделены их структурные ареалы (рис. 24) по опубликованным данным [17, 51, 52, 25], а также с учетом Геологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Последовательность становления магматических образований, их формационная принадлежность и связь с металлогенией отражены в общем виде в табл. 7. В числе главных структурных ареалов магматических формаций региона следует рассмотреть три группы.

Первая группа связана со структурами мезоид Северо-Востока, структурный план которых подчинен в пределах рассматриваемого региона северо-западному направлению и дуговым элементам, обрамляющим с юго-востока Яно-Колымское орогенное палеоподнятие. Вулканогенно-осадочные формации с подчиненными прослоями диабазов и интрузиями габбро-диоритового и базитового состава распространены в пределах эвгеосинклинальной Илинь-Тасской зоны. Северо-западная полоса преимущественного распространения эффузивных пород смещена поперечными дислокациями в верховьях р. Мома. Наиболее простую конфигурацию имеет область распространения габбро-диабазовой и гранит-лейкогранитовой формаций (J_3—K_1) в пределах Главного батолитового пояса. Границы распространения этих образований отчетливо связаны с северо-западными зонами разломов, ограничивающими данный пояс.

Вторая группа структурных ареалов магматических формаций, имеющая сложную конфигурацию, подчинена северо-восточным притихооке-

Характеристика главных рудных формаций Оймяконо-Колымского региона по магматическим, геофизическим и структурным факторам

Таблица 7

Возраст	Рудные формации [51]	Магматические формации	Структурные факторы*											Тектонические структуры
			геофизические				по дешифрированию КС							
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
$K_2 - P_1$	Au, Te, Mo	Na δ-γδ-γ				+	+							Кони-Тайгоносская эвгеосинклинальная зона, внутренняя зона ОЧВП
	Au-Ag	*a-b-r-Tr*, Na δ-γδ-γξ, γπ, ψπ	+				+	+			+	+		Очаговые структуры (вулкано-кальдеры) внутренней и внешней зон ОЧВП
	Sn-Ag	*Bl*γ, *Kl*γ, γ			+			+			+	+		Внешняя зона ОЧВП, вулканогенные прогибы периферической зоны ОЧВП, связанные с глубинными трансформными разломами
$K_1 - K_2$	Sn (*r*)	$l\gamma - \frac{\gamma\pi}{r\pi}$	+	+				+		+	+	+		Омсукчанский прогиб
	Sn (Si—Sf)	*l*γ. *K*γ, *B*γ, γ	+	+				+		+	+	+	+	Краевые прогибы Верхоянско-Колымской складчатой области
$J_3 - K_1$	Au Au — Sb	γ — *Pl* γ, дайки пестрого состава						+	+		+	+	+	Батолитовый пояс на микто- и миогеосинклинальной зоне Верхоянско-Колымской складчатой области

* Структурные факторы. *1—4* — геофизические: *1* — глубинные разломы, достигающие поверхности М, *2—3* — области повышенной мощности (*2* — земной коры, *3* — гранитного слоя), *4* — области повышенной изменчивости магнитных аномалий; *5—11* — по КС: *5* — дуговые глубинные разломы, *6* — сложнодуговые структуры, *7—8* — сводообразные поднятия (*7* — центральные части, *8* — периферические), *9—11* — сквозные системы нарушений (*9* — меридиональные, *10* — широтные, *11* — северо-восточные).

анским дуговым системам — Кони-Тайгоносской эвгеосинклинали (J_3—K_1), ОЧВП и его периферической зоне. Эта граница принята за главную структурную линию (рис. 24). Она в виде сложнодуговой системы подковообразной формы огибает мезозойское складчатое сооружение, подчеркивая сводообразное замыкание открытого на запад позднемелового поднятия.

Наиболее сложную конфигурацию ареалы распространения формации позднемеловых гранодиоритов и лейкогранитов периферической зоны ОЧВП имеют в северо-восточной части сводового поднятия мезозоид в области сочленения его с ОЧВП и с Омолонским массивом. Позднемеловые гранитоиды здесь образуют локальные ареалы с дуговыми ограничениями, обращенными выпуклостью в сторону Омолонского массива. Аналогичную форму имеет также ареал магматических пород Омсукчанского грабена. Дуговые ограничения разновозрастных локальных ареалов гранитоидных формаций соответствуют разломам, имеющимся на геологических картах.

Объяснение сложного чередования структурных ареалов разновозрастных образований гранитов (K_1) и гранодиоритов (K_2), принадлежащих к различным формациям [Соболев А. П., 1986 г.], учитывая их дуговые разломные ограничения и сложную дислоцированность мезозойских осадочных образований, может быть проведено с учетом геодинамической модели формирования «пакетов», состоящих из разновозрастных пластин. До сих пор в рассматриваемом регионе таких пакетов не выделялось, хотя во многих складчатых областях миогеосинклинального типа (Альпы, Урал, Тянь-Шань и т. п.) наличие шарьяжных пластин хорошо обосновано. Структурные ареалы разновозрастных гранитоидов образуют пакет из 4-6 пластин, которые вписываются в конфигурацию расщепляющихся сложнодуговых систем, обнаруженных при дешифрировании КС (рис. 24).

Выявленные элементы сложнодуговых систем при сочленении с ареалами вулканитов внешней зоны ОЧВП отчетливо идио-

Список сокращений рудных и магматических формаций к табл. 7

Магматические породы		Рудные формации
интрузивные	вулканогенные	
габбро δ тоналит Na δ гранит γ	базальт *b* андезит *a* дацит *d*	Au — золоторудные (золоторудная кварцевая, золоторудная сложносиликатная, скарновая) Au-Te — золото-теллуридная Au-Ag — золото-серебряная Au-Sb — золото-мышьяково-сурьмяная Mo — молибденовая грейзеновая Sn — оловорудные (оловянно-вольфрамовые) Si — касситерит-силикатная Sf — касситерит-сульфидная r — риолитовая Sn-Ag — оловянно-серебряная
гранодиорит γδ	риолит *r*	
лейкогранит *l* γ	трахеит *T*	
	трахириолит *Tr*	
калиевый лейкогранит *Kl*γ бороносный лейкогранит *Bl*γ адамелитовый гранит *a*γ	андезито-базальт *a-b*	
	фельзит-порфир φл	
щелочный гранит γ сиенит ξ		

морфны по отношению к ним. В то же время граница ОЧВП имеет эрозионную форму расчленения и не связана с какими-либо крупными структурными линиями, за исключением глубоко вдающихся в систему мезозоид апофиз вулканического пояса. Таков Омсукчанский грабен, который подчинен дуговой системе, оконтуривающей с востока Верхне-Колымское сводообразное поднятие.

Из этих соотношений можно сделать вывод, что образование дуговых элементов произошло после внедрения позднемеловых интрузий, но до интенсивных неотектонических движений, определивших конфигурацию эрозионного расчленения полей вулканитов по внешней зоне ОЧВП (структурная линия *5* на рис. 24).

На широтном отрезке Охотского звена ОЧВП отчетливо проявлена прямолинейная граница, определяющая смену более основного ряда магматических формаций внутренней дуги пояса более кислым рядом формаций его внешней дуги (линия *4* на рис. 24). Можно предположить связь этой границы с глубинными разломами, так как к ней приурочены локальные интрузивные тела габбро, сиенитов и т. п.

Третья группа магматических ареалов связана в возрастном и вещественном отношении с ОЧВП, в то же время отчетливо контролируется формой срединных массивов — округлой (Охотский массив) или глыбовой (Омолонский массив), как бы повторяя их скрытые контуры, которые хорошо просвечивают в структурном рисунке КС. Аналогичным образом ведет себя ареал позднемезозойского магматизма на площади, которая ранее относилась к Колымскому массиву. Магматизм этих ареалов в целом характеризуется повышенной кислотностью и щелочностью и отличается от рассмотренных выше формаций вулканических и интрузивных пород ОЧВП наличием более дифференцированных и контрастных ассоциаций (габбро, монцонитов, сиенитов, граносиенитов, субщелочных кислых вулканитов) и обилием субвулканических и экструзивных тел.

Специфические особенности магматизма характеризуют также отдельные линейные зоны и площади повышенной проницаемости внутри рассмотренных выше ареалов магматических формаций известково-щелочного ряда (усл. знаки 19 и 20 на рис. 24). Наиболее глубинными из этих зон по магматическим признакам являются системы субмеридиональных разломов, рассекающих Охотский массив и пересекающих ОЧВП и Верхне-Колымское сводовообразное поднятие по меридиану г. Магадана и несколько восточнее его.

В этих зонах сконцентрировано большое число выходов малых интрузивных и субвулканических тел от ультрабазитов и габбро до трахириолитов и фельзориолитов.

На северном фланге глубинного разлома, прослеживающегося от пос. Новая Иня в верховья р. Индигирка, расположен четвертичный базальтовый вулкан, что свидетельствует о длительной активности этой сквозной структуры.

Зоны проницаемости менее глубокого заложения хорошо прослеживаются в пределах ОЧВП по цепочкам субвулканических тел преимущественно кислого состава; это северо-западная зона, прослеживающаяся севернее г. Магадана, и северо-восточная, проходящая от Омсукчанского грабена к г. Эвенску.

Локальные участки повышенной проницаемости с преобладанием магматических пород повышенной щелочности наиболее характерны для внешней дуги ОЧВП и его периферической зоны (рис. 24). Эти площади не имеют закономерной ориентировки в пространстве, хотя в ряде случаев находятся в зоне влияния поперечных разломов (верховья р. Мома).

Особенности размещения оруденения в каркасных структурах. Совместная интерпретация МДС, структурных ареалов магматических формаций и особенностей локализации рудных формаций на уровне рудных узлов и полей позволяет оценить металлогеническую значимость каркасных структур Оймяконо-Колымского региона (табл. 7).

Дуговые глубинные разломы, во-первых, являются граничными для металлогенических зон и провинций, во-вторых, рудоконцентрирующими, например, Монголо-Охотская система глубинных разломов разграничивает металлогенические зоны золото-теллуридной и медной минерализации (Кони-Тайгоносская). Последняя по существу локализована только в пределах внешней дуги ОЧВП,

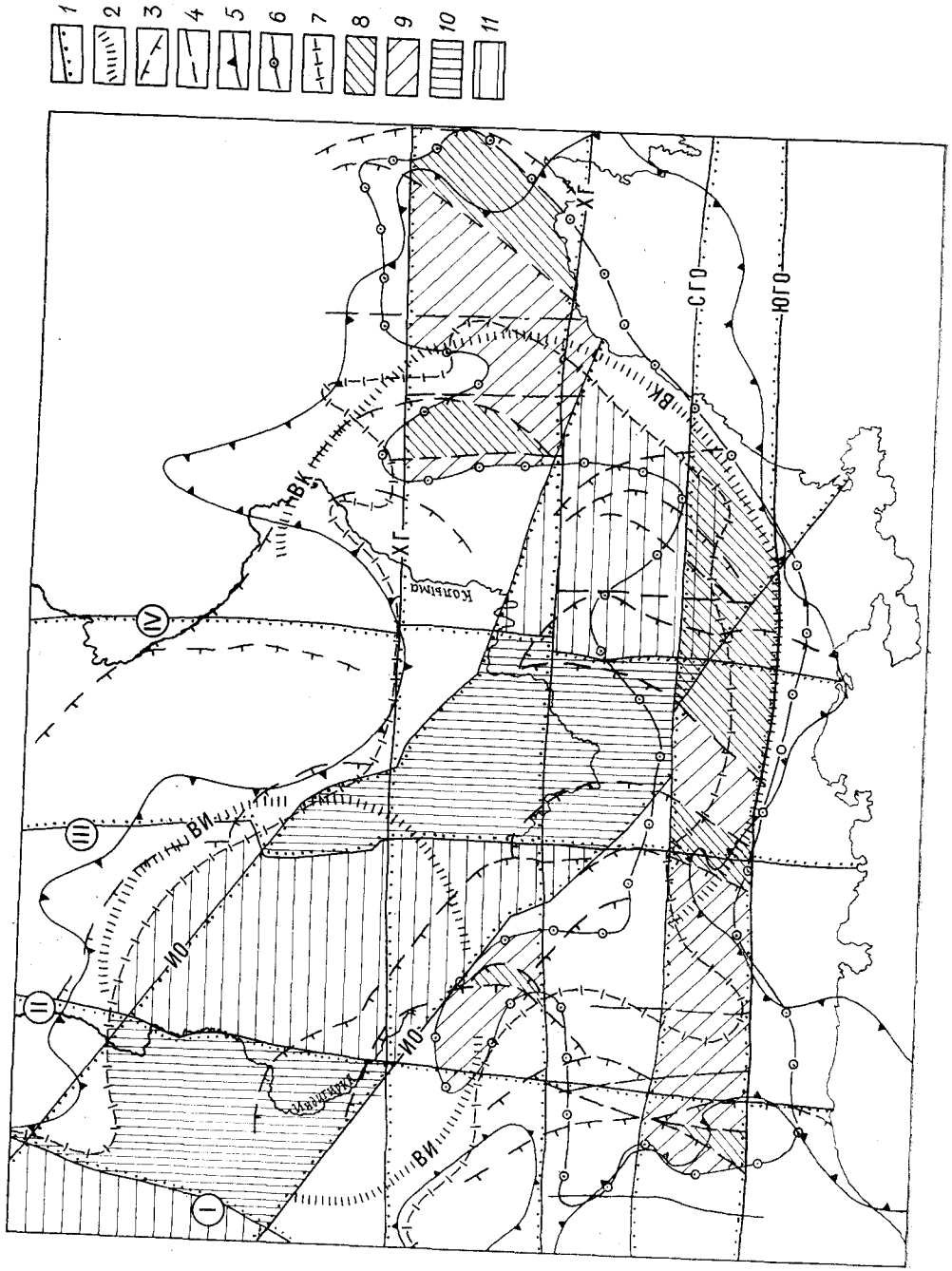


Рис. 25. Схема главных рудоконтролирующих структур Оймяконо-Колымского региона по космическим и геолого-геофизическим данным. Первый региональный УГ.

1 — границы рудоконтролирующих поясов и зон разломов: Индигиро-Охотский пояс (*ИО*) с Хонгор-Гижигинской (*ХГ*), Северо-Гырбы-Олыньской (*СГО*) и Южно-Гырбы-Олыньская (*ЮГО*) зонами; *2* — границы сводообразных структур: Верхнеиндигирской (*Ви*) и Верхнеколымской (*Вк*); *3* — дугообразные разломы; *4* — разломы, выделенные по гравиметрическим данным; *5—7* — границы территорий, обладающих характеристиками гравитационного и магнитного полей, свойственными рудным районам и узлам (с учетом геологических данных) преимущественно: *5* — оловорудным, *6* — золото-серебряным, *7* — золото-кварцевым; *8—11* — площади, перспективные по структурному фактору (*8* и *10*) первой категории (*8* и *10*) и второй категории (*9—11*): *8—9* — золото-серебряной формации, *10—11* — золоторудной кварцевой формации; *I—IV* — меридиональные системы нарушений.

на конфигурацию которой влияют также поперечные преимущественно субмеридиональные глубинные разломы (рис. 15, 25). Интересно отметить также, что Карамкенский дуговой глубинный разлом в пределах этой металлогенической зоны играет роль рудоконцентрирующего. Рудные районы и узлы с золото-серебряной формацией располагаются при этом в узлах торцевого сочленения и смещения дугового Карамкенского разлома, субмеридиональных и северо-западных сквозных систем нарушений.

Сложнодуговые (покровные) структуры в значительной степени усложняют металлогеническую зональность, что дает несколько очень важных металлогенических следствий. Во-первых, следует ожидать существенного влияния покровных структур и участков их пересечения со сквозными системами нарушений на размещение палеозойского стратиформного и колчеданного оруденения, перспективы обнаружения которого в пределах эвгеосинклинальных структур имеются. Во-вторых, наличием покровных структур можно объяснить аномально высокие мощности мезозойских осадочных отложений, что является определяющим для размещения оловорудного, золото-сурьмяного и золоторудного кварцевого оруденения. Наряду с этим сложнодуговые структуры существенно усложняют конфигурацию металлогенических зон, что хорошо видно при анализе пространственного размещения структурных ареалов рудоносных магматических формаций. Сложнодуговые системы определяют границы Главного золотоносного пояса, а перемежаемость «чешуй», сложенных различными формациями раннемеловых гранитов и позднемеловых гранодиоритов, определяет чередование золотоносных и оловоносных рудных районов. Так, площади распространения гранодиорит-гранитной формации (усл. знак *16* на рис. 24) определяют практически границы оловорудных районов. В пластинах, сложенных более ранней формацией позднеюрских — раннемеловых гранитоидов, известны проявления золота. Таким образом, при металлогеническом районировании этого региона следует учитывать чередование разноформационных комплексов, определяющееся тектоническими факторами. Наряду с этим в целом сохраняются также элементы металлогенической зональности, связанной со сводообразными поднятиями, которые ранее отмечались многими исследователями. Как нам представляет-

ся, эти наиболее поздние структурные образования в значительной мере определяют величину денудационного среза рудоносных структур, в связи с чем наблюдается закономерное размещение более ранних и более высокотемпературных рудных формаций (золото-кварцевой и грейзеновой) в центральных частях поднятий и более низкотемпературных (силикатной, сульфидной и порфировой) в их периферических частях.

Другим аспектом проведенного анализа является выделение участков и линейных зон повышенной проницаемости, которые в ряде случаев непосредственно ассоциируют с рудоносными площадями, что особенно характерно для золоторудного ряда формаций. Эти участки располагаются в узлах пересечения трансрегиональных сквозных систем нарушений, обладающих повышенной проницаемостью для щелочно-основного магматизма, и характеризуются наибольшей глубинностью по геофизическим данным. Локальные рудоносные площади в пределах ОЧВП обычно размещаются в очаговых кольцевых структурах, расположенных в пределах веерообразных расщеплений («хвостов») сложнодуговых систем, а рудные зоны контролируются диагональными системами и поясами нарушений, являющимися, по-видимому, оперяющими каркасных разломов, что детально рассмотрено в следующих разделах.

В итоге проведенного анализа МДС выявлены новые элементы каркасных структур Оймяконо-Колымского региона, среди которых наиболее существенное значение имеют дуговые глубинные разломы, сложнодуговые (покровные) структуры, сводообразные поднятия и сквозные системы нарушений. Эти структуры позволяют провести более детальное металлогеническое районирование региона, при котором уточняются границы металлогенических зон, объясняется перемежаемость блоков с разнотипным составом магматических и рудных формаций, детализируется структурная позиция рудных районов, узлов и отдельных месторождений. Все эти данные в совокупности позволяют подойти к постановке и решению задачи прогноза по структурному и магматическому фактору.

Анализ гравитационного и магнитного полей

Анализ аномальных магнитного и гравитационного полей производился как с использованием непосредственно карт поля силы тяжести, карт магнитного поля (ΔT), так и карт трансформаций, которые подчеркивают определенные особенности исходного поля.

Трансформации гравитационного и магнитного полей осуществлялись на ЭВМ ЕС-1033. Исходные поля описывались в узлах квадратной сети прямоугольной матрицы с шагом 1 см в масштабе анализируемых карт (1 : 2 500 000). При расчетах использовались два информационных окна (окна трансформаций) 5×5 и 3×3 см с общим скользящим центром. Размер окон выбран исходя из размеров основных металлогенических единиц, являющихся

Таблица 8

Геофизические признаки перспективности (региональный УГ)

Вид трансформации	Единица измерения	Специализация рудного района: золоторудная кварцевая		золото-серебряная		оловорудная	
		Признак: положительный	отрицательный	положительный	отрицательный	положительный	отрицательный
Поле силы тяжести: Среднее в окне 5×5 (F_1)	мГал	<-20	>-20	<0	>0	<20	>20
Модуль горизонтального градиента, окно 5×5 (F_4)	мГал/км	$<0{,}5$	$>0{,}5$	—	—	$<0{,}6$	$>0{,}6$
Модуль горизонтального градиента, окно 3×3 (F_5)	мГал/км	$<0{,}6$	$>0{,}6$	—	—	$<0{,}9$	$>0{,}9$
Вторая вертикальная производная, окно 5×5 (F_6)	$n\cdot10^{-13}$ ед. СГС	<2, >-3	>2, <-3	—	—	<2	>2
Среднеквадратичное отклонение, окно 5×5 (F_8)	мГал	<10	>10	<10	>10	<10	>10
Магнитное поле: Среднее в окне 5×5 (F_1)	мЭ	$<1{,}5$	$>1{,}5$	<1	>1	<1	>1
Модуль горизонтального градиента, окно 5×5 (F_4)	мЭ/км	$<0{,}02$	$>0{,}02$	$<0{,}02$	$>0{,}02$	$<0{,}02$	$>0{,}02$
Среднеквадратичное отклонение, окно 5×5 (F_8)	мЭ	<1	>1	$<1{,}5$	$>1{,}5$	$<1{,}5$	$>1{,}5$

объектом прогноза соответствующего масштаба исследований. Положение о том, что размер окна трансформации должен быть соизмерим с объектом поисков, обосновано в работах [6, 35]. Так, для рассматриваемого случая, когда обрабатывались гравимагнитные данные масштаба 1 : 2 500 000, окна трансформаций 5×5 и 3×3 см в реальном масштабе были соответственно 125×125 и 75×75 км, т. е. они характеризовали площади около 15 и 5 тыс. км², соответствующие размерам рудных районов (табл. 8).

Внутри каждого информационного окна исходное поле аппроксимировалось по методу наименьших квадратов полиномом второй степени вида

$$a_1x^2+a_2y^2+a_3xy+a_4x+a_5y+a_6=f(x,\ y)$$ — окно трансформации 5×5 см и

$b_1x^2+b_2y^2+b_3xy+b_4x+b_5y+b_6=\varphi(x, y)$ — окно трансформации 3×3 см.

Вычислялись основные геофизические функции после определения значений коэффициентов a_i и b_i.

В результате обработки для каждого из анализированных полей (гравитационного и магнитного) построены карты трансформаций F_1—F_{11}, где

F_1 — среднее в информационном окне 5×5 см;

F_2 — среднее в информационном окне 3×3 см;

F_3 — разность между F_2 и F_1;

F_4 и F_5 — модуль горизонтального градиента полиномов $f(x, y)$ и $\varphi(x, y)$ соответственно;

F_6 и F_7 — вторая вертикальная производная полиномов $f(x, y)$ и $\varphi(x, y)$;

F_8 — среднеквадратичное отклонение значений поля от аппроксимирующей поверхности полинома второго порядка (характеристика изменчивости поля);

F_9 — вторая смешанная горизонтальная производная $f(x, y)$;

F_{10} и F_{11} — локальные аномалии, полученные при информационных окнах 5×5 и 3×3 соответственно.

В итоге выявлены следующие главные особенности гравитационного и магнитного полей рассматриваемой территории. В поле силы тяжести основными структурами являются крупнейшие гравитационные ступени (аномальные зоны) и аномальные области (крупнейшие минимумы). В магнитном поле выделяются области, аномальные по интенсивности (по насыщенности магнитоактивными образованиями) и области, аномальные по изменчивости ΔT (рис. 20).

Крупнейшие гравитационные ступени (области аномально высоких значений модуля горизонтального градиента поля силы тяжести, палетка 5×5) трассируют участки скачкообразного увеличения глубины залегания границ М и К, что видно при сопоставлении карт модуля горизонтального градиента Δg со схемами тенденций поведения поверхности М и границы К, приведенными в работе [9]. Крупнейшие гравитационные минимумы (аномалии первого порядка) в соответствии с этой же работой, а также со схемой рельефа поверхности М Востока СССР, составленной И. В. Беляевым, Ю. А. Павловым [17], объясняются как увеличением глубин залегания границ М и К, так и понижением плотности геологических образований в верхней части земной коры (ЗК). Остальные минимумы первого порядка, локализованные в пределах крупнейших аномалий первого порядка, отражают их центральные части, а расположенные за пределами — локальные неоднородности в поведении границ М и К и в распределении плотности ЗК.

Расчет вторых вертикальных производных аномалий силы тяжести позволил выделить неоднородности, отраженные только в верхней части ЗК (аномалии второго порядка). Аномальные области второго порядка, соответствующие относительному понижению гравитационного поля, во многих случаях связываются с площадями распространения кислого магматизма.

Территория, относимая ранее к Колымскому массиву, в пределах рассматриваемого региона отмечается повышенной насыщенностью магнитоактивными образованиями. Вторая аномальная область захватывает Омолонский массив и прилегающую часть ОЧВП. Крайняя западная часть ОЧВП также характеризуется в целом аномальным по интенсивности магнитным полем. Еще две площади с максимальной насыщенностью высокомагнитными образованиями располагаются преимущественно в пределах акватории Охотского моря.

Площади, аномальные по изменчивости магнитного поля и аномальные по интенсивности ΔT, в значительной мере совпадают, однако первые обширнее и захватывают территории ОЧВП на востоке, а также прибрежную акваторию Охотского моря.

Источниками аномалий магнитного поля в пределах ОЧВП являются не только вулканиты повышенной основности, но и кислые разности. Например, риолиты ОЧВП бывают столь же интенсивно магнитны, как и базальты. Так, стекла уракской свиты и игнимбриты ольской обладают магнитной восприимчивостью $(4000—12\,000)\times10^{-6}$ СГС. Магнитоактивная область западнее п-ова Кони коррелируется с линейным понижением мощности ЗК. В пределах срединных массивов магнитные аномалии связаны с докембрийскими и палеозойскими метаморфическими и магматическими образованиями. Крупные магнитные аномалии фиксируются также над габброидами, гипербазитами и некоторыми гранитоидами [17].

Выделение структурных линий по грави- и магнитным данным проводилось путем анализа исходных карт физических полей и их трансформаций по следующим признакам.

1. Границы блоков, отличающихся характером физического поля (по напряженности — оси зон повышенного горизонтального градиента, по ориентировке — границы областей, отличающихся преимущественным направлением изодинам физического поля, по частотной характеристике — границы территорий, отличающихся преимущественным радиусом автокорреляции физического поля).

2. Линейно вытянутые зоны, отличающиеся характером физического поля (вытянутые аномалии, цепочки локальных аномалий и другие изменения характера физического поля в линейной зоне).

3. Участки нарушения корреляции геофизических аномалий (сдвиги осей аномалий, изменение простирания аномалий и т. п.).

В первую очередь анализировались карты трансформаций, которые характеризуют наиболее общие, региональные изменения физического поля (полученные с большим окном трансформаций). Региональные структурные линии, выделенные на этом этапе, отражают границы наиболее крупных и глубинных геологических объектов. Затем производился анализ трансформаций, полученных меньшим окном трансформаций, и остаточных аномалий, характеризующих геологические объекты меньших размеров в плане

и на глубину. Завершился этот этап работы анализом исходных физических полей, при этом производилось выделение мелких линеаментов, контроль и коррекция линеаментов, выделенных при анализе карт трансформаций.

Структурные факторы контроля оруденения на различных УГ

Первый региональный УГ

В основу анализа закономерностей размещения профилирующих в регионе золоторудной кварцевой, золото-серебряной и редкометалльных (Sn-W) формаций была положена схема структурных линий региона, составленная по данным дешифрирования КС и интерпретации геофизических материалов (рис. 18). В обобщенном виде эти рудоносные территории показаны на рис. 16. Анализ показал, что площади локализации рудных узлов и районов контролируются специфическими структурами и характеристиками физических полей (рис. 25).

Золоторудное кварцевое оруденение в пределах рассматриваемого региона сосредоточено в одной из крупнейших его структур — Верхояно-Колымском поясе разломов (Главном золотоносном поясе), который по данным В. С. Кравцова представляет фрагмент секущего трансрегионального Таймыро-Колымо-Камчатского пояса разломов и скрытых линеаментов [31]. К этому же поясу приурочены поля развития раннемеловых гранитоидов. Простирание пояса подчеркивается четко выраженными линейными магнитными аномалиями.

Данные дешифрирования КС в сопоставлении с металлогеническими позволили уточнить границы рассматриваемого отрезка пояса. Его длина составляет 1000, ширина 200—250 км (рис. 25). В его пределах распределение наиболее продуктивного оруденения контролируется двумя секущими субмеридиональными зонами разломов, которые относятся к категории сквозных систем нарушений [41] — они секут разнородные геологические структуры (ОЧВП, срединный Охотский массив, структуры Верхояно-Колымской складчатой системы), проявляются в различных особенностях геологического строения. В южном направлении они прослеживаются до побережья Охотского моря, в северном — за пределами рассматриваемого региона, т. е. на расстояние около 1000 км. Ширина этих зон 180—220 км. Восточная из них существенно деформирует Верхояно-Колымский пояс, как бы вырезая из него блок и смещая его в южном направлении на 25—40 км (*А*, см. рис. 25). Этот блок характеризуется максимальными экстенсивностью и интенсивностью оруденения. Аналогичная в отношении оруденения картина наблюдается и в блоке, образованном пересечением западной зоны с Верхояно-Колымским поясом, однако смещения и деформации здесь не отмечаются. В пределах этих зон находятся и некоторые объекты золото-серебряного оруденения ОЧВП, что

свидетельствует об активизации зон в позднемеловой — палеогеновый этап.

Помимо указанных систем нарушений, в контроле золото-кварцевого оруденения принимают участие сводообразные Верхнеиндигирская и Верхнеколымская структуры, расположенные в районах узлов пересечения Верхояно-Колымского пояса и субмеридиональных зон разломов и непосредственно примыкающие с востока к последним. Можно предположить, что активизация зон обусловила деформацию северо-западных сегментов упомянутых сводообразных структур.

Верхнеколымская, Верхнеиндигирская, а также Верхнеянская сводообразные структуры (последняя выделена В. С. Кравцовым северо-западнее Верхнеиндигирской) составляют единую цепь, осевой частью которой является Верхояно-Колымский рудоносный пояс.

Верхнеколымская и Верхнеиндигирская сводообразные структуры, контролируют и редкометалльное оруденение; большинство вольфрамо- и оловорудных районов и узлов, как и золоторудных кварцевых, располагается в их пределах. При этом достаточно четко видно (рис. 25), что площади оловянного и золоторудного кварцевого оруденения обычно не совпадают. Это подчеркивается геофизическими данными: вольфрамо- и оловоносные площади локализованы в областях относительного понижения поля Δg, золоторудные кварцевые же тяготеют к флангам гравитационных минимумов и к промежуткам между ними. Молибденовое и ртутное оруденение приурочено к периферической и внешней частям Верхнеколымской сводообразной структуры и контролируется относительно узкими (до 20 км) зонами разломов северо-восточного простирания, находясь в узлах VI—VII-го порядка пересечения разнонаправленных разломов.

Золото-серебряное оруденение сосредоточено в пределах ОЧВП и его перивулканической зоны — западной части Охотско-Чаунской металлогенической провинции. Рудоконтролирующие факторы данного типа оруденения более разнообразны: это субширотные зоны разломов, специфические дугообразные структуры и гравиметрические аномалии двух порядков.

Гырбы-Олыньская субширотная зона разломов является самой южной в регионе (рис. 25); она контролирует размещение пяти рудных районов. Ширина зоны колеблется от 80 до 110 км, длина около 900 км. Восточное ее окончание прослеживается по геофизическим данным в акватории Охотского моря, западное — дохр. Сетте-Дабан.

Хонгор-Гижигинская зона отстоит к северу на 125 км от вышеописанной и имеет ширину 150—175 км (в пределах рассматриваемого региона). Она прослеживается от Берингова моря до Алдана, простираясь почти на 2000 км. Эта зона контролирует как золото-серебряное оруденение, так и некоторые золоторудные кварцевые районы.

Дугообразные структуры (рис. 25) проявляют свою рудоконтролирующую роль в пределах ОЧВП. Здесь они веерообразно разветвляются на 2—3 дуги, которые в пределах только что описанных широтных зон контролируют размещение золото-серебряных рудных районов, располагающихся между крайними дугами. Радиусы кривизны рудоконтролирующих дуг составляют 70—220 км.

Существенное рудоконтролирующее значение имеют интенсивные гравиметрические минимумы первого порядка (от 150××250 км до 200×450 км, рис. 20). По данным И. В. Беляева, Ю. А. Павлова, Ю. Я. Ващилова [8], им соответствуют участки с мощностью земной коры более 36 км при повышенной мощности гранитного слоя (до 24 км). Рудоконтролирующая роль этих минимумов состоит в следующем. Большинство рудных районов расположено либо внутри минимумов, на удалении от их границ до 10 км, либо вне их, на расстоянии до 30 км, и контролируется зонами разломов, имеющих обычно ширину до 25 км и входящих в ортогональные рудоконтролирующие системы более высоких порядков.

С минимумами первого порядка связаны минимумы второго порядка. В их пределах расположены все, кроме одного, рудные районы. Рудный район, представляющий исключение, располагается за краевой частью (в 30 км) «пальцеобразного» ответвления минимума второго порядка.

Выявленные на региональном уровне генерализации закономерности размещения различных типов оруденения позволили локализовать территории рудных районов, как известных, так и предполагаемых. При этом кроме структурных критериев использованы и геолого-геофизические, выраженные в суммарном виде как границы территорий, обладающих определенными характеристиками геологического строения и особенностями гравитационного и магнитного полей, свойственных рудным районам и узлам (рис. 25).

Геофизические признаки выявлялись при сопоставлении трансформированных гравитационного и магнитного полей с местоположением рудных узлов и районов, расположенных в пределах анализируемой территории (табл. 7). При этом выделяются две наиболее информативные группы признаков. Первая группа характеризует уровень поля (осредненные значения ΔT и Δg). Вторая группа объединяет признаки, которые оценивают сложность полей — среднеквадратичное отклонение, модуль горизонтального градиента и признак по трансформации F_6 (вторая вертикальная производная гравитационного поля).

При локализации территорий с благоприятным комплексом геофизических признаков учитывалась и общая геологическая обстановка, контролирующая размещение рудоносных площадей. Для

золото-серебряного оруденения — это ОЧВП и его перивулканическая область, для золоторудного кварцевого — терригенные геосинклинальные комплексы P_2—$J_3(K_1)$, для оловянного — территории обеих геолого-структурных единиц. Эти данные в комплексе с характеристиками гравитационного и магнитного полей, свойственными рудным районам и узлам, использованы как геолого-геофизический критерий (рис. 25).

Поскольку все золоторудное кварцевое оруденение сосредоточено в пределах южной ветви Верхояно-Колымского пояса, то и соответствующий анализ структурных факторов проводился в его границах, которые определены преимущественно по КС, т. е. ограничены трансрегиональными зонами разломов. Задача сводилась к выявлению отдешифрированных на КС структур и площадей в их пределах, сходных по геолого-геофизическому фактору с рудоносными. Такими участками являются области пересечения Верхояно-Колымского пояса с субмеридиональными зонами разломов (за исключением площади, неблагоприятной по геолого-геофизическому критерию). Остальная территория рассматриваемого отрезка Верхояно-Колымского пояса отнесена к менее перспективной.

Общая перспективность золото-серебряного оруденения в пределах ОЧВП и его перивулканической зоны определяется положением субширотных зон разломов и геолого-геофизическим критерием. При определении перспективности к первоочередным отнесены участки отмеченных широтных зон, расположенные в области ветвления сложнодуговых систем (между крайними дугами). При этом учитывалось наличие отрицательных гравиметрических аномалий обоих порядков, т. е. в пределах или близ первопорядковых аномалий и пальцеобразных аномалий второго порядка (рис. 20). К менее перспективной для размещения оруденения отнесена остальная территория широтных зон, в целом благоприятных по геолого-геофизическим признакам.

Один из блоков ОЧВП, оцененный по структурно-геофизическому фактору как наиболее благоприятный для размещения золото-серебряного оруденения, рассмотрен далее на более детальных УГ.

Второй региональный УГ

Структурный анализ наиболее перспективного рудоносного блока, выделенного на первом региональном УГ, производился на основе космических снимков масштаба 1 : 1 000 000 и данных гравиразведки. Космические снимки с целью извлечения дополнительной структурной информации, недоступной или труднодоступной для визуального дешифрирования, были подвергнуты преобразованиям с помощью ЭВМ по методике, разработанной во ВНИИКАМ (бывшая ЛАЭМ). Наиболее информативными оказались преобразования по способам: первой производной по оси абсцисс, сегментации по уровням градиентов и по низкочастотной

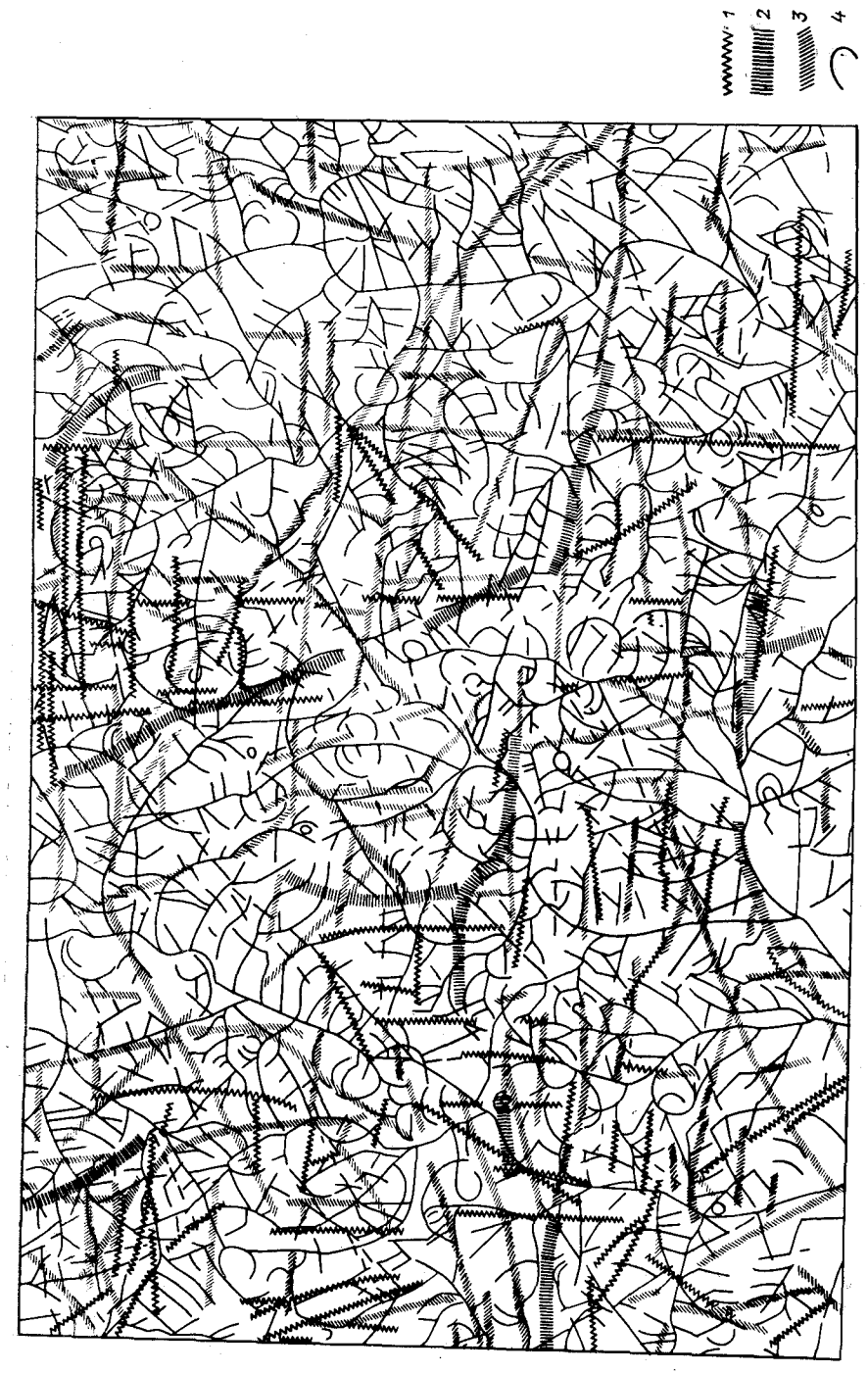


Рис. 26. Схема структурных линий одного из рудных узлов ОЧВП. Локальный УГ.

Структурные линии: *1* — по данным анализа магнитного поля; *2—3* — по данным анализа поля силы тяжести: *2* — наиболее контрастные, *3* — прочие; *4* — по данным дешифрирования космического снимка «Ландсат» и радиолокационных снимков.

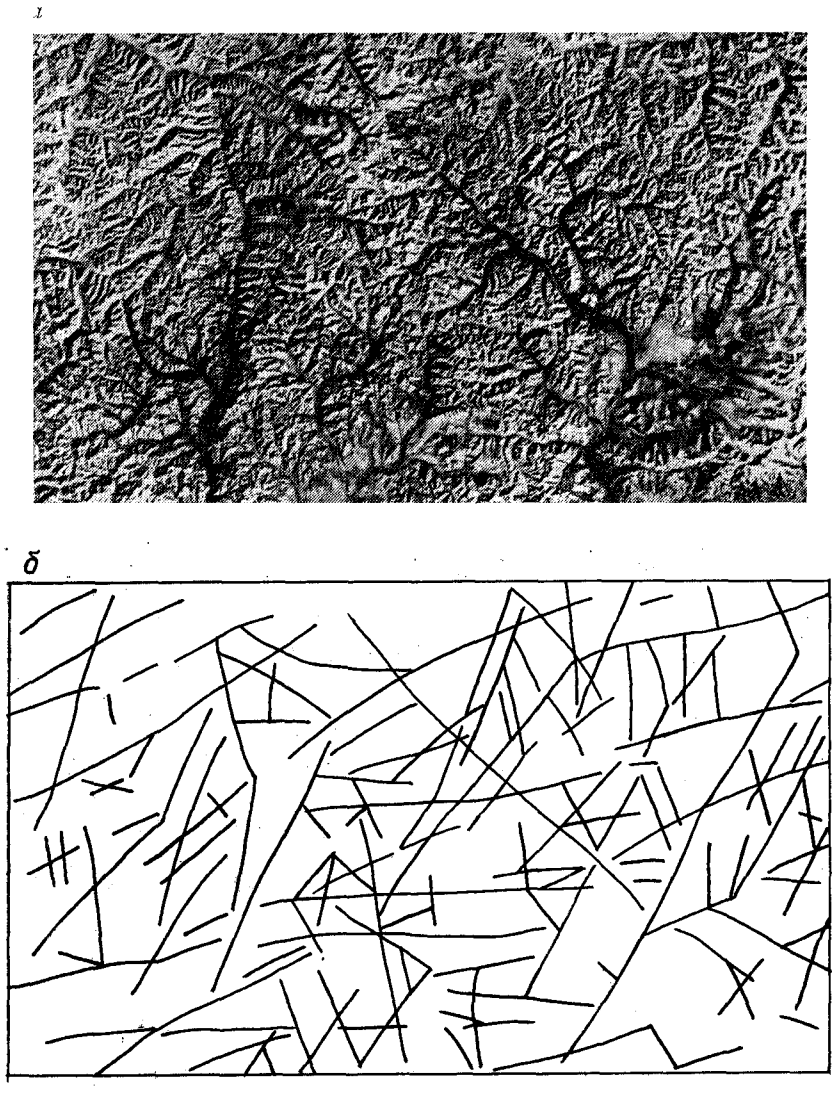
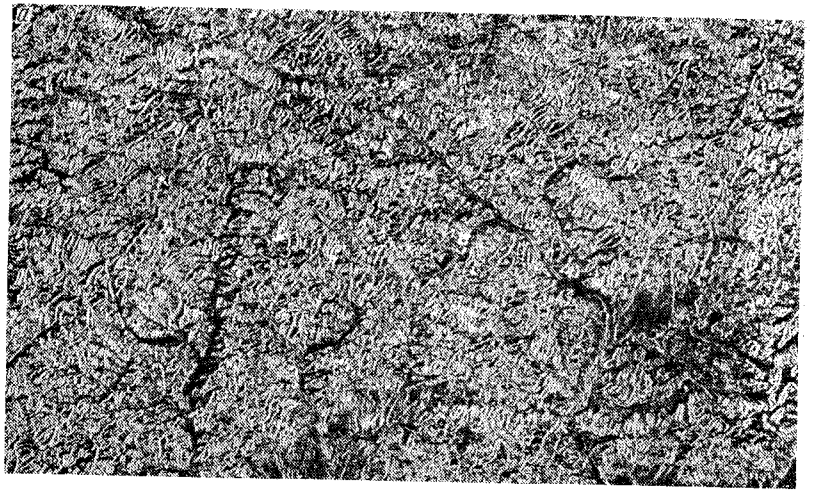
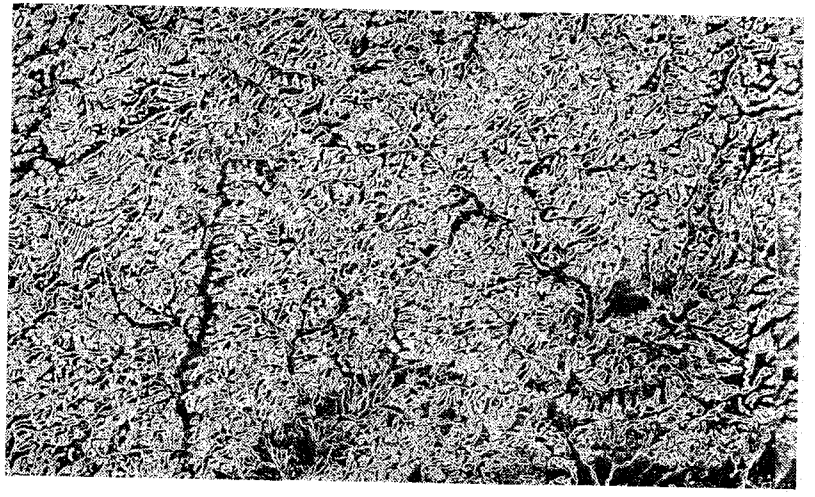


Рис. 27. Космический снимок (*а*) с ИСЗ «Ландсат» рудоносного блока и схема дешифрирования линеаментов (*б*).

фильтрации. Объем дополнительной информации по суммарной длине линеаментов составил 85 %.

Анализ структурной схемы и геофизических материалов блока дал следующую дополнительную (к данным первого регионального УГ) металлогеническую информацию. Выявлена крупная зона разломов северо-восточного простирания, имеющая рудоконтролирующее значение, названная Магадано-Омсукчанской.





Ширина зоны 80—90 км, длина около 450 км. Зона простирается от Охотского моря до верховий р. Сугой, где она затухает в пределах хр. Галимовского, Юго-восточная граница зоны четко прослеживается далее еще на 250 км, где она контролирует долину верхнего течения р. Омолон.

Рассматриваемая зона разломов контролирует размещение целого ряда месторождений разных формационных типов. В ее юго-западной части находятся золото-серебряные проявления, несколько месторождений олова, а также проявления золоторудной кварцевой формации. На северо-восточном окончании зоны сконцент-

Рис. 28. Преобразования на ЭВМ космического снимка (рис. 27, *а*) способами: *а* — первой производной по оси абсцисс, *б* — сегментации по уровням градиента, *в* — низкочастотной фильтрации.

рированы проявления золото-серебряной формации и оловянные месторождения Омсукчанского рудного района.

На структурной схеме масштаба 1 : 1 000 000 юго-западное окончание Магадано-Омсукчанской зоны имеет характерное строение. В пределах зоны в ее охотоморской части располагается кольцевая структура, имеющая в поперечнике около 50 км (эта структура описана в следующем разделе на локальном УГ). Во внутренней части структуры оруденение не известно. Проявления золото-серебряной формации приурочены к периферической части структуры (оконтуривают ее со всех сторон, кроме северо-западной). С этой стороны также имеются месторождения, но оловянные. В этом, видимо, сказывается влияние Верхояно-Колымского пояса разломов (контролирующего золоторудное кварцевое и оловянное оруденение), на пересечении с которым находится рассматриваемая кольцевая структура.

По данным гравиразведки концентрация рудных объектов в крайних частях Магадано-Омсукчанской зоны разломов контролируется крупными минимумами силы тяжести. Большинство золото-серебряных проявлений находится в местах пересечения рудоносной зоны и этих минимумов. Северо-западная граница зоны прослеживается по данным гравиразведки на значительном протяжении.

Выявленная на втором региональном УГ площадь пересечения кольцевой структуры рудоносной зоной северо-восточных систем нарушений была рассмотрена даже на локальном УГ, с привлечением материалов более детальных геологических съемок для изучения рудоконтролирующих структурных факторов.

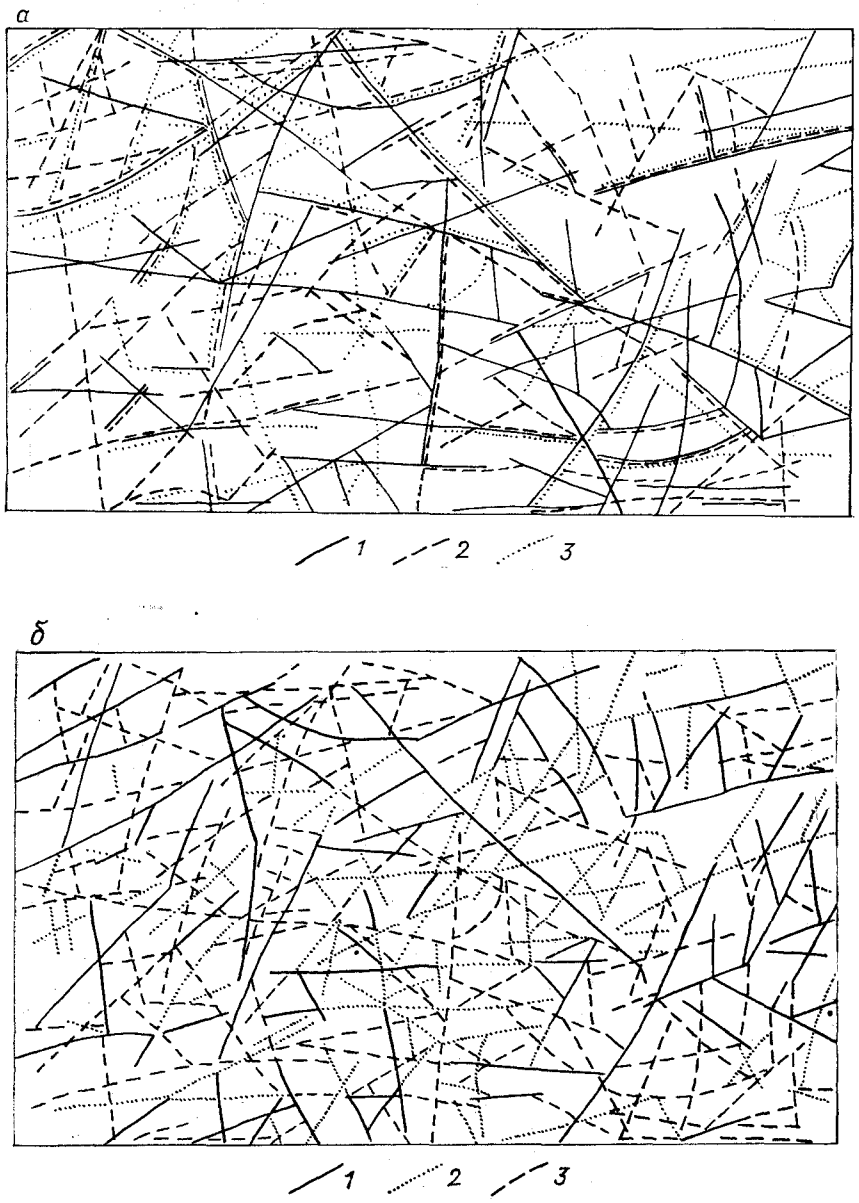


Рис. 29. Схемы дешифрирования линеаментов.

а — преобразованных снимков различными способами (*1* — рис. 28, *а*; *2* — рис. 28, *б*; *3* — рис. 28, *в*) и *б* — результирующая (*1* — линеаменты, совпадающие по исходному и всем преобразованным снимкам, *2* — линеаменты, отсутствующие на преобразованных снимках, *3* — линеаменты, не отдешифрированные на исходном снимке).

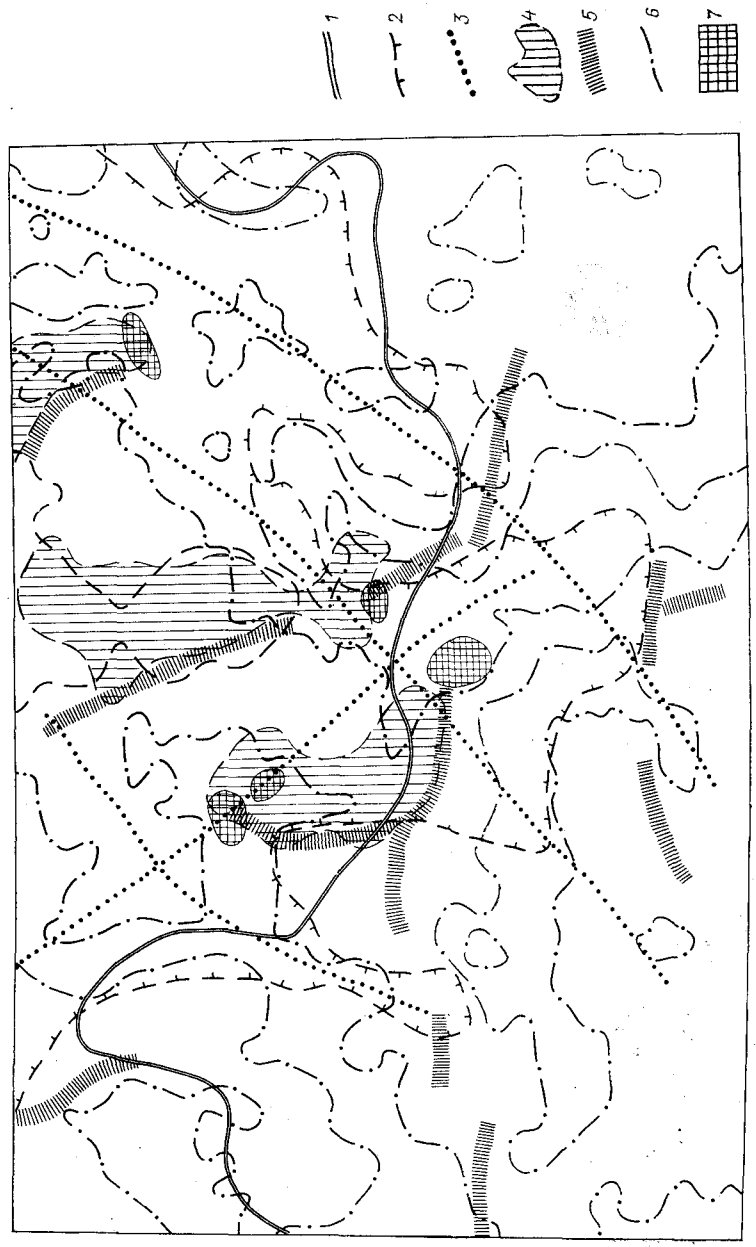


Рис. 30. Особенности гравитационного и магнитного полей одного из рудных узлов ОЧВП. Локальный УГ.

1—2 — области регионального понижения Δg (*1*) и ΔT (*2*); *3* — оси региональных минимумов; *4* — минимумы Δg, характеризующиеся максимальной контрастностью и являющиеся фрагментами ответвлений регионального минимума, расположенного севернее рассматриваемой площади; *5* — зоны максимальных горизонтальных градиентов Δg; *6* — границы территорий, обладающих характеристиками гравитационного и магнитного полей, свойственных золото-серебряным рудным полям; *7* — эталонные рудные поля.

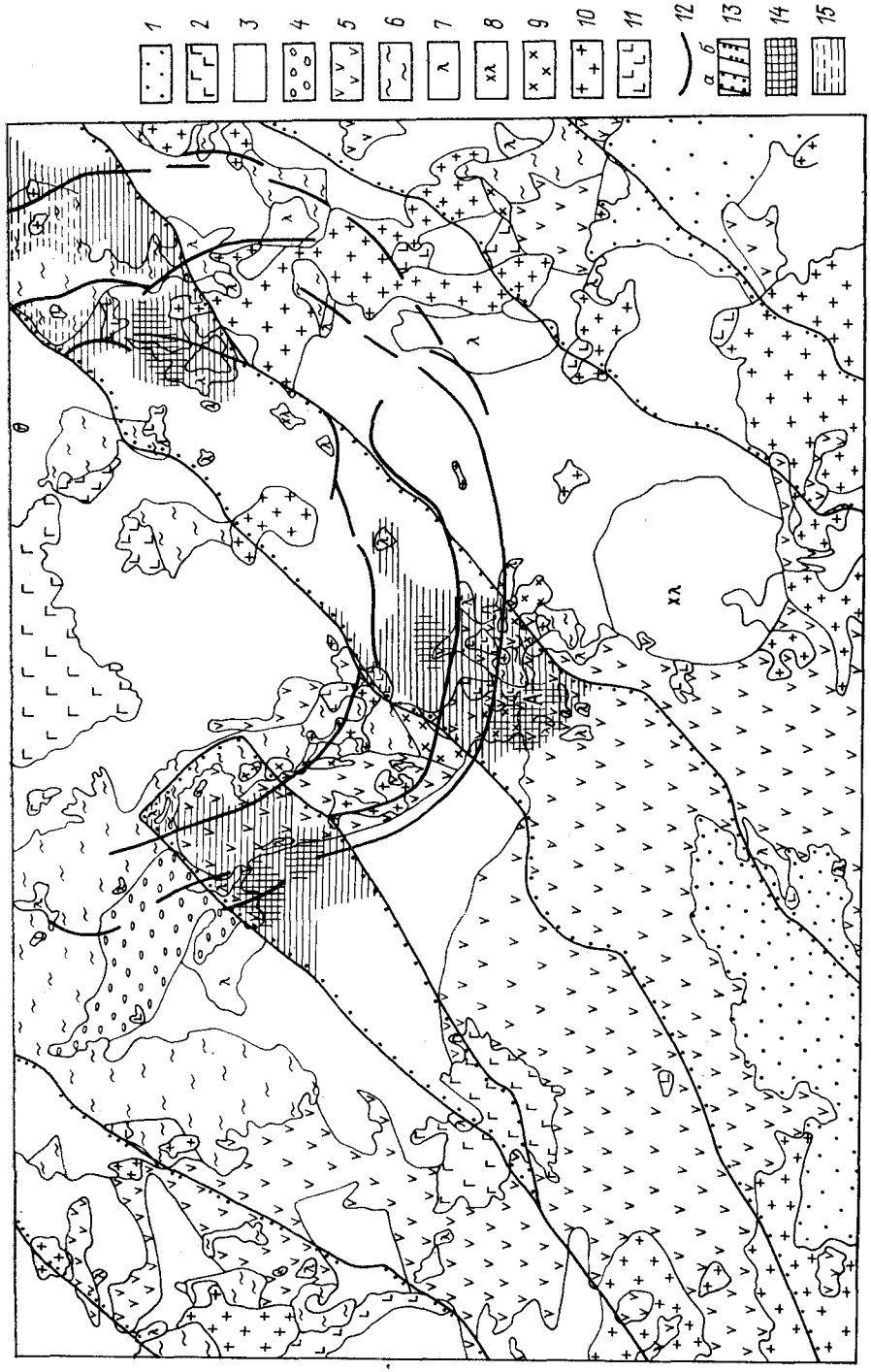


Рис. 31. Схема главных рудоконтролирующих структур одного из рудных узлов ОЧВП. Локальный УГ. Использованы геологические данные В. В. Закандырина и В. Н. Юдиной.

1 — четвертичные отложения; *2* — раннепалеогеновые оливиновые и двупироксеновые базальты; *3* — вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (преимущественно дацит-риолитовые), K_2; *4* — вулканогенная моласса, K_2; *5* — вулканогенно-осадочные андезит-базальтовые и андезит-риолитовые комплексы, K; *6* — осадочные отложения, K_1, J, T; *7—8* — субвулканические: *7* — фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, K_2, *8* — субщелочные риолиты, K_2; *9—11* — интрузии: *9* — гранодиорит-порфиров, K_2; *10* — гранитов и гранодиоритов, K; *11* — габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, андезитов, K; *12* — внешние дуги кольцевой структуры; *13* — зоны разломов по КС, контролирующие оруденение (*а*) и проявление (*б*); *14* — участки проявления минерализации; *15* — площади благоприятные для оруденения по структурному фактору в вулканогенных породах ОЧВП и в породах мезозойского геосинклинального комплекса. *А* — блок, рассматриваемый на детальном УГ.

Исследования на данном уровне генерализации (рис. 26—30) выполнены в пределах ОЧВП на площади, перспективной на золото-серебряное оруденение по данным регионального прогноза. Данные о геологическом строении приведены по материалам В. В. Закандырина, В. Н. Юдиной, С. С. Юдина и И. А. Харькова. Эта территория находится на юго-западе Охотско-Колымского водораздела и представляет собой в основном сильно расчлененную горную страну с абсолютными высотами до 1820 м, относительными превышениями 700—800 м. Основные реки впадают в Охотское море. Подножия и нижние части склонов гор покрыты зарослями кедрового стланика и карликовой березы. В широких речных долинах развита луговая растительность. Обнаженность территории удовлетворительная, дешифрируемость хорошая.

На рассматриваемой территории широко развиты меловые и палеогеновые вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, перекрывающие осадочные отложения триаса, юры и мела. Допалеогеновые образования прорваны и метаморфизованы меловыми интрузивными и вулканическими телами (рис. 31).

Осадочные мезозойские породы представлены преимущественно терригенными образованиями (сланцы, алевролиты, песчаники) с подчиненным количеством вулканогенно-обломочных, вулканогенно-осадочных пород и углей. К верхнемеловым образованиям относится вулканогенная моласса.

Широким распространением пользуются вулканогенно-осадочные образования андезито-базальтового и андезитового состава, как ранне-, так и позднемелового возраста, последние развиты гораздо шире. Завершают разрез вулканогенно-осадочные породы преимущественно дацит-риолитового состава.

Палеогеновые образования представлены оливиновыми и двупироксеновыми базальтами, имеющими преимущественное развитие на севере и западе территории.

Рыхлые четвертичные отложения широко распространены в районе, особенно в его южной части. В основном это речные и ледниковые осадки; подчиненные значения имеют делювий и пролювий, а также вулканические пеплы.

Интрузивные образования исследуемой территории довольно разнообразны по составу и морфологии тел; почти все они датируются мелом. Породы кислого ряда представлены гранитами, гранодиоритами, риолитами (в том числе субщелочными), фельзит-порфирами. Более основные разности — это диориты, габбро-диориты, андезиты, диоритовые порфириты. Широко развиты дайки различного состава и жилы, преимущественно кварцевые. К самым молодым магматическим образованиям — палеогеновым — отнесены мелкие штоки и дайки габбро, долеритов, базальтов и андезито-базальтов, а также дайки лампрофиров и гранит-порфиров.

Тектонические особенности рассматриваемой территории определяются ее положением в пределах ОЧВП, имеющего двухъярусное строение. Нижний ярус сложен морскими геосинклинальными образованиями триаса и юры. К верхнему относятся континентальные осадочные и вулканогенные образования мела и палеогена, а также связанные с ними интрузии. Характерными структурами нижнего яруса являются горсты и брахиантиклинали, верхнего — вулкано-тектонические депрессии, купола и покровы.

Разрывные нарушения, выявленные при геологическом картировании, многочисленны и разнообразны. Наиболее ранними (поздняя юра) являются разломы северо-восточного простирания, неоднократно подновлявшиеся впоследствии. К числу этих разломов относятся и горстообразующие. Следующие по возрасту разломы имеют запад-северо-западное и субширотное простирание. Они группируются в зоны шириной до 7 км. Основные и оперяющие разломы сопровождаются многочисленными дайками, зеркалами скольжения, зонами дробления и гидротермального изменения пород.

Северо-западные разломы (поздний мел) считаются контролирующими возникновение вулкано-тектонических депрессий, наряду с разломами северо-восточного простирания, подновлявшимися в это же время. В позднекайнозойское время активизировались разломы запад-северо-западного простирания, обусловившие возникновение межгорных депрессий в южной части территории.

Полезные ископаемые района представлены золото-серебряными, оловянными, молибденовыми, свинцовыми, цинковыми рудами, каменным углем, строительными материалами. Экономическая конъюнктура определяется золото-серебряными рудами. Структурными факторами контроля этого вида оруденения считаются участки пересечения зон сочленения горстов и вулкано-тектонических депрессий с разломами, где наиболее интенсивно проявлены гидротермальные процессы. Перспективными считаются участки вдоль зон разломов северо-западного [Юдин С. С., Юдина В. Н., Красильников А. А., 1967 г.] и северо-восточного направлений [Еремин Р. А., 1974 г.] в местах их пересечения с другими разломами.

Для дополнительного изучения структурно-тектонических особенностей территории и выявления рудоконтролирующих структур проанализированы данные дешифрирования и геофизических съемок. Дешифрированию подверглись космические снимки масштаба 1 : 200 000 и радиолокационные аэроснимки масштаба 1 : 100 000. Космические снимки для извлечения наиболее полной информации были преобразованы аналоговым и цифровым способами на ЭВМ и системе «Периколор» по методикам, разработанным в ЛАЭМ (рис. 27—29).

Анализ аномальных магнитного и гравитационного полей проводился по картам масштаба 1 : 200 000 и картам их трансформаций. Трансформации осуществлялись способами, аналогичными изложенным для регионального УГ. Окна трансформации 5×5 и 3×3 см в реальном масштабе составляют 10×10 и 6×6 км. Выбор окон обусловлен размерами объектов прогнозирования — рудных полей (рис. 30).

По результатам совместной интерпретации дешифровочных и геофизических данных составлена схема структурных линий. Дешифровочные признаки и принцип геологической интерпретации показанных на схеме (рис. 26) линейных, дуговых и кольцевых структур рассмотрены в работе В. И. Фомина [54] и в других публикациях, поэтому нами здесь не приводятся. Схема отражает весьма плотную сеть линейных, дуговых и кольцевых структур разных порядков. Отчетливо просматриваются тектонические нарушения ортогональной и диагональной систем, пересекающие различные геологические образования района и уходящие за его пределы (т. е. имеющие протяженность более 100 км). Кроме того, выделено большое число относительно мелких разрывных нарушений различных простираний, как укладывающихся в зоны разломов, так и неупорядоченных. Выделено большое число кольцевых и дуговых структур различной степени сложности, строения геометрической правильности очертаний, выраженности в рельефе (и, естественно, на снимках). Размеры таких структур, выделенных на данном уровне генерализации, от 1 до 65 км в поперечнике.

Сопоставление схемы структурных линий с геологической картой показывает существенный прирост структурной информации, как в качественном, так и в количественном отношении. Так, кольцевые структуры на карте отсутствуют; дуговые — единичны. Сеть ортогональных разломов (субширотных и субмеридиональных) на карте представлена слабо. Транзитные разломы (пересекающие всю площадь) не закартированы.

Как видно на схеме, роли дешифровочных и геофизических данных разные. Так, при выявлении кольцевых и дуговых структур основная информация снимается с космо- и аэроснимков, позволяющих видеть эти объекты в деталях их строения. Геофизические же данные подчеркивают отдельные элементы и дают в ряде случаев информацию для определения их генезиса. Более четкое отражение в геофизических полях находят крупные дуговые разломы. При выделении линейных разрывных структур роли методов примерно одинаковы.

Выявление рудоконтролирующих факторов основывалось на сопоставлении данных о размещении золото-серебряного оруденe-

ния со структурной схемой (рис. 26). При этом обязательным условием являлось использование космических снимков с нанесенными на них рудными объектами. Анализ их изображения при этом способствовал выделению рудоконтролирующих структур.

Выявилось, что изучение структурной приуроченности рудных объектов всех рангов — месторождений, проявлений, точек минерализации, геохимических аномалий — не дает четкой общей закономерности. Таковую для данного района удалось найти лишь при анализе размещений рудных полей, вмещающих месторождения. Суть закономерности состоит в том, что рудные поля характеризуются приуроченностью к узлам VI—VIII-го порядков пересечения разломов и локализованы в пределах зон разломов северо-восточного простирания в областях их пересечения с внешним поясом крупной кольцевой структуры. Эта структура — одна из крупнейших кольцевых структур района, ее диаметр составляет 65 км; в пределах рассматриваемой территории находится ее южная часть (рис. 31), северная ее часть также четко выражена на снимках. Структура имеет весьма сложное радиально-концентрическое строение и по природе своей является вулкано-тектонической.

Внешний пояс структуры образован двумя, местами тремя системами дуговых разломов и имеет ширину 6—15 км. В пределах этой структуры расположено несколько кольцевых структур второго порядка, имеющих в поперечнике 4—14 км. Их строение также сложное радиально-концентрическое (рис. 26). Более крупные из них приурочены к внешнему поясу описанной кольцевой структуры.

Радиальные тектонические нарушения представлены как одиночными разломами, так и их зонами. Помимо радиальных, структура в разных ее частях нарушена разломами различных направлений и рангов.

Центральная часть структуры выполнена палеогеновыми оливин-двупироксеновыми базальтами. Дальше от центра находятся вулканогенно-осадочные образования кислого состава. Остальная площадь внутренней части структуры, примыкающая к внешнему ее поясу, сложена вулканогенными образованиями кислого и среднего состава, залегающими стратиграфически ниже; здесь же закартированы интрузивы кислого и среднего состава, а в приподнятых блоках — юрские отложения основания ОЧВП.

Внешний пояс кольцевой структуры имеет наиболее сложное строение. В его пределах отмечаются все вышеуказанные образования, кроме базальтовых покровов. По простиранию пояса выделяется несколько блоков округлых и неправильных очертаний, обязанных своим образованием кольцевым структурам второго порядка и зонам разломов, секущих пояс. В приподнятых блоках выходят осадочные породы основания ОЧВП и крупные интрузивные тела.

Две рудоконгролирующие зоны разломов северо-восточного простирания, секущие кольцевую структуру, осложняют ее строе-

ние. Рудоконтролирующая роль зон разломов северо-восточного простирания отмечалась и ранее, например, Р. А. Ереминым [18]. На космических снимках границы этих зон разломов имеют специфический вид: они преимущественно выражены дугообразными отрезками интенсивно врезанных речных долин, укладывающимися в единую цепь; дуги, как правило, выгнуты к юго-востоку. Особенно ярко это выражено в восточной зонс. Ширина зон не превосходит 20 км, протяженность восточной зоны более 130 км. Фрагменты зон подтверждаются геолого-геофизическими данными. Зоны пересекают различные геологические образования. Восточная из этих зон трассируется на всем протяжении мелкими (до 4 км) субвулканическими телами неправильных очертаний риолитов, сосредоточенных в восточной половине зоны. Эти тела сконцентрированы в пределах зоны, находящейся вне центральной части кольцевой структуры.

В юго-восточной и северо-западной частях рассматриваемой площади расположены фрагменты аналогичных зон северо-восточного простирания, к которым также приурочены мелкие выходы риолитов. Крупные тела риолитов и их апофизы расположены в промежутках между этими зонами разломов.

Особенности магнитного поля и поля силы тяжести подтверждают наличие описываемой кольцевой структуры. Характерные для ее центральной части базальты палеогенового возраста соответствуют самому интенсивному минимуму гравитационного поля, а остальная часть кольцевой структуры находится в пределах регионального понижения интенсивности поля силы тяжести. Примечательно, что рудные поля размещаются в пределах и близ флангов крупных гравиметрических минимумов, являющихся фрагментами ответвлений регионального минимума, расположенного севернее рассматриваемой площади (рис. 30).

Региональный минимум магнитного поля имеет более сложные очертания, чем гравитационный, однако и здесь кольцевая структура в основном располагается в пределах минимума ΔT. Региональный минимум осложнен положительными аномалиями в пределах площадей развития базальтоидов и других магматогенных пород повышенной основности, как выходящих на дневную поверхность, так и не вскрытых эрозией; высокомагнитны и некоторые кислые магматические образования. В пределах регионального минимума ΔT можно выделить четыре линейные зоны минимальных значений магнитного поля. Три из них простираются в северо-восточном направлении — согласно (в основном) с простиранием рудоконтролирующих зон разломов. Четвертая имеет северо-западное простирание и контролирует размещение трех рудных полей (рис. 30).

Минимумы Δg объясняются широким развитием кислого магматизма, минимумы магнитного поля в ряде случаев, возможно, отвечают эффузивам, образовавшимся в период инверсии магнитного поля. С мелового по антропогеновый период, согласно Дж. Хейрцлеру, У. Питману и другим, была 171 инверсия глав-

Таблица 9

Геофизические признаки перспективности (локальный УГ)

Вид трансформации	Единица измерения	Положительный признак	Отрицательный признак
Поле силы тяжести			
Среднее в окне 5×5 (F_1)	мГал	<—12, >—63	>—12, <—63
Модуль горизонтального градиента, окно 5×5 (F_4)	мГал/км	<1,7	>1,7
Вторая вертикальная производная, окно 5×5 (F_6)	$n \cdot 10^{-13}$ ед СГС	<0,25	>0,25
Среднеквадратичное отклонение, окно 5×5 (F_8)	мГал	<1,5	>1,5
Магнитное поле			
Среднее в окне 5×5 (F_1)	мЭ	<1,5 >—2,5	>1,5, <2,5
Разность между F_2 и F_1 (F_3)	мЭ	<0,5	>0,5
Модуль горизонтального градиента, окно 5×5 (F_4)	мЭ/км	<0,5	>0,5
Модуль горизонтального градиента, окно 3×3 (F_5)	мЭ/км	<1	>1
Среднеквадратичное отклонение, окно 5×5 (F_8)	мЭ	<0,5	>0,5
Локальные аномалии, окно 5×5 (F_{10})	мЭ	<2	>2

ного намагничивающего поля Земли; палеомагнитная природа отрицательных магнитных аномалий установлена в восточных регионах СССР С. И. Печерским, Ю. Г. Старниковым, Л. И. Измайловым, С. И. Андреевым и другими [17]. Не исключено, что отрицательными аномалиями ΔT характеризуются также территории, охваченные постмагматическими процессами, в том числе и в период инверсии магнитного поля. Понижение магнитной восприимчивости под воздействием гидротермально-метасоматических процессов — явление известное; пирротины обратного намагничивания в рудных районах Дальнего Востока описаны в работах Ю. С. Бретштейна.

Геофизические признаки перспективности оруденения сведены в табл. 9. Эталонными объектами при их разработке служили шесть рудных полей, включающих соответственно шесть золото-серебряных месторождений, расположенных в пределах как рассматриваемой в разделе территории, так и в непосредственной близости от нее. Трансформации гравитационного и магнитного полей производились способом, описанным в гл. II.

Анализ признаков показывает, что общей закономерностью является приуроченность золото-серебряных рудных полей к областям со средним и низким уровнем изменчивости (сложности) полей (F_4, F_5, F_8). При этом следует особо отметить, что, несмотря на известную приуроченность золото-серебряных месторождений

к участкам с повышенным горизонтальным градиентом Δg подтверждаемую и в рассматриваемом районе (рис. 30), эти рудные объекты располагаются не в центральных частях, а на флангах аномалий модуля горизонтального градиента Δg.

Второй общей закономерностью является то, что отрицательным признаком оруденения являются положительные локальные и региональные аномалии Δg и ΔT (F_1, F_6, F_{10}).

Выявленные на локальном уровне генерализации закономерности размещения золото-серебряного оруденения позволили наметить критерий прогнозирования перспективных участков. Кроме структурных критериев использованы геофизические, суть которых в том, что они в суммарном виде отражают границы территорий, обладающих характеристиками гравитационного и магнитного полей, свойственными известным рудным полям рассматриваемого района ОЧВП.

В соответствии с изложенными данными о контроле оруденения, перспективными являются участки, расположенные в зонах разломов северо-восточного простирания, находящиеся как в пределах внешнего пояса пересекаемой ими кольцевой структуры, так и на удалении до 8 км по обе стороны пояса. При этом к перспективным отнесены также участки развития осадочных пород основания ОЧВП, отвечающие изложенным критериям (рис. 31). Один из этих участков рассмотрен на детальном УГ (*А* на рис. 31).

Детальный УГ

На данном уровне генерализации исследования выполнены на одном из участков ОЧВП. Основные черты геологического строения района изложены в предыдущем разделе. При локальном прогнозировании площадь признана перспективной на золото-серебряное оруденение; по сути дела она представляет собой рудный узел. Цель исследований детального уровня генерализации — выделение рудных полей.

На площади известно месторождение и рудопроявление. С целью выявления факторов, контролирующих размещение рудных объектов, были проанализированы следующие материалы:

— фотосхемы, смонтированные из аэрофотоснимков, выполненных камерой МКФ-6М в шести зонах (масштаб 1 : 40 000);

— карта магнитного поля и данные гамма-спектрометрической съемки (масштаб 1 : 50 000);

— карта гравитационного поля (масштаб 1 : 200 000).

По результатам интерпретации этих материалов составлена схема структурных линий (рис. 32). На схеме отчетливо выделяются ортогональные и диагональные, дугообразные и полукольцевые структуры. Наиболее четко выражены субширотные и широтные зоны разломов шириной до 5 км, большинство из которых прослежено по аэроснимкам. Субмеридиональная зона разломов четче отражается в магнитном поле. Среди диагональных разло-

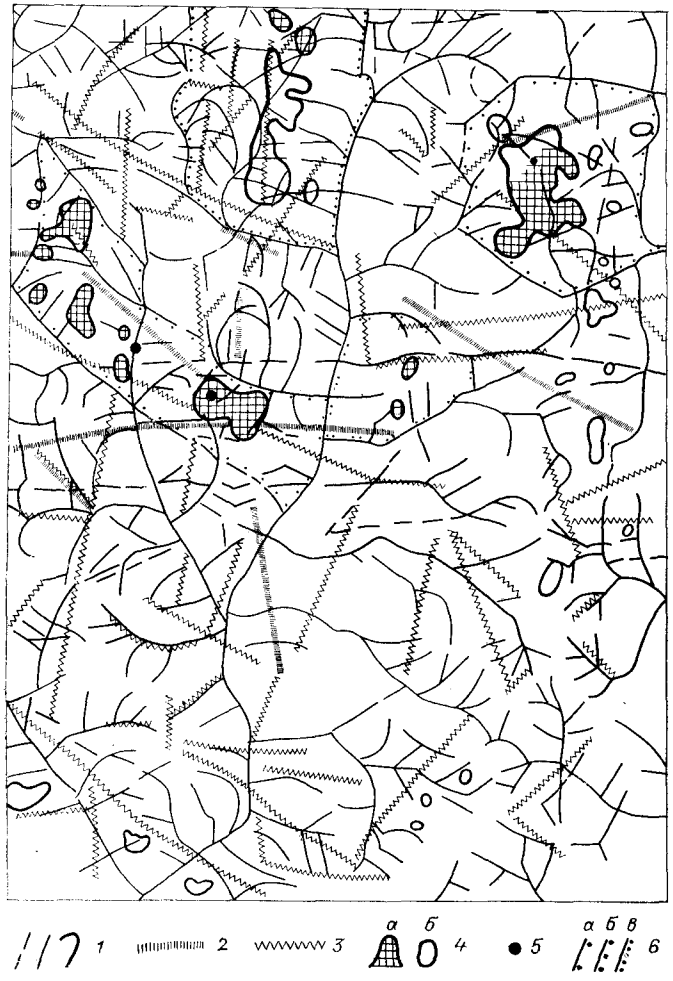


Рис. 32. Структурная схема одного из участков ОЧВП. Детальный УГ.

1—3 — структурные линии по данным: *1* — дешифрирования аэроснимков, *2* — гравиразведки, *3* — магниторазведки; *4* — контуры частных надфоновых концентраций калия (при содержании калия не менее 2 %) совпадающие с ореолами повышенных геохимических концентраций (*а*) и по данным литохимической съемки (*б*); *5* — участки проявления минерализации; *6* — контуры блоков (*а*), рудоносных (*б*), благоприятных по структурному фактору (*в*).

мов более упорядоченными являются северо-западные, которые в равной мере прослеживаются как по аэроснимкам, так и по геофизическим данным. Северо-восточные протяженные разломы выявлены лишь фрагментарно. Дуговые структуры выявлены преимущественно по данным дешифрирования.

При выявлении закономерностей размещения оруденения помимо структурной схемы и металлогенических данных были использованы данные о распределении концентраций радиоактивных элементов и результаты литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния. Работами ПГО «Севвостгеология» и НПО «Рудгеофизика» доказана роль надфоновых концентраций калия (свидетельствующих об интенсивных метасоматических процессах с привносом калия) как индикаторов золото-серебряного оруденения. При этом месторождения располагаются, как правило, в областях слабодифференцированного пониженного магнитного поля. На схему структурных линий были вынесены контуры частных надфоновых концентраций калия при содержании его не менее 2 %, по данным Г. И. Кузьмина и др. [1986 г.].

При выявлении перспективных площадей (рудных полей) выделялись локальные блоки, четко оконтуриваемые по дешифровочным и геофизическим данным и включающие сравнительно крупные аномальные по калию участки. Дополнительным критерием выявления этих блоков являлось совпадение указанных аномалий калия с ареалами повышенных концентраций золота (по результатам литохимической съемки). При этом учитывалась однородность характера фотоизображения площади, выделяемой в качестве рудовмещающего блока. Таким образом выделено четыре локальных блока. В двух из них рудная минерализация известна, два другие являются потенциальными рудными полями. Судя по повышенной изменчивости магнитного поля северного блока и высокому содержанию тория, гидротермально-метасоматические процессы близ дневной поверхности проявлены слабо, оруденение здесь следует ожидать на глубине. Блок отличается и повышенной плотностью разрывных нарушений, преимущественно субширотных. Северная граница этого блока находится за пределами площади. Данный блок и наиболее рудоносная часть месторождения, находящегося в соседнем блоке, контролируются единой субмеридиональной зоной разломов. Ко второй очереди перспективности отнесен наименьший по площади блок (рис. 32), ввиду более слабого выражения перечисленных рудоконтролирующих факторов.

Приведенные в разделе данные по прогнозированию рудоносных таксонов показывают, что на каждом УГ выявляются свои рудоконтролирующие факторы. В числе важнейших следует отметить, что на первом региональном УГ по совокупности геолого-геофизических данных и КС выделены металлогенические таксоны более детального ранга, чем металлогеническая зона — металлогенические блоки, объединяющие несколько рудных районов. По КС уверенно выявляются структурные ограничения этих блоков, что явилось обоснованием выделения их для прогнозирования на региональном УГ.

На локальном УГ (масштаб 1 : 200 000) установлена приуроченность рудных узлов к участкам пересечения внешнего пояса крупной кольцевой вулкано-тектонической структуры с зонами северо-восточного простирания, которые выделены по КС. Кроме отмеченных выше особенностей гравитационного и магнитного по-

лей, в этом масштабе информативны карты локальных аномалий и градиентов Δg и ΔT.

Анализ крупномасштабных материалов по одному из рудных узлов позволил выделить характерные блоки, вмещающие известные и потенциальные рудные поля. При этом, кроме результатов дешифрирования, привлекались данные литохимической и аэрогамма-спектрометрической съемок площади рудного узла.

Таким образом на каждом из рассмотренных УГ выявляются не только самостоятельные структурные и соответствующие им металлогенические таксоны, но и существенно меняется комплекс сопутствующих методов.

На примере Оймяконо-Колымского региона показано, что МДС оказывают существенную помощь при металлогеническом анализе структур сложнодислоцированных комплексов с разновозрастным проявлением процессов тектоно-магматической активизации. На основе структурного дешифрирования КС разных УГ и сопоставления полученных данных с геолого-геофизическими, магматическими и рудноформационными критериями разработана методика системного поэтапного прогнозирования эндогенного оруденения с последовательной детализацией площадей на различных УГ (от масштаба 1 : 4 000 000 до 1 : 50 000).

При дешифрировании МДС первого регионального УГ (1 : 4 000 000—1 : 2 500 000) выявлены структуры особого типа — дуговые и сложнодуговые, на которые ранее не обращалось внимание. Показано, что крупнейшие дуговые разломы большого радиуса кривизны контролируют положение магмоводов, разновозрастных глубинных и ко́ровых очагов магмообразования, с поздними этапами развития которых связано золото-серебряное оруденение.

Второй элемент геодинамических систем, хорошо дешифрирующийся на КС обзорных УГ — сложнодуговые (покровные) структуры, имеющие небольшой радиус кривизны. Эти структуры, конформные мезозойским покровноскладчатым эв-, мио- и миктогеосинклинальным структурам Верхояно-Колымской области, в значительной мере усложняют границы металлогенических зон, а также определяют положение отдельных рудных районов и узлов. Проанализированы соотношения этих структурных элементов с особенностями вещественных комплексов и с размещением наиболее характерных для региона золоторудной кварцевой, золото-сурьмяной, оловорудной и золото-серебряной формаций.

Анализ геофизических материалов показал, что при изучении рудных провинций и металлогенических зон на региональном УГ наиболее информативны карты осредненных магнитных и гравитационного полей, а также характеристика их изменчивости.

Глава V

КЫЗЫЛКУМСКИЙ РЕГИОН УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Очень важным следствием проведенных исследований по особенностям размещения рудных формаций и проявлений минерализации является вывод о том, что закономерности структурного контроля металлогенических таксонов различных УГ не остаются постоянными, а равномерно изменяются, отражая общую картину генетических связей эндогенного рудообразования со структурами литосферы. На региональном УГ отражаются особенности глубинного контроля зон магмоводов (палеосейсмофокальные дуговые зоны разломов), на локальном УГ выявляется связь с конкретной вулкано-тектонической структурой, образованной над магматическим очагом в ЗК, а на детальном анализируются трещинные структуры. На примере этого региона рассмотрена специфика использования МДС.

Структурное районирование юго-восточной части Туранской плиты (континентальный УГ)

Региональная структура юго-восточной части Туранской плиты изучалась многими исследователями. Составлено значительное число схем структурно-тектонического районирования. Причина различий, вероятнее всего, заключается в том, что представления о геологических моделях рассматриваемой территории базировались на восприятии данных об особенностях строения фундамента, выходящего на дневную поверхность лишь в районах разобщенных горных выступов. Сопоставление этих особенностей и их экстраполяция на закрытые территории выполнялись по редкой сети картировочных скважинах с учетом региональных геофизических съемок. МДС при этом практически не использовались.

Схема блокового строения юго-восточной части Туранской плиты (рис. 33) была составлена в результате совместного анализа КС континентального УГ и карт гравитационного и магнитного полей масштаба 1 : 10 000 000. Основные структуры изучаемой части плиты были названы «основными блоками», структуры более высокого порядка соответственно блоками и внутриблоковыми структурами.

Наиболее существенное отличие предлагаемой схемы блокового строения от существующих тектонических схем заключается

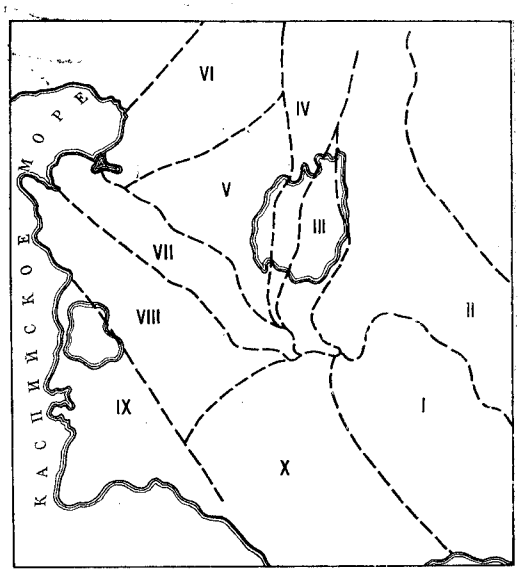


Рис. 33. Схема блокового строения юго-востока Туранской плиты.

Основные блоки: *I* — Қызылкумо-Тянь-Шаньский, *II* — Урало-Джусалинский, *III* — Аральский, *IV* — Урало-Аральский, *V* — Устюртский, *VI* — Урало-Каспийский, *VII* — Мангышлакский, *VIII* — Қаракумо-Каспийский, *IX* — Каспийско-Копетдагский, *X* — Қаракумский.

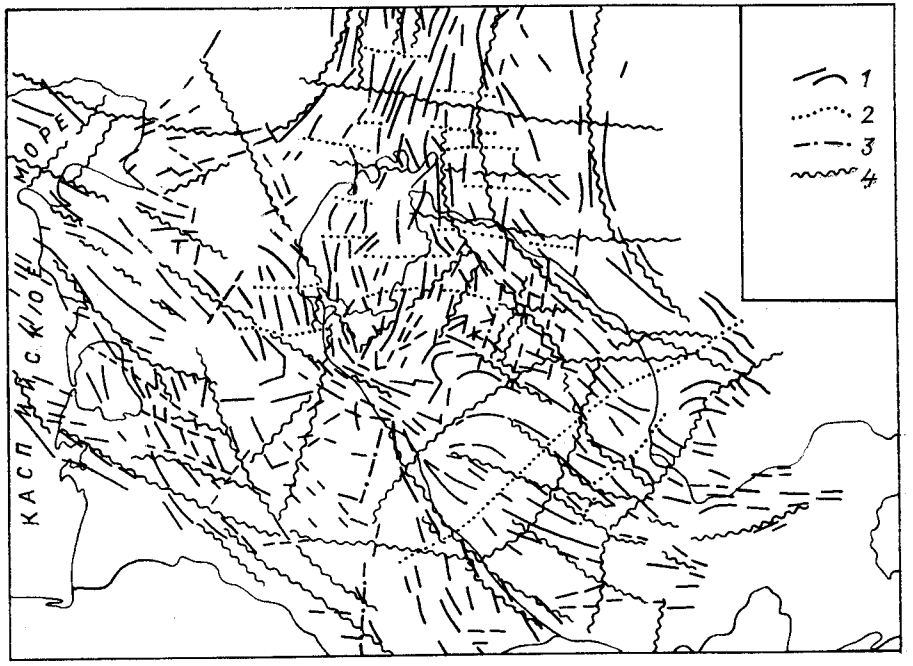


Рис. 34. Схема основных структурных линий юго-востока Туранской плиты, по В. Э. Богатыреву и Г. А. Иванову. Континентальный УГ.

Структурные линии, выделяемые: *1—3* — по магнитным данным (*1* — по зонам градиента, *2* — по сдвигам осей аномалий, *3* — по смене типа и уровня поля); *4* — по гравитационным данным.

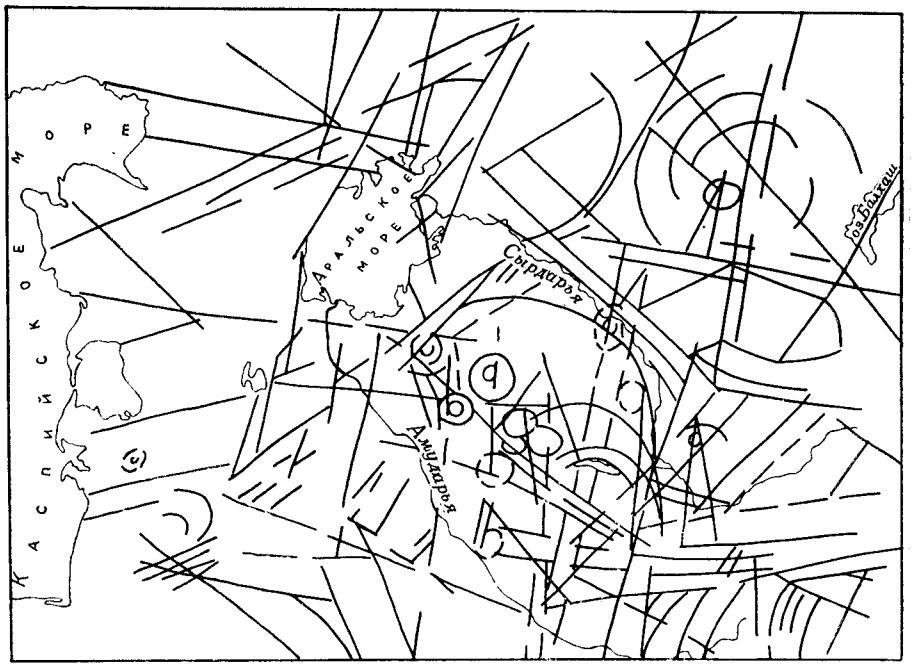


Рис. 35. Схема линеаментов и кольцевых контуров юго-востока Туранской плиты. Континентальный УГ.

в том, что выделенные основные блоки не только согласуются с особенностями и типами магнитного и гравитационного полей и являются зонами распространения определенных серий и систем структурных линий (рис. 34), но и границы их совпадают с линеаментами, выделяемыми по космическим снимкам (рис. 35). Следует отметить также ряд таких особенностей, как объединение структур Тургая, юго-восточного Приаралья и левобережья нижнего течения р. Сыр-Дарья в единый мегаблок; включение структур Султануиздага в состав Аральского мегаблока; связь структур Срединного Тянь-Шаня и Тургайского прогиба, затухание Мангышлакской зоны дислокаций у Султануиздага, и некоторые другие. В целом сопоставление предлагаемой схемы блокового строения со схемами других авторов показывает определенную корреляцию главных выделенных блоков со структурами чехла, фундамента, гранитного и базальтового слоев, а также поверхностью М (табл. 10).

Используемые при составлении схемы блокового строения юго-восточной части Туранской плиты КС континентального УГ позволяют видеть взаимоотношения структур Центральных Қызылкумов со структурами Центрального Тянь-Шаня, Западного Казахстана и другими районами Туранской плиты. По снимкам, как и для большинства районов Средней Азии, выделяется пятилучевая сеть разломов (рис. 35). На схеме дешифрирования четко видно,

Таблица 10

Схема сопоставления основных блоков юго-востока Туранской плиты по трем основным уровням земной коры со структурами, выделяемыми другими авторами

Блок на рис. 33	Основные блоки Туранской плиты	Сопоставляемая структура		
		Структура чехла, по Б. Б. Таль-Вирскому	Структура фундамента и гранитного слоя, по А. Я. Дубинскому и Ю. И. Сытину	Структура базальтового слоя и поверхности М, по Н. А. Беляевскому
I	Кызылкумо-Тяньшаньский	Амударьинская впадина, Центральнокызылкумская и Нуратинская системы выступов	Бухарская ступень	Бухарская ступень
II	Урало-Джусалинский	Джусалинский свод, Сырдарьинская впадина, Южно-Аральская впадина	Бельтауский массив, Восточно-Кызылкумский массив, Тянь-Шаньская складчатая система	Восточно-Уральский прогиб система Сырдарьинских выступов, Южно-Тургайский прогиб
III	Аральский	Аральский прогиб	Южная ветвь Уральской складчатой системы (либо Аральская система дислокаций)	Аральский выступ (глыба)
IV	Урало-Аральский	Аральский прогиб (восточная часть Устюртской синеклизы)	Восточная часть Устюртского массива	Челкарский выступ
V	Устюртский	Северо-Устюртская впадина (синеклиза)	Устюртский массив	Северо-Устюртский выступ
VI	Урало-Каспийский	Южно-Эмбенское поднятие	Южная часть Предуральского прогиба	Биикжальская впадина
VII	Мангышлакский	—	Мангышлак-Центрально-устюртская система дислокаций	—
VIII	Каракумо-Каспийский	Южно-Мангышлак-Устюртская впадина	Донецко-Мангышлакская система дислокаций	Мангышлакский желоб

Продолжение табл. 10

Блок на рис. 33	Основные блоки Туранской плиты	Сопоставляемая структура		
		Структура чехла, по Б. Б. Таль-Вирскому	Структура фундамента и гранитного слоя, по А. Я. Дубинскому и Ю. И. Сытину	Структура базальтового слоя и поверхности М, по Н. А. Беляевскому
IX	Каспийско-Копетдагский	Каспийско-Туркестанский прогиб Копетдагское поднятие, Предкопетдагский прогиб	Копетдагское поднятие, Предкопетдагский прогиб	Кара-Богаз-Гольский свод, Копетдагское поднятие, Предкопетдагский прогиб
X	Каракумский	Западная часть Амударьинской впадины, Каракумское поднятие, Мургабская впадина	Центральнокаракумский свод, Марийская впадина	Центральнокаракумский свод, Марийская впадина

что основной структурный каркас региона создан субмеридиональными и близширотными сериями, причем перелом в простирании последних происходит на меридиане западной оконечности оз. Айдар. Восточная субмеридиональная серия (северный краевой разлом Тянь-Шаня, по Б. Б. Таль-Вирскому, 1982) разграничивает блоки с разными мощностями земной коры. Западный блок (междуречье Амударья—Сырдарья) имеет мощность земной коры 35—40, а восточный 45—55 км. Западная серия этого же простирания составляет одну из кулис Урало-Оманского линеамента и также разделяет разные блоки. Мощность земной коры Аральского блока составляет 40—45 км.

Серии разломов близширотного простирания также приурочены к периферии региона и представляют мощные барьеры, деформирующие практически все пересечения их структур и разграничивающие области разных структурных планов.

Система диагональных серий разломов морфологически более сложна, чем две описанные серии, но выглядит объектом второго порядка.

При привлечении геофизических материалов для повсеместного анализа с данными дешифрирования КС были проанализированы различные подходы и методы интерпретации. При этом выяснилось, что для интерпретации материалов континентального УГ наиболее оптимальными являются методы выделения структурных линий и границ блоков по следующим особенностям гравитационного и магнитного полей: зонам высоких градиентов и смены знака; участкам коленообразных изгибов изолиний и сдвигам линейно-аномальных зон; границам полей различной интенсивности, знака и структуры. Во всех случаях границам блоков соответствуют структурные линии или их серии, выделяемые как наиболее достоверные.

Наибольший интерес для проведения тектоно-магматических и металлогенических исследований представляет территория, целиком входящая в состав Кызылкумо-Тянь-Шаньского мегаблока и частично захватывающая прилегающие к нему участки, где сосредоточены разнообразные проявления магматизма и все известные к настоящему времени проявления сульфидной минерализации Западного Узбекистана. Поэтому исследования на следующем уровне детализации были проведены в Центральных Кызылкумах.

Структурное районирование и магматизм Центральных Кызылкумов (региональный УГ)

Рассматриваемая территория охватывает возвышенности Центральных Кызылкумов, Южное Приаралье и Султануиздаг, Западную часть Нуратинских гор, а также пространства прилегающих предгорий и межгорных впадин. Проводившиеся здесь геолого-съемочные работы послужили основой для составления многочисленных, существенно отличающихся друг от друга, структурно-тектонических схем. На этих схемах данная площадь обычно включается в состав Урало-Тянь-Шаньского (Урало-Монгольского) складчатого пояса и, чаще всего, подразделяется на три крупные структурно-формационные единицы (зоны): Курамино-Ферганскую (Срединный Тянь-Шань), Южно-Тянь-Шаньскую и Каракумо-Ферганскую (Юго-Западный Тянь-Шань). Схема трехчленного деления в понимании различных исследователей приводится в работе М. А. Ахмеджанова и др. [3].

Основные различия тектонических схем заключаются в неоднозначном проведении границ между вышеупомянутыми тремя структурно-формационными зонами, во внутреннем делении Южного Тянь-Шаня на структуры более высоких порядков, а также в определении места крупных поперечных разломов, которыми рассматриваемые структурные зоны делятся на ряд блоков (геотектонических секторов).

По мнению М. А. Ахмеджанова и др. [3], Южно-Тянь-Шаньская геосинклиналь ограничивается с севера Бесапан-Нуратинским глубинным разломом, протягивающимся по северным склонам Северного Нуратау, вдоль Мурунтауской гряды (Тамдынский массив) и далее на северо-запад — до Султануиздага. Слагающие горный массив Букантау и его обрамление домезозойские образования включаются в состав Срединного Тянь-Шаня. Граница Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского активизированного выступа протягивается несколько южнее гор Кульджуктау и далее на восток по южным склонам Зирабулак-Зиаэтдинских гор.

В работах К. К. Пяткова, И. А. Пяновской, А. К. Бухарина, В. Г. Гарькавца и других исследователей северная граница Южного Тянь-Шаня проводится с учетом аномального характера гравитационного и магнитного полей к северу от массива Букантау в зоне Нурато-Южно-Ферганского (Урало-Писталитауского) глубинного разлома. Мурунтау-Северо-Нуратинский (Бесапан-Нуратинский, по М. А. Ахмеджанову и др.) глубинный разлом в этой схеме играет роль границы, разделяющей структурно-формационные зоны в составе Южного Тянь-Шаня. Граница между южным и Юго-Западным Тянь-Шанем проводится по линии Южно-Гиссарского глубинного разлома, проходящего примерно в 50—70 км к югу от гор Кульджуктау.

В основу схемы структурно-формационного районирования, предложенной В. И. Поповым, положена идея длительного разрастания материковой коры вокруг пра-континентов или так называемая «ядерная теория». Согласно этой теории домезозойские образования наиболее значительной части территории Западного Узбекистана, в том числе горы и обрамление Султануиздага, Тамдытау, Ауминзатау, Северного и Южного Нуратау, включены в Южно-Тянь-Шаньскую межядерную зону. Горный массив Букантау и его предгорья включены в состав Ферганской переходной зоны, а полоса гор и межгорных прогибов Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинский и Каратюбинских — в Машанскую переходную зону. Примыкающие с севера и юга к переходным зонам участки входят в состав окраинно-ядерных зон.

Схема тектонического районирования, составленная А. Е. Довжиковым, базируется на материалах А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, И. А. Пяновской и других исследователей и содержит ряд отличительных элементов, касающихся только Нуратинской площади.

Схемы других авторов на данном региональном уровне генерализации с незначительными вариациями повторяют ранее описанные. Основой структурно-тектонического деления являются разломы северо-западного — субширотного простирания с эпизодическим выделением поперечных северо-восточных структур, из которых особенно часто выделяется левосторонний сдвиг северо-восточного простирания, отделяющий горный массив Букантау от массивов Тамдытау и Ауминзатау.

Авторами была сделана попытка отказаться от традиционной схемы структурного деления исследуемой территории ввиду ее явного противоречия с КС континентального УГ. Приводимые ниже материалы показывают, что нетрадиционный подход позволяет объяснить многие особенности металлогении и глубинного строения Центральных Кызылкумов.

Схема блокового строения Центральных Кызылкумов (рис. 36) была построена на основе использования КС регионального УГ, интерпретации геофизических данных и с учетом данных структурно-тектонического районирования юго-востока Туранской плиты (рис. 33). При этом классификация разрывных нарушений и кольцевых структур, выявляемых по КС регионального УГ (рис. 37), проводилась с привлечением материалов ОГТ* и

* ОГТ — метод отдельной глубинной точки.

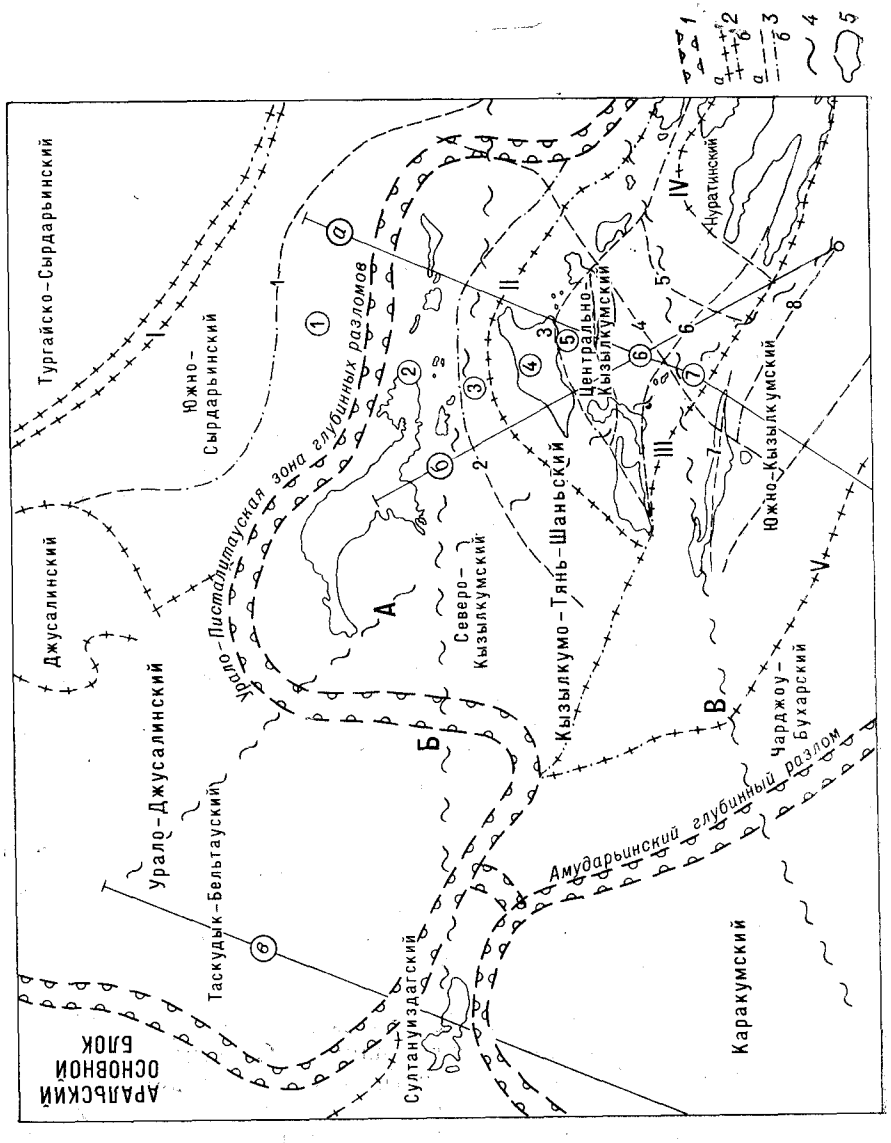


Рис. 36. Схема блокового строения Центральных Кызылкумов.

1 — границы основных блоков, основные глубинные разломы; *2* — границы блоков, межблоковые разломы по комплексным данным (*а*), по геофизическим данным (*б*) (*I* — Тургайско-Айларская зона глубинных разломов, разломы: *II* — Джаманкумский, *III* — Ауминза-Южно-Нуратинский, *IV* — Западно-Нуратинский, *V* — Газлинский); *3* — границы внутриблоковых структур (внутриблоковые разломы) по комплексным данным (*а*), по геофизическим данным (*б*) (*1* — Джусалинско-Айдарский, *2* — Северо-Джаманкумский, *3* — Бесапан-Нуратинский, *4* — Восточно-Аристантауский, *5* — Каракатинский, *6* — Ауминза-Каратауский, *7* — Северо-Кульджуктауский, *8* — Южно-Кульджуктауский); *4* — транзитные разломы, выявленные преимущественно по космическим снимкам (*А* — Аральско-Тянь-Шаньский, *Б* — Султануиздаг-Джаманкумский, *В* — Каракумо-Тянь-Шаньский); внутриблоковые структуры (цифры в кружках): *1* — Сырдарьинская глыбовая структура погружения, *2* — Букантау-Тохтаныкский выступ, *3* — Джаманкумский грабен, *4* — Тамдынский выступ, *5* — Сардаринский грабен, *6* — Аристантауский выступ, *7* — Ауминзатауский выступ, *8* — Южно-Нуратинская структура погружения; *5* — контуры выходов домезозойского фундамента.

Сейсмические профили (буквы в кружках): *а* — Фараб—Тамдыбулак, *б* — Кокпатас—Айни (до Навои), *в* — Копетдаг-Аральское море.

МОВЗ *. Районирование изучаемой территории проводилось на основе совместной интерпретации данных дешифрирования КС, гравитационных и магнитных карт (масштаба 1 : 1 000 000), результатов ГСЗ.

На схемах районирования магнитного и гравитационного полей отчетливо выделяется Урало-Джусалинский, Кызылкумо-Тянь-Шаньский, Каракумский и Аральский мегаблоки. Каждый из них имеет присущие только ему особенности структуры и уровня полей. По менее контрастным признакам мегаблоки подразделяются на блоки более высоких порядков, причем для некоторых из них уровни гравитационного и магнитного полей достаточно близки. Вероятно, такие блоки близки и по своему глубинному строению.

Структурные построения при интерпретации материалов ГСЗ проводились по комплексу геофизических методов. Для этого вдоль сейсмического профиля были построены графики значений ΔT_a, $\Delta T_{ср}$, $\Delta g_{лок}$. В процессе анализа использовались следующие признаки структурных элементов: корреляция отражающих площадок вдоль профиля (метод Пузырева); обрывы в групповой корреляции отражающих площадок вдоль профиля; вертикальное совмещение коррелируемых горизонтов; повышенные градиенты; смена типа и уровня магнитного поля.

По этим признакам были выявлены как горизонтальные, так и вертикальные границы. Вертикальные либо близкие к ним границы отождествлялись с разломами, горизонтальные — со слоями земной коры.

Так, при интерпретации данных ГСЗ (профиль Фараб—Тамдыбулак) верхняя горизонтальная достаточно устойчивая граница может соответствовать подошве гранитного слоя (рис. 38, см. вкладку). А одна из наиболее устойчивых границ на глубине 37—45 км, вероятно, отвечает основанию базальтового слоя.

Между разделами К и М и глубже отмечается ряд границ, субпараллельных этим разделам. Число границ колеблется в разных блоках от двух до восьми. Можно предположить, что эти границы являются зонами фазовых переходов физико-химических свойств пород земной коры,

* МОВЗ — метод обменных волн землетрясений.

Рис. 37. Схема структурных линий и кольцевых структур юго-восточной части Туранской плиты. Второй региональный УГ.

1—3 — структурные линии, выявленные: *1* — по геофизическим данным, *2* — по космическим снимкам, *3* — по данным обоих методов; *4* — контуры выходов домезозойского фундамента.

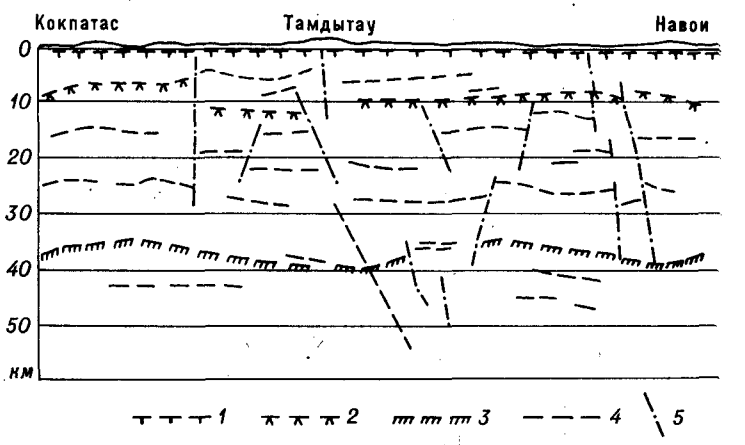


Рис. 39. Разрез земной коры по профилю Кокпатас—Айни (до Навои).

1 — основание складчатого фундамента, *2* — поверхность базальтового слоя; *3* — поверхность М; *4* — отражающие границы; *5* — разрывные нарушения.

а увеличение основности пород происходит дискретно, подчиняясь положению фазовых границ. Тем самым, учитывая дискретно-непрерывное увеличение основности с глубиной, невозможно установить истинное положение раздела между гранитным и базальтовым слоями. Гранитный слой практически не содержит отражающих площадок и может считаться слоем массивного строения. Таким образом, данная граница устанавливается условно, как раздел между слоями массивного и слоистого строения. Вертикальными границами служат разломы различных рангов, обусловливающие блоковую структуру земной коры. Эта структура хорошо согласуется с материалами по районированию геофизических полей и по дешифрированию КС.

Как вспомогательный материал при построении схемы блокового строения Центральных Кызылкумов использовались данные по профилю МОВЗ Кокпатас—Айни (через Навои), который ориентирован почти перпендикулярно профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак. Результаты съемок были проинтерпретированы по методу групповой корреляции. При этом установлено, что по годографам проходящих волн от глубокофокусных землетрясений определение глубины поверхности М носит проблематичный характер, а горизонтальные границы по точкам обмена выделяются весьма условно. Хорошие результаты МОВЗ позволяют получать положение вертикальных границ, что и использовалось при проверке выделения границ структур (рис. 39).

Данные по строению земной коры Южного Приаралья были взяты по материалам профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море (рис. 40). Результаты интерпретации данных по этому профилю, приводимые разными авторами, существенно различны. Нами была синтезирована схема из интерпретаций, предложенных А. В. Егоркиным и Б. Б. Таль-Вирским.

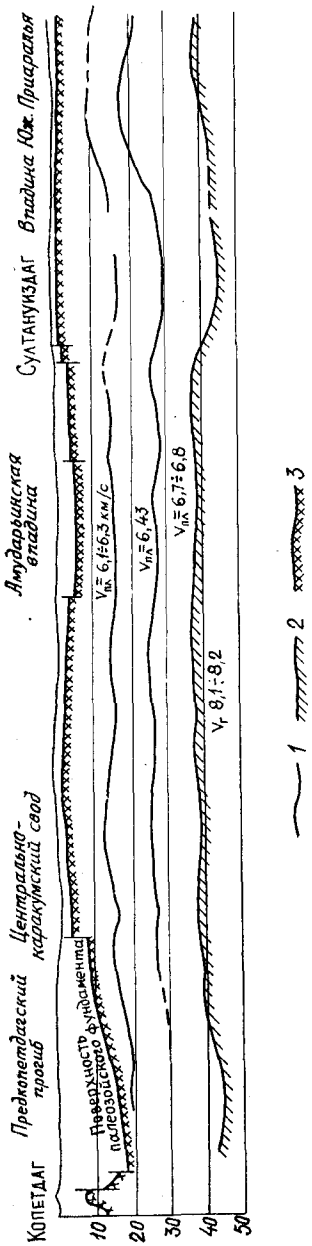


Рис. 40. Разрез земной коры по профилю Копетдаг—Аральское море, по А. В. Егоркину, поверхность фундамента по Б. Б. Таль-Вирскому.

1 — сейсмические границы; *2* — поверхность *M*; *3* — поверхность фундамента.

Переходя к характеристике основных блоков, следует отметить, что они отличаются друг от друга многими параметрами: глубиной границы М, мощностями базальтового и гранитного слоев, мощностью чехла, насыщенностью глубинными разломами.

Отличия структур высокого порядка (блоков) также фиксируются в мощностях земной коры: Чарджоу-Бухарский блок (44 км), Южно-Кызылкумский (42,5 км) и т. п. Внутриблоковые структуры различаются между собой по мощности базальтового и гранитного слоев. Некоторые из этих структур: Тамдынский, Букантау-Тохтаныктауский и Аристантауский выступы имеют мощность базальтового слоя 28—33 при мощности гранитного 7—10 км. Другие структуры характеризуются резким увеличением мощности гранитного слоя, причем оно совпадает с увеличением мощности чехла. Это — Амударьинская глыбовая структура погружения, Бухарское и Газлинское поднятия, Предгазлинский и Предкульджуктауский прогибы, мощность гранитного слоя которых меняется от 12 до 20, а базальтового от 18 до 29 км.

Ряд структур имеет промежуточные характеристики — относительно небольшую мощность гранитного слоя (10—13 км) и средние мощности базальтового (28—30 км). К таким структурам следует отнести Сардаринский и Джаманкумский грабены и некоторые другие.

Для каждой из внутриблоковых структур отмечается определенное число отражающих границ. Это можно объяснить несколькими причинами. Одна из

них — неблагоприятное для выделения отражающих площадок соотношение сигнал-помеха для сейсмических волн на уровне чехла. Другая причина, высказываемая как гипотеза,— различное изменение вещественного состава базальтового слоя по глубине для различных структур, т. е. основность базальтового слоя с малым числом отражающих границ в средней и в верхней его частях низка и резко возрастает при приближении к разделу М. В базальтовом слое с большим числом отражающих границ скорость увеличения основности с глубиной более равномерна. Косвенным подтверждением этого предположения служат пластовые скорости по разрезам. В районе выступов Тамдытау и Аристантау пластовая скорость сейсмических волн 6,6—6,9 км/с отмечена на глубине 30 км, т. е. в середине базальтового слоя, а для Чарджоу-Бухарского и Сырдарьинского блоков пластовая скорость 6,8—6,9 км/с отмечена у самого раздела М.

Сведения о глубинном строении территории сведены в таблицу, которая характеризует модель строения земной коры юго-восточной части Туранской плиты (табл. 11).

Дополнительным материалом контроля сделанных построений послужили данные макросейсмических и инструментальных наблюдений землетрясений [Бутовская Е. М. и др., 1978 г.], выполненных институтом сейсмологии АН УзССР.

Анализ расположения эпицентра более чем 80 землетрясений энергетического класса $K>7$ показал, что они располагаются преимущественно в зонах межблоковых разломов в северной части Кызылкумо-Тянь-Шаньского основного блока и группируются в три линейные зоны в южной части. Разделенные узлы землетрясений (рис. 41) района являются критическими, если принять гипотезу, что движение блоков Северо-Кызылкумского и Центральнокызылкумского происходит в западном направлении с разворотом против часовой стрелки. Следует отметить, что число землетрясений возрастает к периферии северной части Кызылкумо-Тянь-Шаньского основного блока, где наблюдается увеличение мощности гранитного слоя до 15 км. При этом надо указать, что фокусы землетрясений приурочены к подошве гранитного слоя [Яковлев И. Б., 1978 г.]. Очаги землетрясений Южно-Кызылкумского блока приурочены к наиболее молодым разломам, оперяющим древние глубинные разрывные нарушения.

Подводя краткий итог, можно сделать некоторые общие заключения об особенностях глубинного строения территории. Прежде всего это то, что горным сооружениям Центральных Кызылкумов не свойственны отрицательные аномалии Δg, как это характерно для остальной территории Тянь-Шаня, а наоборот, отмечаются относительно более высокие значения Δg даже по сравнению с равнинами. Не менее важным является обстоятельство увеличения мощности базальтового и уменьшения мощности гранитного слоев под палеозойскими возвышенностями Центральных Кызылкумов.

Таблица 11

Глубинное строение юго-восточной части Туранской плиты

Основные блоки	Блоки (по поверхности М)	Внутриблоковые структуры (по поверхности базальтового слоя)	Число отражающих границ/средняя мощность земной коры, км	Мощность чехла, км	Мощность гравитного слоя, км	Мощность базальтового слоя, км
Кызылкумо-Тянь-Шаньский	Чарджоу-Бухарский	Амударьинская глыбовая структура погружения	6/46	1,5—3,5	12—20	23—28
		Бухарское поднятие	6/42	3,0—4,5	12—20	18—22
	Южно-Кызылкумский	Газлинское поднятие	8/43	1,0—2,5	15	15—28
		Предгазлинский прогиб	8/43	1,0—2,5	14—19	25—29
		Кульджуктауская горстовая структура	8/42	0—0,3	13	30
		Предкульджуктауский прогиб	5/42	0—1,0	19	21
	Центральнокызылкумский	Ауминза-Южно-Нуратинская структура погружения	7/41	0—0,8	10—13	28—30
		Аристантауский выступ	9/40	0—1,1	7—10	28—32
		Межгорный (Сардаринский) грабен	11/40	0,2—1,0	10—12	28—31
		Тамдынский выступ	11/40	0—0,7	7—10	30—33
	Северо-Кызылкумский	Джаманкумский грабен	7/41	0,5—1,5	9—11	28—30
		Букантау-Тохтаныктауский выступ	8/41	0—0,7	7—10	27—30
Урало-Джусалинский	Сырдарьинский	Сырдарьинская глыбовая структура погружения	3/37	0,7—1,5	15	22
	Таскудык-Бельтауский	Не разделяется	2/40	2,5	15	22
	Джусалинский	То же	0/38	2,0	15	21
Аральский	Султануиздагский	»	2/45	0—0,8	28	16
Каракумский	Не разделяется	»	2/38	0—5	18	20

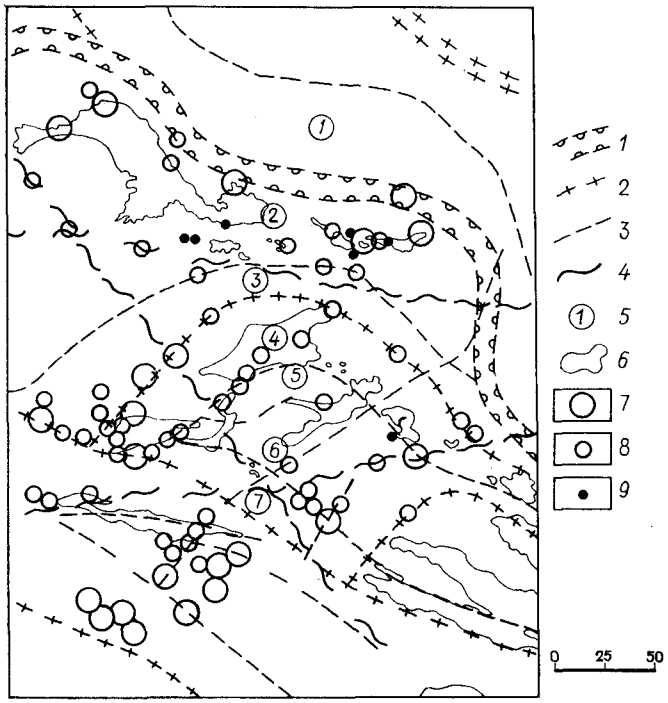


Рис. 41. Схема блокового строения Центральных Кызылкумов и расположения эпицентров землетрясений.

1 — основные глубинные разломы — границы основных блоков; *2* — межблоковые разломы — границы блоков; *3* — внутриблоковые разломы — границы внутриблоковых структур; *4* — транзитные разломы, выявленные по МАКС; *5* — внутриблоковые структуры (цифры в кружках): *1* — Сырдарьинская глыбовая структура погружения, *2* — Букантау-Тохнаныктауский выступ, *3* — Джаманкумский грабен, *4* — Тамдынский выступ, *5* — Сардаринский грабен, *6* — Аристантауский выступ, *7* — Ауминза-Южно-Нуратинская структура погружения; *6* — контуры выходов домезозойского фундамента; *7—9* — энергетические классы землетрясений: *7* — К>13, *8* — 13<К>7, *9* — К<7.

Такие соотношения гранитного и базальтового слоев позволяют предполагать, что в пределах Северо- и Центральнокызылкумского блоков происходило растяжение верхней части коры, завершившееся ее раздвижением и образованием структуры типа закрывшегося рифта с океаническим строением коры. Увеличение мощности гранитного слоя в районе Султануиздага до 16 км по сравнению с Южным Приаральем и базальтового слоя до 28 км резко отличается от характеристик этих слоев в Кызылкумо-Тянь-Шаньском основном блоке, что подтверждает отсутствие глубинной связи между Султануиздагом и Тянь-Шанем. В пределах южной части Кызылкумо-Тянь-Шаньского основного блока и в ближайшем его окружении земная кора имеет четко выраженный континентальный тип строения.

Структурные позиции магматических образований и их металлогеническая специализация. Обилие магматических проявлений в Центральных Кызылкумах и на прилегающей территории требует детального анализа магматических пород и выявления их связи

с оруденением. Наиболее древними образованиями являются эффузивы PR_2 в тасказганской свите, представленные зелеными кристаллическими ортосланцами карбонат-альбит-хлорит-актинолитового состава, отвечающими по составу базитам, которые входят в состав вулканогенно-осадочной толщи. Эффузивные образования силур-девонского возраста преимущественно развиты вдоль Джаманкумского разлома, примыкают к нему с юга и образуют полосу шириной до 50 км (рис. 42). Незначительные поля развития этих же эффузивов встречаются в пределах Северо-Кызылкумского блока в районе возвышенности Тохтаныктау и на севере Букантау. Эффузивы представлены спилит-диабазовой (S_2—D_2) и андезит-альбитофировой (S_2—D_2) формациями, объединенными О. А. Кузнецовым [1964 г.] в спилит-кератофировую группу формаций и относимых к формации натриевых базальтов [Магматические формации, т. 1, 1979 г.].

Интрузивные образования известны в пределах выходов палеозоя по геологическим данным и предполагаются по геофизическим данным на закрытой территории, где они в ряде случаев подтверждены бурением. В пределах Нуратинского блока интрузивы приурочены к современным горным массивам и почти не встречаются в пределах мезозойско-кайнозойских и современных отрицательных форм рельефа. В отличие от Нуратинского блока в Северо- и Центральнокызылкумских блоках интрузивные массивы развиты в пределах мезозойско-кайнозойских впадин, которые и на современной поверхности выражаются отрицательными формами рельефа. Для Южно-Кызылкумского блока характер расположения интрузивов можно установить только для района Кульджуктау, так как остальная территория покрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью 4—5 км.

Ранее установлено закономерное расположение интрузивов по периферии сложнопостроенных кольцевых структур (Букантауской и Кульджуктау-Тамдытауской), выявленных по КС регионального УГ и образованных, по мнению авторов, в местах резкого увеличения мощности базальтового слоя земной коры. Причем, если центральная часть Букантауской структуры свободна от интрузивов, то Кульджуктау-Тамдытауская рассечена полосой интрузий субширотного направления в пределах Южно-Тамдытауского и Северо-Аристантауского глубинных разломов. В северо-западной части возвышенности Тамдытау располагается массив гипербазитов, отнесенный к габбро-перидотитовой формации (C_1—C_2). По химизму гипербазиты характеризуются повышенной магнезиальностью и железистостью, что определяет их потенциальную никеленосность. Многочисленные массивы гранитоидов детально изучены Б. Ф. Нелетовым и Э. П. Изохом [23]. Эти исследователи выделяют для Центральных Кызылкумов и сопредельных территорий следующие разновозрастные серии: тымский адамеллит-гранитовый комплекс (S_2—D_1), кошрабадскую габбро-сиенит-граносиенитовую серию (D_3—C_1), бокалинскую габбро-тоналит-гранитовую серию (C_2), нуратинскую габбро-диорит-гранодио-

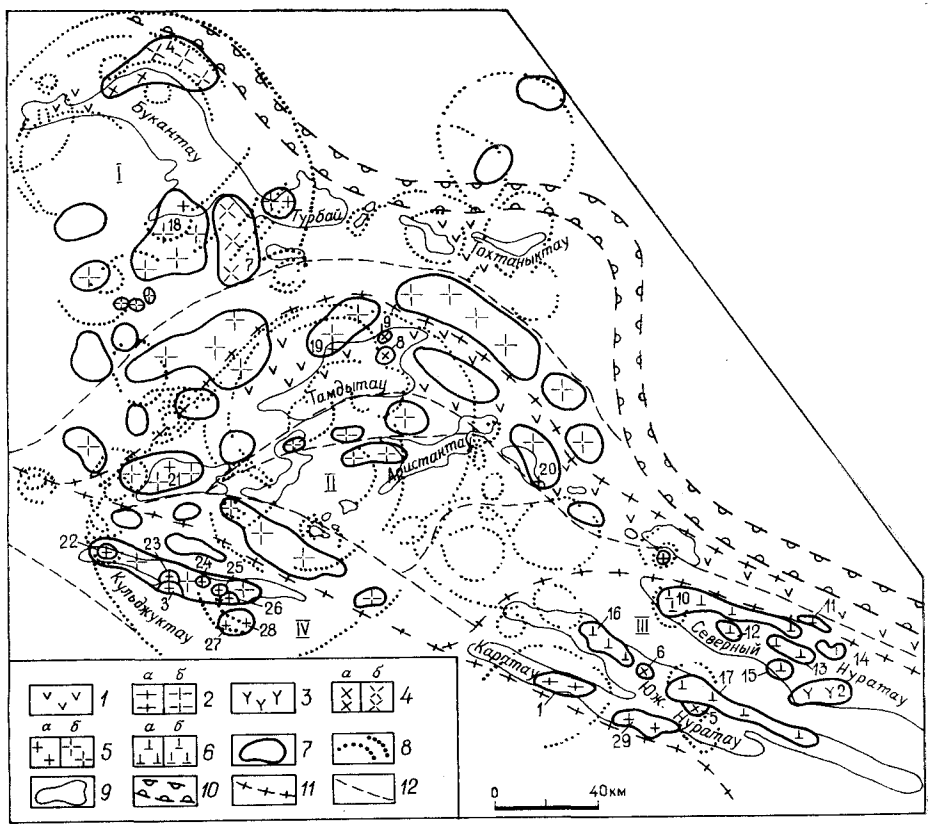


Рис. 42. Плановые соотношения кольцевых структур и магматических образований Центральных Кызылкумов.

1 — эффузивы спилит-диабазовой (S—D_1) и андезит-альбитофировой (S_2—D_2) формаций; *2—6* — интрузивы (*а* — выходы на дневную поверхность, *б* — контуры интрузивов на поверхности фундамента): *2* — тымского адамеллит-гранитового комплекса (S_2—D_1) — Четтыкский массив (*1*), *3* — кошрабадской габбро-сиенит-граносиенитовой серии (D_3—C_1) — Кошрабадский (*2*) и Тозбулакский (*3*) массивы, *4* — бокалинской габбро-тоналит-гранитовой серии (C_2) — Бокалинский (*4*), Янгиклыкский (*5*), Заркайнарский (*6*), Кокпатасский (*7*), Джаманкынгырский (*8*), Ажринтинский (*9*) массивы; *5* — нуратинской габбро-диорит-гранодиоритовой серии (C_3—P_1) — Темиркобукский (*10*), Кексенсайский (*11*), Мадаватский (*12*), Устукский (*13*), Сентабский (*14*), Акчабский (*15*), Заркайнарский (*16*), Актауский (*17*) массивы; *6* — кульджуктауской габбро-гранитной серии (C_3—P_1) — Алтынтауский (*18*), Чарыктинский (Северо-Тамдытауский) (*19*), Аяк-Кудукский (*20*), Ауминзатауский (*21*), Бельтауский (*22*), Тозбулакский (*23*), Шайдарзский (*24*), Актосинский (*25*), Таушанский (*26*), Шурукский (*27*), Восточный Кынгыртауский (*28*), Каратауский массивы (*29*); *7* — контуры интрузивных массивов на поверхности фундамента; *8* — кольцевые структуры по результатам дешифрирования КС масштаба 1 : 1 000 000; *9* — контуры выходов палеозойских пород; *10* — Урало-Пиалитауская зона глубинных разломов; *11* — межблоковые разломы I порядка; *12* — межблоковые разломы II порядка (*I—IV* — блоки: *I* — Северо-Кызылкумский, *II* — Центральнокызылкумский, *III* — Нуратинский, *IV* — Южно-Кызылкумский).

ритовую серию (C_3—P_1), кульджуктаускую габбро-гранитовую серию (C_3—P_1) (см. рис. 42).

Анализ распространения интрузивных пород в пределах Центральных Кызылкумов и сопредельных территорий позволяет выявить определенную закономерность в структурном положении различных по составу гранитоидных серий.

В Северо- и Центральнокызылкумских блоках глубинное строение соответствует коре переходного типа, что определяет щелочноземельный, натриевый характер гранитоидов. Общей петрохимической особенностью базитовой и гранитоидной групп пород бокалинской серии является нормальная либо повышенная щелочность, при отчетливо выраженной натриевой специализации. В породах кульджуктауской серии базиты характеризуются нормальным балансом щелочей при натриевой их специализации, гранитоидная группа пород имеет общий субщелочной уклон при калиевой специализации щелочей, причем гранитоиды Чарыктинского (Северо-Тамдытауского) массива имеют наиболее высокую щелочность и устойчивое калиевое соотношение щелочей.

Пространственная ассоциация интрузивных пород бокалинской и кульджуктауской серий с более ранними эффузивами серии натриевых базальтов позволяет отнести гранитоиды этих серий к вулкано-плутоническим ассоциациям по Г. Б. Ферштатеру и Н. С. Бородиной [1975 г.], т. е. к производным глубинных коровых или подкоровых магматических очагов. Интрузии габбро-тоналит-плагиогранитового состава завершают ряд магматических тел, производных базальтоидной магмы.

Металлогеническая специализация базит-гранитоидных ассоциаций зависит от их вещественных характеристик и положения в магматическом мегаритме. Более ранние в мегаритме эффузивные ассоциации натриевых базальтов сопровождаются медно-полиметаллическим оруденением. Более поздние натриевые интрузивные ассоциации при нормальной общей щелочности благоприятны для золотого оруденения. В Центральных Кызылкумах большинство исследователей связывает основную массу металлов с формированием пород габбро-тоналит-плагиогранитовой бокалинской серии.

В пределах Нуратинского блока интрузивный магматизм представлен адамеллит-гранитовым комплексом, габбро-сиенит-граносиенитовой серией и габбро-диорит-гранодиоритовой серией. Тымский комплекс представлен наиболее кислой в регионе группой пород, характеризующихся повышенной щелочностью и калиевой специализацией щелочей. Породы кошрабадской серии отличаются от пород других гранитоидных серий региона повышенной щелочностью с калиевой специализацией и высокоглиноземистым и высокожелезистым уклоном. В нуратинской серии базитовая группа пород обладает повышенной щелочностью, причем базиты Северо-Нуратинского ареала характеризуются высоким общим балансом щелочей и повышенной калиевостью, а группа базитов Южно-Нуратинского ареала — повышенной натриевостью. Гранитоидная группа пород обладает повышенной щелочностью. Специализация щелочей натриево-калиевая, калиево-натриевая, менее калиевая, чем у пород кульджуктауской серии.

Рассмотренные петрохимические особенности серий и комплексов магматических пород в пределах Северо- и Центральнокызылкумского блоков позволяют отнести интрузии гранитовой и габбро-

сиенит-граносиенитовой формаций к формациям срединных массивов и устойчивых геоантиклинальных поднятий, характеризующихся увеличением мощности земной коры.

Интрузии нуратинской габбро-диорит-гранодиоритовой серии, габбро-тоналит-плагиогранитовой (бокалинской) и габбро-гранитовой (кульджуктауской) серий, по-видимому, связаны с инверсией и орогенным режимом. Необходимо подчеркнуть, что для Нуратинского блока характерна кора континентального типа (мощность 45—50 км) при мощности гранитного слоя 20 км, что определяет широкий спектр магматических проявлений коровых очагов, их калиевую и калиево-натриевую специализацию и соответственно вольфрам-молибденовый и медно-молибденовый геохимический парагенезис оруденения для незавершенных серий и оловянный парагенезис при наличии завершенных габбро-диорит-гранодиоритовых серий; редкометалльный с оловом геохимический парагенезис оруденения — габбро-сиенит-граносиенитовой серии и грейзеновый — гранитной серии.

В пределах Кызылкумских и Нуратинского блоков Э. П. Изохом выделен ряд сульфидоносных дайковых поясов (C_2), парагенетически связанных как с интрузивами бокалинской серии, так и с оруденением (Бокалинское и Кокпатасское в Букантау; Джаманкынгырское и Мурунтауское в Тамдытау; Актау-Заркайнарское и Каратауское в Южном Нуратау; Северо-Нуратинское и Караулхан-Чармитанское в Северном Нуратау). Для всех рудоносных дайковых поясов характерна субширотная ориентировка, антидромный характер внедрения, интенсивные гидротермальные изменения, тесная ассоциация с разными стадиями рудного процесса. Мурунтауский комплекс даек расположен в Южном Тамдытау и представлен породами лейкократового и меланократового состава. Среди первых выделены тела гранит-порфиров, плагиопорфиров и сферолит-порфиров. Эти образования А. Т. Бендик [1969 г.] считает наиболее ранними и отмечает их распространение только в пределах восточной части Мурунтауского рудного поля. Э. П. Изох указывает на их сходство по облику и химическому составу с кислыми дайками Каратауского дайкового пояса и общие признаки с кислыми дайками Бокалинского интрузива.

Основные дайки распространены в пределах всего пояса, но резко преобладают в западной части Мурунтауского рудного поля. Среди них выделены микросиенит-диориты, диорит-порфиры и диоритовые лампрофиры (керсантит-спессартиты и спессартиты), а также кварцевые диорит-порфириты. Породы данной группы сопоставлены с тоналитами, кварцевыми диорит-порфиритами, диорит-порфиритами и лампрофирами Бокалинского интрузива. Дайки кислого состава древнее, чем дайки повышенной основности, те и другие секут ранний и жильный кварц, но в свою очередь подвержены сильным гидротермальным изменениям и пересекаются кварц-сульфидными прожилками.

Рассматривая особенности размещения интрузивов бокалинской серии, Э. П. Изох отмечает, что на современном эрозионном срезе обнажен лишь Бокалинский интрузив, а остальные интрузивы представлены мелкими штоками, что позволяет этому автору предположить залегание на большой глубине (4—5 км) крупного материнского интрузива, проекцией которого на дневную поверхность являются пояса даек и рудоносных кварцевых жил.

Именно с таким плутоном может быть связана кольцевая структура диаметром около 20 км, отдешифрированная по МДС регионального (1 : 1 000 000) и локального (1 : 200 000) УГ.

Признаки рудоносности гранитоидных формаций Западного Узбекистана детально рассмотрены Э. П. Изохом. Он установил, что состав постмагматической минерализации зависит главным образом от состава магматической ассоциации, взятой как целое, а не от характера гранитоидов последних фаз, и что размещение оруденения определяется не размещением отдельных тел гранитоидов последних фаз, а более общими особенностями тех или иных очаговых ареалов. Постмагматический процесс является итогом эволюции протяженной по вертикали магматической колонны с промежуточными очагами, а не результатом кристаллизации последних порций магмы. Рассматривая с этих позиций образование сульфидных месторождений Центральных Кызылкумов, необходимо подчеркнуть парагенетическую связь оруденения с интрузиями и дайковыми поясами бокалинской габбро-тоналит-плагиогранитовой серии.

К. В. Захаревичем [20] установлено отсутствие связи между метаморфизмом рудовмещающей толщи и рудогенезом. Автором изучен изотопный состав углеродистого вещества из рудовмещающей толщи, которому ранее приписывалась ведущая роль в концентрации оруденения. Приведенный интервал значений $\delta^{13}C$ от —2,7 до 3,6‰ можно рассматривать как доказательство биогенной природы углеродистого вещества. Результаты же изучения изотопного состава серы показали, что он для пиритов разных генераций практически не отличается и значения $\delta^{34}S$ в диапазоне $+0{,}3 \div +7{,}7$‰ приводят автора к выводу о поступлении серы из растворов, имеющих общий глубинный и, вероятно, высокотемпературный источник.

Все вышерассмотренные особенности глубинного строения и магматизма трех блоков (Северо- и Центральнокызылкумских и Нуратинского) позволяют выделить оба Кызылкумских блока как главные рудоносные в отдельную металлогеническую область, в отличие от предшествующих авторов, не находивших принципиальных структурных и металлогенических различий Центральных Кызылкумов и остального Тянь-Шаня. Для Кызылкумских блоков характерны следующие особенности:

аномальное для всего Южного Тянь-Шаня глубинное строение — кора переходного типа с утоненным гранитным слоем (7—13 км) и увеличенным базальтовым (33—27 км) при общей мощности земной коры около 40 км;

широко проявленный эвгеосинклинальный магматизм с формациями натриевых базальтоидов и габбро-тоналит-плагиогранитов, в том числе золотоносной бокалинской серии, представленной интрузиями и дайковыми поясами.

Структурные факторы контроля оруденения (локальный УГ)

В Центральных Кызылкумах, как показано выше, выделена особая металлогеническая область, специфичная по глубинному строению, магматизму и оруденению. В ее пределах проведено изучение тектонических и металлогенических особенностей территории в более крупном масштабе. Выбранный для изучения на локальном УГ участок представляет собой фрагмент домеловой впадины, окаймленной выступами островных гор. Впадина ограничена глубинными разломами (по данным ГСЗ) и имеет максимальное погружение до 500 м. Фундамент впадины сложен породами палеозойского и местами протерозойского возраста. В ее пределах выделяются отдельные блоки, приподнятые, с выходами протерозойских образований и опущенные, в одном из которых обнажен гранитоидный, частично эродированный, интрузив кульджуктауской серии.

Стратиграфия территории изучалась многочисленными исследователями: З. М. Абдуразимовой, М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым, А. К. Бухариным, П. Н. Подкопаевой, К. К. Пятковым, Б. Я. Хоревой, П. А. Мухиным и другими. Материалы этих исследователей учитывались при составлении стратиграфической схемы района и литологической схемы палеозойского фундамента (рис. 43). Плохая фаунистическая охарактеризованность додевонских терригенных толщ привела к тому, что по данным разных исследователей оценка их возраста колеблется от архея до позднего палеозоя, что заставляет прибегать к условной оценке возраста многих образований.

Наиболее древними породами являются породы тасказганской свиты, условно датируемые поздним протерозоем [Пуркин М. М., 1979 г., 1983 г.]. В составе свиты биогермные известняки, метаморфизованные углеродисто-кремнистые породы, натровые базальты. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Кремни перешли в кварциты, карбонатные породы в мрамора, базальты в эпидот-хлорит-альбит-амфиболовые сланцы.

Свита имеет строение и состав, характерные для верхних членов офиолитовой ассоциации. Химизм базальтов (метаэффузивов) отвечает химизму океанических толеитовых базальтов, что позволяет предположить развитие геосинклинали района на меланократовом океаническом основании [34]. Следует отметить, что на закрытых площадях породы тасказганской свиты можно оконтуривать по участкам более высоких значений ΔТа (до 60—120 нТл от фоновых значений).

На дневную поверхность породы свиты выходят в ядре Тасказганской антиклинали. В целом по буровым и геофизическим

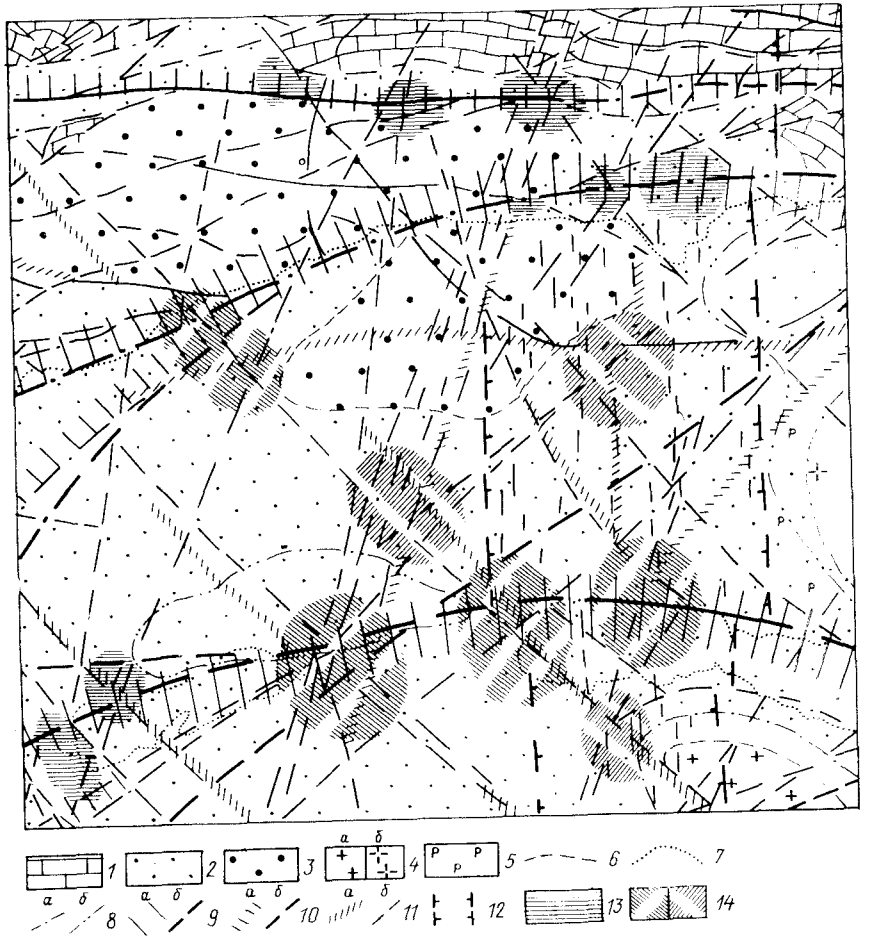


Рис. 43. Схема геологического строения фундамента Сардаринской впадины с элементами прогноза на сульфидное оруденение. Составлена по данным дешифрирования МДС локального УГ с использованием геологических материалов Г. А. Иванова [1979 г.] и М. М. Пуркина [1979 г., 1983 г.].

1 — известняки, доломиты, конгломераты (D_1 C_2); *2* — бесапанская свита: углеродистые сланцы, алевролиты, песчаники (O_2 S?); *3* — тасказганская свита: альбит-кварцевые и углеродисто-кремнистые сланцы, кварциты (PR_3?); *4* — граниты (C_3—P_1): *а* — выходящие на поверхность фундамента, *б* — перекрытые породами фундамента; *5* — роговики; *6* — границы литолого-стратиграфических подразделений фундамента, перекрытых мезозойско-кайнозойским чехлом; *7* — границы выходов пород фундамента на дневную поверхность; *8* — контуры гранитных массивов по геофизическим данным на глубине: *а* — 1 км, *б* — 2 км, *9* — глубинные разломы (по данным ГСЗ проникающие в мантию), ограничивающие Сардаринскую впадину: *а* — по геофизическим данным, *б* — по МДС; *10* — разломы, ограничивающие крупные блоки (ступени) фундамента: *а* — по геофизическим данным, *б* — по МДС; *11* — прочие разрывные нарушения: *а* — по данным гравиметрии, *б* — по МДС; *12* — сквозная зона нарушений, выделенная по МДС; *13*, *14* — участки: *13* — проявления оруденения, *14* — перспективные на оруденение.

данным выходы свиты на поверхность фундамента впадины ограничены. Общая мощность свиты по разным источникам оценивается от 1500 до 2300 м.

При дешифрировании КС и РЛС локального УГ породы тасказганской свиты на открытых участках выделяются по извилисто-полосчатому рисунку контрастного фото- и радиолокационного изображения. Особенности последнего определяются морфометрическими характеристиками грядово-мелкосопочного структурно-денудационного рельефа, развитого на кремнисто-сланцевых породах этой свиты. Различная устойчивость к выветриванию пород свиты обусловила контрастность форм рельефа: крутые высокие гряды на кварцитах и пологие сопки на сланцах. Гряды представляют собой почти сплошные скальные выходы кварцитов или кремнистых сланцев. Покрытые черно-коричневой коркой пустынного загара, они хорошо дешифрируются на КС по темным полосам и пятнам фотоизображения. Контрастность радиолокационного изображения также связана с вертикальной расчлененностью рельефа в пределах развития пород тасказганской свиты. Особенности рисунка фото- и радиолокационного изображения структурно-денудационных гряд, сложенных породами тасказганской свиты, дают некоторые представления об ориентировке линейных складок и разрывных нарушений, развитых в их толще.

Бесапанская свита, условно датируемая средним ордовиком — ранним силуром, подразделяется на две подсвиты. Нижняя, пестрая, представлена филлитами, алевролитами, алевропесчаниками. Эта часть разреза более метаморфизована. Осадконакопление нижней подсвиты происходило во внутренних, сравнительно глубоководных частях бассейна, прилегающих к активным вулканическим поднятиям океанического дна [34]. Разрез верхней подсвиты, зеленой, заметно грубее. Преобладание в нем песчаников с прослоями гравелитов говорит о формировании пород верхней подсвиты в менее глубоководных условиях. Породы бесапанской свиты широко развиты как на обнаженных участках, так и на закрытых. Контакты бесапанской свиты с более ранними и с более поздними образованиями преимущественно тектонические. Мощность свиты оценивается до 5000 м.

Породы бесапанской свиты практически немагнитны. Что касается дешифрируемости пород свиты на МДС локального УГ, то она несколько хуже, чем для тасказганской свиты. Это связано с преобладанием сланцев и алевролитов, относительно неустойчивых к выветриванию, что ведет к образованию на открытых территориях полого-холмистой поверхности с маловыразительным фото- и радиолокационным изображением, характеризующимся в основном расплывчатым, полутоновым рисунком.

Карбонатными породами девонско-каменноугольного возраста сложена гряда на севере территории. Видимая мощность этих пород достигает 4000 м. Они принадлежат средне-верхнепалеозойскому структурному ярусу Центральных Кызылкумов, накопление которого происходило уже в квазиплатформенных (шельфовых)

условиях. Известняки легко дешифрируются по полосчатому рисунку наиболее контрастного фото- и радиолокационного изображения. Облегчается дешифрирование карбонатных пород и наличием четких границ с терригенными толщами нижнего палеозоя, являющихся в основном линиями надвигов, хорошо выраженных в современном рельефе уступами, саями и пр.

Сульфидное оруденение района, по мнению большинства исследователей, связано с породами бесапанской свиты или даже чаще с ее верхней подсвитой, что является твердым литологическим фактором контроля оруденения. Однако вопрос структурного контроля оруденения однозначного ответа не находит, несмотря на пристальное внимание со стороны многочисленных исследователей.

Так, по мнению Э. П. Изоха [24], условия для локализации сульфидного оруденения создаются сочетанием таких факторов: относительной близостью месторождений к гранитным интрузиям, их расположением на границе стабильного и подвижного блоков, зараженностью металлом древних толщ. При этом особое значение придается натриевым гранитоидам бокалинской серии, характеризующимся, повышенной сульфидоносностью. Другие авторы, рассматривая вопросы локального контроля сульфидного оруденения, отмечают первостепенное значение разрывных нарушений. По данным Г. В. Касавченко [1979 г.], общая структура одного из крупнейших рудных полей Центральных Кызылкумов трактуется как система трубкообразных рудных узлов вблизи пересечения долгоживущих разрывных нарушений различного простирания: крупных субширотных, а также северо-восточных и меридиональных, заложившихся во вторую стадию герцинского тектонического этапа и претерпевших неоднократные последующие подновления.

По данным авторов, все месторождения и большинство крупных рудопроявлений сульфидной минерализации контролируются глубинными, проникающими в мантию разломами (по данным ГСЗ), являющимися границами блоков второго порядка. Эти разломы, вероятно, герцинского времени заложения, имеют дугообразную (выпуклостью к северу) в плане форму [32].

Сравнительный анализ местоположения сульфидных месторождений и рудопроявлений с данными дешифрирования МДС локального УГ, а также геолого-геофизическими материалами позволяет изложить закономерности локализации оруденения в несколько новом виде: все крупные рудопроявления и месторождения приурочены к гипсометрическим ступеням современного рельефа, индицирующим зоны долгоживущих разломов глубокого заложения. На севере площади два месторождения и один узел рудопроявлений расположены вдоль ступени с перепадом до 150—200 м, сложенной девон-каменноугольными известняками, доломитами и участком мелкосопочного рельефа на терригенных породах бесапанской свиты. Остальные крупные рудопроявления находятся на границе возвышенностей с впадинами. Кроме того, рудные объекты приурочены в основном к крыльям Тасказганской и Аматай-

тауской антиклинальных структур, к терригенной сланцевой толще бесапанской свиты, тогда как в ядерной части Тасказганской антиклинали известно лишь множество мелких рудопроявлений. И, наконец, локализация оруденения определяется пересечением субширотной зоны глубинного дугообразного разлома с диагональными (северо-восточными и северо-западными) прямолинейными разрывными нарушениями.

Что касается рудного узла, находящегося в северо-восточной части рассматриваемой площади, то его местоположение, по-видимому, контролируется (кроме всех вышеперечисленных факторов) пересечением субширотного и диагональных разломов со сквозной субмеридиональной зоной нарушений. Последняя по данным дешифрирования достигает 10—15 км в ширину и прослеживается на протяжении нескольких сотен километров.

В целом, подводя итоги анализа факторов локального контроля оруденения, можно отметить наиболее характерные из них.

Расположение в породах бесапанской свиты; приуроченность к крыльям антиклинальных структур, к гравитационным ступеням домезозойского фундамента, к узлам пересечения субширотных зон глубинных разломов с диагональными разрывными нарушениями большой протяженности при значительной роли меридиональных разломов.

Наиболее благоприятным для развития оруденения является сочетание всех четырех указанных факторов в пределах сквозной зоны нарушений субмеридионального простирания.

Выделенные по МДС секущие, диагональные, разломы в большинстве случаев отличаются значительной протяженностью и древностью заложения. Например, разлом северо-западного простирания, проходящий по данным дешифрирования несколько южнее центра рассматриваемого участка, хорошо выделяется по морфоструктурным признакам и отражается в распределении аномалий гравитационного поля. Кроме того, северо-западный его отрезок можно рассматривать как барьерную зону, разделяющую поля развития даек бокалинской серии разной основности в пределах рудного узла.

Юго-восточная часть разлома ограничивает с юго-запада крупные поднятые блоки фундамента (в пределах впадины и северного Аристантау) и позднепалеозойский гранитоидный массив. Возраст заложения данного разлома можно определить как позднепалеозойский.

Прогнозные участки второй очереди намечены вне зон глубинных разломов. Определяющими для их выделения явились следующие факторы: расположение на периферии относительно более поднятого блока впадины и благоприятный состав пород.

Западный из этих участков приурочен к узлу пересечения крупных разрывных нарушений, а северо-восточный находится на периферии кольцевой структуры, выявленной по МДС и, возможно, индицирующей крупный гранитоидный плутон, предполагающийся по геофизическим данным на глубине 3—4 км.

Всего в результате работ намечено семь участков, перспективных на поиски оруденения. При этом отмечаются сравнительно небольшие затраты, так как используются только отчетные и изданные геолого-геофизические материалы и производится камеральное и полевое дешифрирование МДС.

Все это в сочетании с высокой степенью достоверности прогнозных построений позволяет рекомендовать применявшуюся авторами методику на участках сходного геологического строения и в близких ландшафтных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы дистанционных съемок оказывают существенную помощь при структурно-магматическом и металлогеническом анализах сложнодислоцированных регионов с разнообразным и разновозрастным проявлением процессов тектоно-магматической активизации. Это показано на примере опорных регионов в пределах мезозойско-кайнозойских и рифей-палеозойских подвижных поясов: Оймяконо-Колымского (Тихоокеанский пояс), Кавказско-Таврского (Средиземноморский пояс), Центральнокызылкумского (Урало-Монгольский пояс). Эти регионы существенно различаются геологическим строением, возрастом, последовательностью образования и типом геологических и рудных формаций, а также степенью геологической изученности. По каждому из них МДС дают новую структурную информацию. Интерпретация этой информации связана с большим объемом дешифровочных работ на различных УГ. Рекомендуется комплексное использование материалов 1 : 5 000 000—1 : 500 000 масштабов для регионального металлогенического анализа и 1 : 200 000—1 : 50 000 и более крупномасштабных АФС для детальной характеристики рудных зон, узлов и полей.

Разработана методика поэтапного (на различных УГ) комплексного дешифрирования МДС при прогнозно-металлогенических исследованиях с последовательной интерпретацией результатов геологических, геофизических, геохимических и рудноформационных данных, а также с анализом структурных ареалов магматических пород.

В последнее время в связи с развитием концепции тектоники плит и с выявлением особенностей строения подвижных поясов на основе МДС наметился отход от статических моделей интерпретации, которые базировались на линеаментно-кольцевой концепции преимущественно вертикальных блоковых подвижек в областях поднятий — опусканий, к динамическим моделям строения подвижных областей, в которых существенное значение имеют сдвиги, надвиги, покровные и шарьяжные структуры, фрагментарность выходов отдельных пакетов и пластин, торошение блоков в зонах взаимодействия тектонических плит. Границы таких объектов, как показано на примерах изученных регионов, хорошо выявляются по снимкам как структуры нелинейного типа (дуговые, изометричные), а также находят отражение в особенностях сочленения различных структурных элементов, свидетельствующих о значительных горизонтальных смещениях.

Примеры такого подхода в региональном плане при мелкомасштабном тектоническом районировании продемонстрированы на примере Кавказско-Таврского сегмента Средиземноморского пояса, испытавшего активные движения сжатия — растяжения в течение альпийского тектонического цикла вследствие сближения Европейской и Иранской плит. Эти данные были реализованы при составлении новой схематической тектоно-металлогенической карты Малого Кавказа масштаба 1 : 1 000 000.

Новые данные по динамике развития структур мезозоид получены при анализе МДС Оймяконо-Колымского региона Тихоокеанского подвижного пояса. В числе главных структурных элементов регионального УГ выделены сложнодуговые структуры. Соотношения с другими тектоническими структурами региона и особенности глубинного строения позволили высказать обоснованное предположение о возникновении дуговых глубинных разломов большого радиуса кривизны над палеосейсмофокальными зонами в связи с различными этапами развития Кони-Тайгоносской эвгеосинклинальной зоны и внутренней и внешней вулканических дуг Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, последовательно смещавшимися в сторону континента в течение J_3—K_2-этапа развития. Именно эти зоны контролируют положение магмоводов, разновозрастных глубинных и верхнекоровых очагов магмообразования, с развитием которых на конечных этапах было связано наиболее продуктивное в регионе золото-серебряное оруденение.

Второй элемент геодинамических систем, хорошо зафиксированный на КС региональных УГ и практически неизвестных ранее в этом регионе, это сложно-дуговые (покровные) структуры, имеющие значительно меньший радиус кривизны. Они конформны мезозойским покровно-складчатым эв-, мио- и миктогеосинклинальным структурам (Верхоянско-Колымской, Тастаяхтаско-Омулевской, Илинь-Тасской и Инъяли-Дебинской), причем в дислокациях участвовали массивы гранитоидов инверсионной стадии развития (J_3—K_1) и этапа ТМА (K_1—K_2). Структурные элементы указанных типов в значительной мере усложняют границы металлогенических структурно-формационных зон, а также определяют положение отдельных изолированных рудных районов и узлов.

Получены по МДС новые данные по особенностям строения сводовых (сводообразных) поднятий, в морфологии которых запечатлены покровно-складчатые структуры. Следует отметить, что в пределах сложнодислоцированных покровно-складчатых областей типа Оймяконо-Колымского региона в морфологии сводообразных структур запечатлены две разновозрастные системы покровных дислокаций: ранние (как бы сквозные), на простирание которых не влияет морфология свода, и поздние, образующие подковообразные гирлянды фестонов вокруг центра сводообразного поднятия. В соответствии с этим сильно усложняется общая картина

концентрической металлогенической зональности (высокотемпературные — кварцевые — грейзеновые — низкотемпературные сульфидные) с чередованием различных формаций в тыловых и фронтальных частях пластин.

Выделение дуговых и сложнодуговых (покровных) структур как нового (геодинамического) типа, так и установленных ранее широко известных сводово-кольцевых и сквозных глубинных систем нарушений, имеющих рудоконцентрирующее значение и подтвержденных геофизическими данными и анализом магматизма, позволило проанализировать закономерности размещения наиболее продуктивных рудных формаций и установить благоприятные факторы оруденения, а также наметить критерии прогнозной оценки площадей разной очередности. Особенно перспективными на золото-серебряное оруденение по совокупности факторов оказались области сочленения веерообразно расходящихся пучков сложнодуговых структур мезозоид на стыке с глубинными системами большого радиуса кривизны в пределах территорий с общими благоприятными геолого-геофизическими признаками, а также блоки с определенными геофизическими характеристиками, вычленяющиеся в пределах металлогенических зон как наиболее рудонасыщенные сквозными системами нарушений. Таким образом, уже на региональных УГ осуществляется переход к более детальному металлогеническому районированию по структурному фактору с вычленением в пределах структурно-металлогенических зон определенных блоков, отвечающих по масштабам рудным районам, их скоплениям (кластерам по Биллингслею). Именно эти блоки методом последовательного приближения или последовательной детализации [44] рассматриваются далее на локальном УГ, который позволяет выделять конкретные рудоносные структуры в пределах ОЧВП и зоны, узлы пересечения которых контролируют рудные узлы и поля. Последние рассматриваются на локальном УГ с выделением также наиболее перспективных локальных блоков по совокупности данных геофизических, либо геохимических и аэрогаммаспектрометрических съемок.

Можно констатировать, что, несмотря на значительные различия в геологическом строении исследованных регионов, в возрасте и составе рудных и геологических формаций, структурные факторы контроля позволяют вычленять на общем фоне локальные и детальные рудоносные площади. Это относится не только к МДС, как показано на примерах Айоцдзорского и Квайсинского районов Малого Кавказа, но и устанавливается при анализе геофизических характеристик. Последнее особенно убедительно демонстрируется на материалах Кызылкумского и одного из рудных районов ОЧВП, где использованы геофизические признаки физико-геологических моделей рудных узлов и полей.

В итоге следует еще раз подчеркнуть, что комплексный геолого-геофизический подход к анализу МДС разных УГ позволяет ставить и решать конкретные прогнозно-металлогенические задачи локализации площади поисковых работ, в связи с чем широкое внедрение этих методов позволит сократить затраты на геологосъемочные и поисковые работы.

Важным резервом повышения информативности МДС являются преобразования изображений с помощью систем «Периколор», «СВИТ», «Реал», «УАР» и т. п., а также с помощью ЭВМ и фотографических методов. Эти преобразования позволяют выявить латентную или усилить слабовыраженную структурную информацию.

Дальнейшее развитие дистанционных методов и использование их в прогнозно-поисковых комплексах связано не только с развитием аппаратурных разработок и внедрением ЭВТ, но и с совершенствованием и разработкой геологических моделей строения и развития сложнодислоцированных областей, с разработкой типовых образов рудных зон, районов, узлов и месторождений с учетом не только их поверхностного строения, но и более глубинного, интегрально отраженного на МДС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адамия Ш. А.* Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья.— Вулканология и сейсмология. 1981, № 6, с. 19—29.

2. *Астахов В. И.* Использование материалов дистанционных съемок при геологическом картировании залесенных районов.— Сов. геология, № 11, 1983, с. 26—32.

3. *Ахмеджанов М. А., Борисов О. М.* Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент. ФАН, 1977. 184 с.

4. *Баскина В. А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур. М., Наука, 1982, 230 с.

5. *Боровиков А. М., Ковалевский В. Е., Прусевич А. А.* Стандартизованная методика серийного дешифрирования космоснимков с многократным контролем сходимости по материалам Сибири.— В кн.: Космич. методы изучения природной среды Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1983.— С. 100—113.

6. *Боровко Н. Н., Мишин Л. Т., Латикайнен В. И.* Количественные методы прогнозирования месторождений. Методические рекомендации. Л., ВСЕГЕИ, 1981. 52 с.

7. *Бродовой В. В.* Геофизические исследования в рудных провинциях. М., Недра, 1984. 269 с.

8. *Буртман В. С.* Структурная эволюция геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, 1983, 11, с. 40—46.

9. *Вацилов Ю. Я.* Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. В кн.: Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вопросы геологии срединных массивов северо-востока СССР. Выпуск 77. Магадан, 1977, с. 61—69.

10. *Воеводин В. Н., Соболев А. П.* Тектоническая природа гранитоидного магматизма на северо-востоке СССР.— ДАН, 1983, т. 278, № 3, с. 694—697.

11. *Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н., Кочнева И. Т.* Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1975. 175 с.

12. *Волчанская И. К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М., Наука, 1981. 237 с.

13. *Габриелян А. А.* Тектонические основы металлогенического районирования Армении.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1978, т. 31, № 5.

14. *Гальперов Г. В., Перцов А. В., Брусничкина И. А.* Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения. Л., Недра, 1979. 111 с.

15. *Генетические* модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983, т. 1. 175 с.

16. *Геоиндикационное* моделирование (с использованием материалов аэро- и космических съемок)/Б. Н. Можаев, Н. Ф. Афанасьев, В. И. Астахов и др. Л., Недра, 1984. 247 с.

17. *Геологическое* строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР, ред. Л. И. Красный, В. К. Путинцев. Л., Недра, 1984. 560 с.

18. *Еремин Р. А.* Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск, Наука, 1974. 134 с.

19. *Жученко А. С.* Аэрогеологические работы на Урале, ПГО «Уралгеология».— Свердловск, 1982.— 48 с.

20. *Захаревич К. В.* К вопросу о генезисе золото-серебряного оруденения Центральных Кызылкумов.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 6. Л., ЛГУ, 1980, с. 105—115.

21. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3—21.

22. *Иванкин П. Ф., Цой Р. В., Гурейкин И. Я.* Типизация золоторудных полей в углеродисто-терригенной толще.— Сов. геология, № 11, 1981, с. 43—48.

23. *Изох Э. П., Налётов Б. Ф.* Региональная петрохимия гранитоидов (на примере Западного Узбекистана).— В кн.: Тр. Ин-та геол. и геоф. АН СССР, вып. 265, Новосибирск, Наука, 1976. 127 с.

24. *Использование* материалов космических съемок при региональных геологических исследованиях (Методические рекомендации). М., Министерство геологии СССР, ПГО «Аэрогеология», 1985. 222 с.

25. *Карта* осадочных и вулканогенных формаций территории СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. М., 1979.

26. *Комплекс* дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов (на примере Приенисейской Сибири). Методическое пособие/ В. И. Астахов, Л. М. Герасимов, В. Я. Ерофеенко и др. Л., Недра, 1978. 247 с.

27. *Константинов М. М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М., Недра, 1984. 164 с.

28. *Котляр И. Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М., Наука, 1986. 261 с.

29. *Космическая* фотосъемка и геологические исследования/Под редакцией Г. Б. Гонина и С. И. Стрельникова.— Л., Недра, 1975. 416 с.

30. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1980. 605 с.

31. *Металлогенический* анализ в областях активизации. М., Наука, 1977. 176 с.

32. *Металлогения* скрытых линеаментов и концентрических структур. М., Недра, 1984. 272 с.

33. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М., Наука, 1975. 243 с.

34. *Мухин П. А.* Структурный анализ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы).— Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1982. 20 с.

35. *Никитин А. А.* Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979. 280 с.

36. *Никитин А. А.* Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986. 342 с.

37. *Особенности* тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Б. М. Меликсетян, Б. К. Архипов, Г. П. Капралов, В. Б. Мещерякова. Изв. АН АрмССР Сер. Науки о Земле, 1975, т. 28, № 6, с. 52—69.

38. *Применение* радиолокационной аэросъемки при геолого-географических исследованиях. Л., Недра, 1981. 238 с.

39. *Применение* космических снимков при региональном металлогеническом анализе складчатых областей. Л., Недра, 1986. 160 с.

40. *Региональная* металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент, ФАН, 1979. 167 с.

41. *Рогов А. Н., Кульчицкая М. Л.* Создание на ЭВМ фотооснов по радиолокационным снимкам. В кн.: Аэрокосмические съемки при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1985, с. 66—73.

42. *Рудоконцентрирующие* структуры Азии и их металлогения. М., Недра, 1983, 193 с.

43. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры. Л., Недра, 1981. 423 с.

44. *Руководство* по рациональной методике поисков месторождений медных и полиметаллических руд в вулканогенно-интрузивных поясах/Под ред. А. Кривцова, Д. Мокану, Е. Филатова, Ц. Петровой. М., СЭВ, 1984. 167 с.

45. *Твалчрелидзе Г. А.* Модель металлогении Кавказа.— В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М., Недра, 1980, с. 14—21.

46. *Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В.* Новые принципы металлогенического районирования Кавказа. В кн.: Геология и технология минерального сырья Кавказа. Тбилиси, 1982, с. 9—33.
47. *Тектоника*, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М., Наука, 1985. 168 с.
48. *Тепловая* аэросъемка в гидрогеологии и инженерной геологии (Временные методические рекомендации). Л., ВСЕГЕИ, 1984. 39 с.
49. *Технология* преобразования космических снимков на ЭВМ и его значимость для повышения геологической информативности фотоизображений. П. В. Кобец, Т. А. Лозовская, Л. В. Тарасенкова и др.— В кн.: Тр. ВНИГНИ, вып. 232, М., 1981, с. 132—142.
50. *Углев Ю. В., Номоконова В. Ф., Морозова Е. А.* Повышение геологической дешифрируемости аэро- и космических изображений на основе комплексной методики фотопреобразований.— В кн.: Дистанционные методы и средства изучения природных ресурсов Земли. Л., ВСЕГЕИ, 1982, с. 65—74.
51. *Умитбаев Р. Б., Соболев А. П.* Вулкано-плутонические ассоциации Охотско-Чукотского пояса в свете новых геологических данных.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 3, с. 693—697.
52. *Умитбаев Р. Б., Сидоров А. А., Соболев А. П.* Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в связи с кислым магматизмом.— Тихоокеанская геология, № 5, 1985, с. 78—86.
53. *Умитбаев Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М., Наука, 1986, 286 с.
54. *Фомин В. И.* Фотогеологическое изучение вулканических поясов. М., Недра, 1979, 213 с.
55. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, № 1, 1975.
56. *Шевченко В. И., Резанов И. А.* Тектоника и геофизические поля Крыма—Кавказа—Копетдага. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., Наука, 1982, с. 80—85.
57. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985. 325 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Использование МДС при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях *(И. К. Рундквист)* 5
Основные направления тектоно-магматических и металлогенических исследований 5
Использование МДС в региональных тектоно-магматических и металлогенических исследованиях 8
Региональные и детальные структурные и магматические факторы при оценке рудоносности 17

Глава II. Методика применения аэро- и космоснимков и геофизических данных при прогнозно-металлогенических исследованиях *(Г. В. Гальперов, В. С. Антипов, В. И. Астахов, И. К. Рундквист)* 23
Материалы дистанционных съемок 25
Преобразование и обработка МДС и геофизических данных с использованием ЭВТ 27
Дешифрирование МДС 29
Морфоструктурный анализ 37
Неотектонический анализ 43
Структурно-магматический анализ МДС 47
Прогнозно-металлогенические исследования на основе МДС . . 51

Глава III. Кавказско-Таврский регион Средиземноморского подвижного пояса *(В. З. Сахатов, В. В. Панцулая, Е. И. Марков)* 56
Структурное районирование на континентальном УГ 57
Структурное районирование на региональном УГ (на примере Малого Кавказа) 73
Металлогеническое районирование и анализ закономерностей размещения месторождений на основе МДС 81
Изучение структуры рудных районов и полей и выявление рудоконтролирующих факторов на детальном УГ 100

Глава IV. Оймяконо-Колымский регион Тихоокеанского подвижного пояса *(Г. В. Гальперов, В. С. Антипов, И. К. Рундквист, Н. В. Скублова, Л. В. Тарасенкова, В. В. Данилов)* 122
Региональные каркасные структуры, выделяемые по МДС . . . 131
Анализ гравитационного и магнитного полей 152
Структурные факторы контроля оруденения на различных УГ . . 156

Глава V. Кызылкумский регион Урало-Монгольского подвижного пояса *(А. В. Перцов, Г. В. Гальперов, Т. Н. Смирнова, В. Э. Богатырев, М. Ю. Данилова, М. Ю. Смирнов)* 177
Структурное районирование юго-восточной части Туранской плиты (континентальный УГ) . . . . . —

Структурное районирование и магматизм Центральных Кызылкумов (региональный УГ) 182
Структурные факторы контроля оруденения (локальный УГ) . . 198

Заключение 204

Список литературы 208

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Металлогенические и тектоно-магматические исследования на основе материалов аэро- и космосъемок

Редактор издательства *Л. А. Кобылок*
Переплет художника *А. А. Власова*
Технический редактор *С. А. Кодаш*
Корректор *И. Б. Богданова*

ОИБ № 7763

Сдано в набор 02.12.87. Подписано в печать 15.04.88. М-28694.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 13,25+2 вкл. (0,7). Усл. кр.-отт. 13,95. Уч.-изд. л. 17,12.
Тираж 1000 экз. Заказ № 656/1455. Цена 3 р. Заказное.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

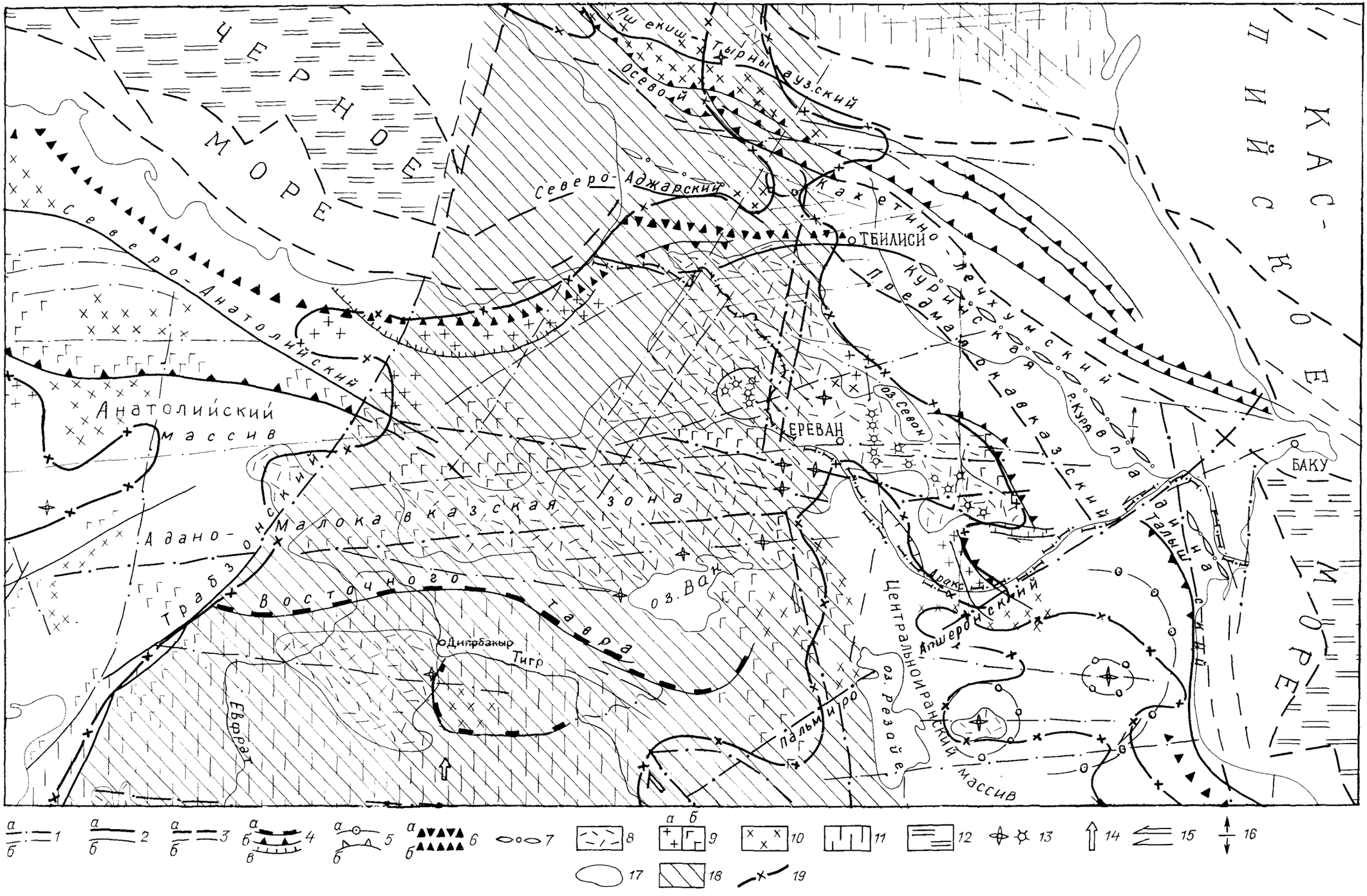


Рис. 4. Тектоническая схема восточной части Средиземноморского подвижного пояса.

1—3 — разломы первого (*а*) и последующих (*б*) порядков: *1* — выявленные по КС, *2—3* — установленные (*2*) и предполагаемые (*3*) по геолого-геофизическим данным; *4* — надвиги (*а*), взбросы (*б*), сбросы (*в*); *5* — кольцевые структуры по КС (*а*) и вулкано-плутонические (*б*); *6* — зоны двухстороннего (*а*) и одностороннего (*б*) сжатия; *7* — межгорные прогибы; *8* — неоген-четвертичные вулканиты; *9* — крупные интрузии гранитоидного (*а*), ультраосновного и основного (*б*) состава; *10* — выходы кристаллического фундамента; *11* — плиты; *12* — области с корой субокеанического типа; *13* — плиоцен-четвертичные вулканиты центрального (а) и линейно-ареального (*б*) типов; *14* — направление движения плит; *15* — сдвиги первого (а) и второго (б) порядков; *16* — зоны растяжения; *17* — границы распространения вулканитов; *18* — трансальпийское поперечное поднятие; *19* — границы областей позднеальпийской ТМА.

Зак. 297

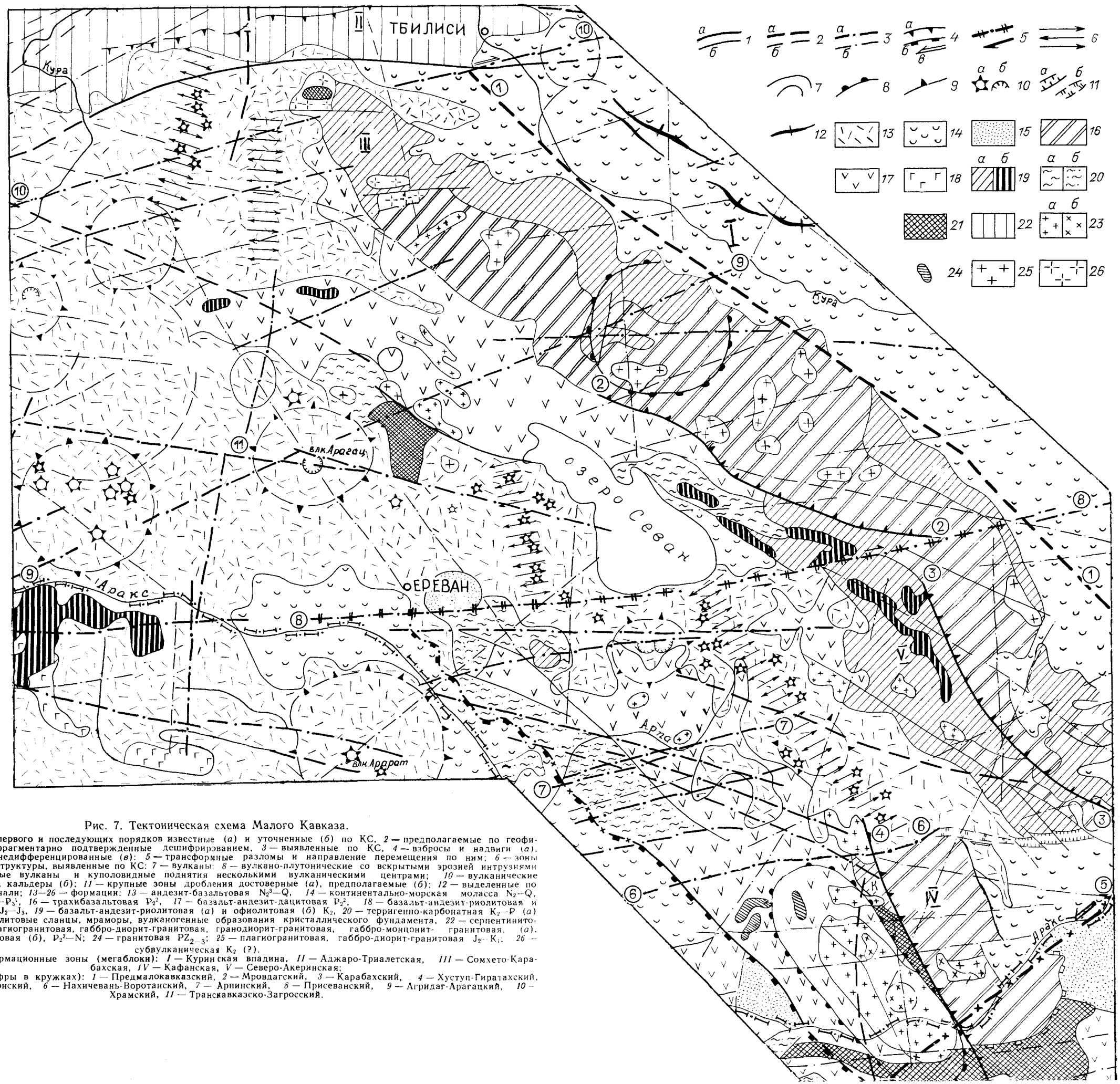


Рис. 7. Тектоническая схема Малого Кавказа.

1—4 — разломы: *1* — первого и последующих порядков известные (*а*) и уточненные (*б*) по КС, *2* — предполагаемые по геофизическим данным, фрагментарно подтвержденные дешифрированием, *3* — выявленные по КС, *4* — взбросы и надвиги (*а*), сбросы (*б*), сдвиги недифференцированные (*в*): *5* — трансформные разломы и направление перемещения по ним; *6* — зоны растяжения; *7—10* — структуры, выявленные по КС: *7* — вулканы: *8* — вулкано-плутонические со вскрытыми эрозией интрузиями кальдеры; *9* — щитовые вулканы и куполовидные поднятия несколькими вулканическими центрами; *10* — вулканические конусы (*а*), кратеры, кальдеры (*б*); *11* — крупные зоны дробления достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *12* — выделенные по КС крупные антиклинали; *13—26* — формации: *13* — андезит-базальтовая N_2^3—Q, *14* — континентально-морская моласса N_2—Q, *15* — терригенная P_2^3—P_3^1, *16* — трахибазальтовая P_2^2, *17* — базальт-андезит-дацитовая P_2^2, *18* — базальт-андезит-риолитовая и базальт-андезитовая J_2—J_3, *19* — базальт-андезит-риолитовая (*а*) и офиолитовая (*б*) K_2, *20* — терригенно-карбонатная K_2—P (*а*) и D—T (*б*), *21* — филлитовые сланцы, мраморы, вулканогенные образования кристаллического фундамента, *22* — серпентинитовый меланж; *23* — плагиогранитовая, габбро-диорит-гранитовая, гранодиорит-гранитовая, габбро-монцонит-гранитовая, (*а*), габбро-диорит-диабазовая (*б*), P_2^2—N; *24* — гранитовая PZ_{2-3}; *25* — плагиогранитовая, габбро-диорит-гранитовая J_2—K_1; *26* — субвулканическая K_2 (?).

I—V — структурно-формационные зоны (мегаблоки): *I* — Куринская впадина, *II* — Аджаро-Триалетская, *III* — Сомхето-Карабахская, *IV* — Кафанская, *V* — Северо-Акеринская;

1—11 — разломы (цифры в кружках): *1* — Предмалокавказский, *2* — Мровдагский, *3* — Карабахский, *4* — Хуступ-Гиратахский, *5* — Пальмиро-Апшеронский, *6* — Нахичевань-Воротанский, *7* — Арпинский, *8* — Присеванский, *9* — Агридаг-Арагацкий, *10* — Храмский, *11* — Транскавказско-Загросский.

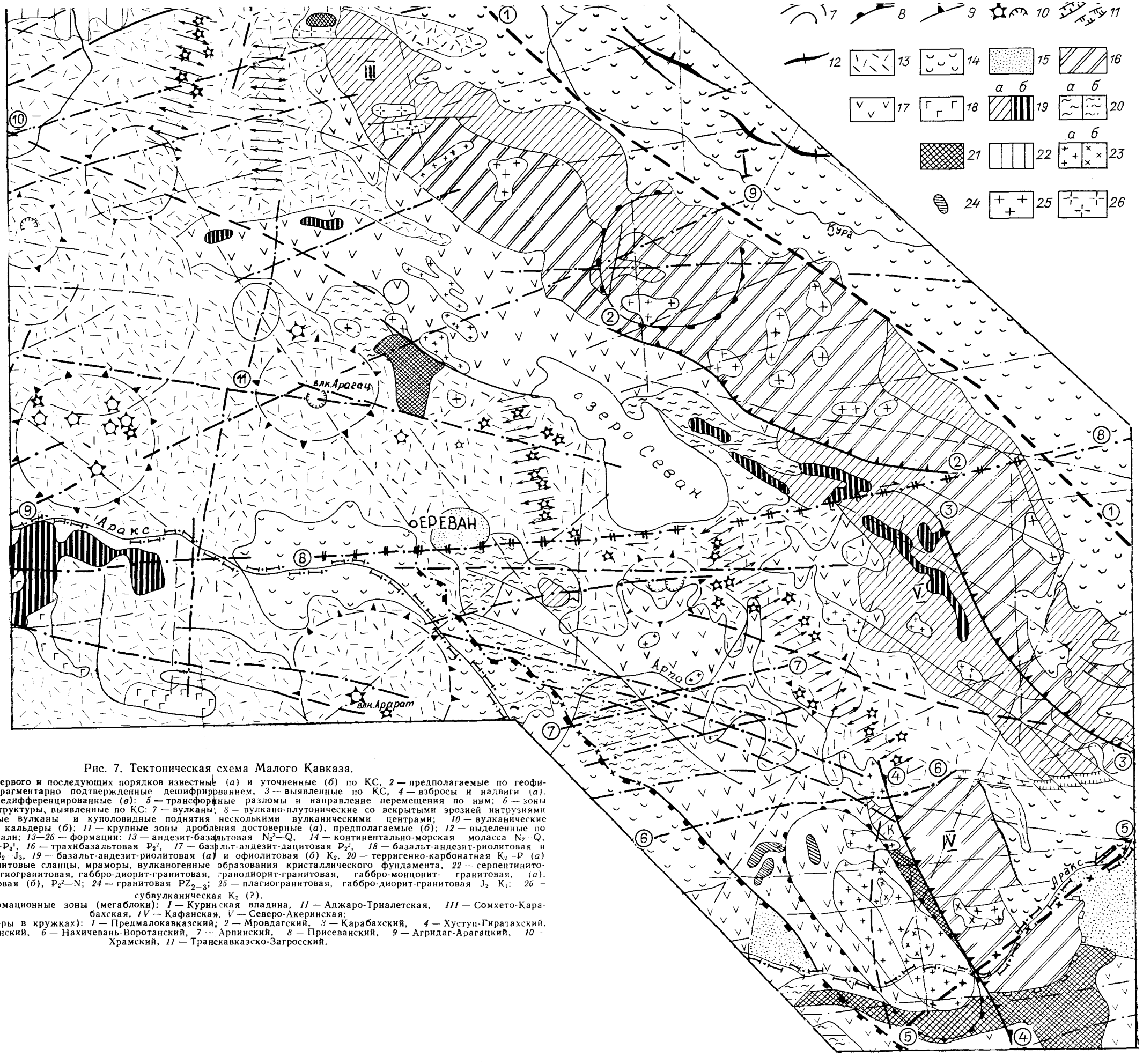


Рис. 7. Тектоническая схема Малого Кавказа.

1—4 — разломы: *1* — первого и последующих порядков известные (*а*) и уточненные (*б*) по КС, *2* — предполагаемые по геофизическим данным, фрагментарно подтвержденные дешифрированием, *3* — выявленные по КС, *4* — взбросы и надвиги (*а*), сбросы (*б*), сдвиги недифференцированные (*в*); *5* — трансформные разломы и направление перемещения по ним; *6* — зоны растяжения; *7—10* — структуры, выявленные по КС: *7* — вулканы; *8* — вулкано-плутонические со вскрытыми эрозией интрузиями кальдеры; *9* — щитовые вулканы и куполовидные поднятия несколькими вулканическими центрами; *10* — вулканические конусы (*а*), кратеры, кальдеры (*б*); *11* — крупные зоны дробления достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *12* — выделенные по КС крупные антиклинали; *13—26* — формации: *13* — андезит-базальтовая N_2^3—Q, *14* — континентально-морская моласса N_2—Q, *15* — терригенная P_2^3—P_3^1, *16* — трахибазальтовая P_2^2, *17* — базальт-андезит-дацитовая P_2^2, *18* — базальт-андезит-риолитовая и базальт-андезитовая J_2—J_3, *19* — базальт-андезит-риолитовая (*а*) и офиолитовая (*б*) K_2, *20* — терригенно-карбонатная K_2—P (*а*) и D—T (*б*), *21* — филлитовые сланцы, мраморы, вулканогенные образования кристаллического фундамента, *22* — серпентинитовый меланж; *23* — плагиогранитовая, габбро-диорит-гранитовая, гранодиорит-гранитовая, габбро-монцонит- гранитовая, (*а*), габбро-диорит-диабазовая (*б*), P_2^2—N; *24* — гранитовая PZ_{2-3}; *25* — плагиогранитовая, габбро-диорит-гранитовая J_2—K_1; *26* — субвулканическая K_2 (?).

I—V — структурно-формационные зоны (мегаблоки): *I* — Куринская впадина, *II* — Аджаро-Триалетская, *III* — Сомхето-Карабахская, *IV* — Кафанская, *V* — Северо-Акеринская;

1—11 — разломы (цифры в кружках): *1* — Предмалокавказский, *2* — Мровдагский, *3* — Карабахский, *4* — Хуступ-Гиратахский, *5* — Пальмиро-Апшеронский, *6* — Нахичевань-Воротанский, *7* — Арпинский, *8* — Присеванский, *9* — Агридаг-Арагацкий, *10* — Храмский, *11* — Транскавказско-Загросский.

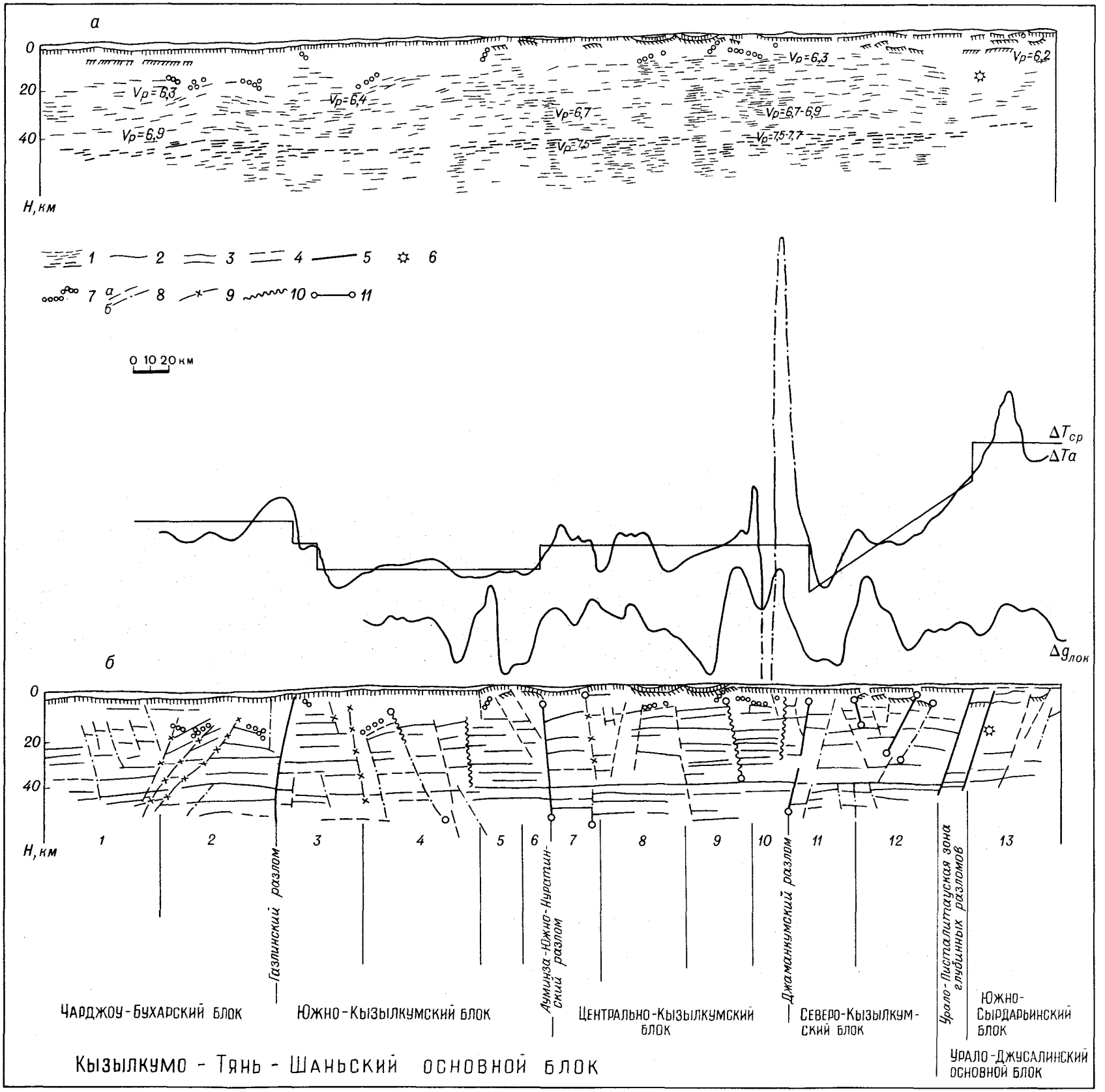


Рис. 38. Сейсмический разрез (*а*), по Ф. Х. Зуннунову и Т. Эргешеву [1974 г.], и геолого-геофизическая модель земной коры по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак (*б*).

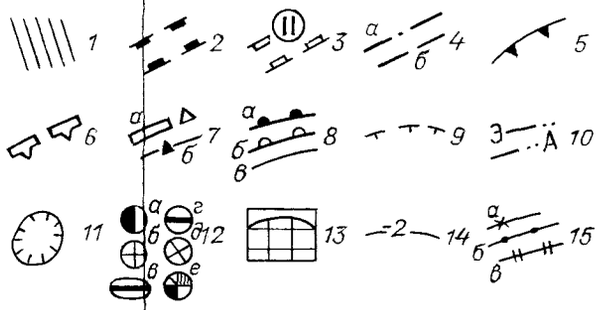
1 — отражающие площадки; *2* — поверхность домезозойского фундамента; *3—5* — отражающие границы: *3* — в гранитном слое, *4* — в базальтовом слое и мантии, *5* — раздела М; *6* — очаг Кызылкумского землетрясения 1968 г. (7—8 баллов); *7* — точки дифракции; *8—11* — разломы, выделяемые по данным: *8* — сейсмическим (*а*), магнитным и гравитационным (*б*), *9* — сейсмическим и магнитным, *10* — геофизическим данным, *11* — по КС.

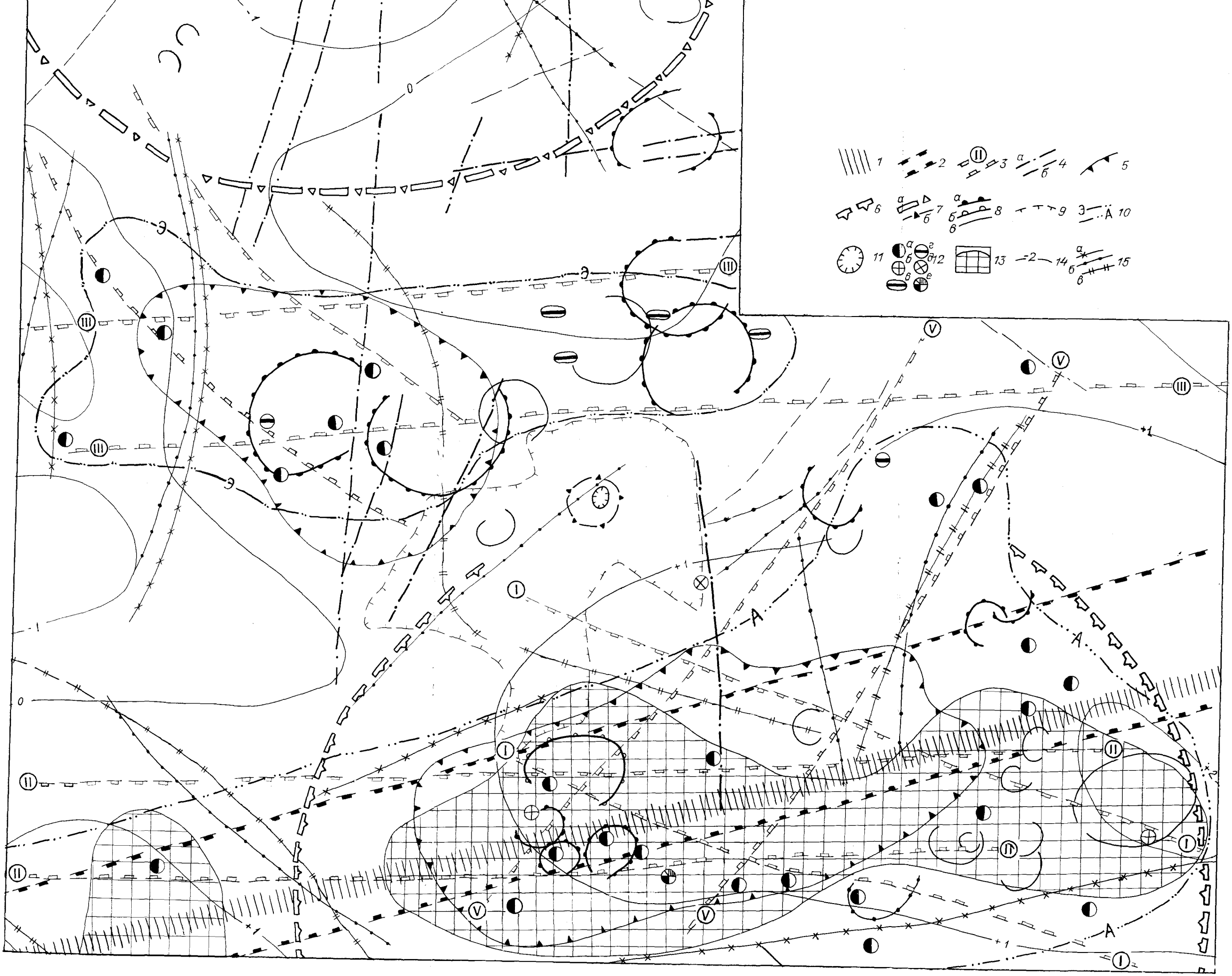
Внутриблоковые структуры: *1* — Амударьинская глыбовая структура погружения, *2* — Бухарское поднятие, *3* — Газлинское поднятие, *4* — Предгазлинский прогиб, *5* — Кульджуктауская горстовая структура, *6* — Предкульджуктауский прогиб, *7* — Ауминза-Южно-Нуратинская структура погружения, *8* — Аристантауский выступ, *9* — Межгорный (Сардаринский) грабен, *10* — Тамдынский выступ, *11* — Джаманкумский грабен, *12* — Букантау-Тохтаныктауский выступ, *13* — Сырдарьинская глыбовая структура погружения.

Рис. 12. Металлогеническая схема Айоцдзорского рудного района (с учетом данных дешифрирования МДС).

1—2 — зоны разломов глубинного (мантийного) заложения: *1* — по КС регионального УГ, *2* — по геолого-геофизическим данным; *3* — зоны внутрикоровых разломов (*I* — Гер-Геская, *II* — Арпинская-2, *III* — Элегиская, *IV* — осевая часть Варденисского хребта, *V* — Северо-Восточная); *4* — разломы первого (*а*) и второго (*б*) порядков по КС и АФС; *5* — границы узлов пересечения зон разломов; *6—8* — кольцевые структуры по КС и АФС; *6* — вулкано-плутонические поднятия, *7* — щитовые вулканы (*а*), вулканические конусы (*б*), *8* — вулкано-плутонические (*а*), надынтрузивные (*б*), неясного генезиса (*в*) структуры; *9* — блоки по КС; *10* — границы Арпинской (*А*) и Элпинской (*Э*) рудных зон; *11* — кратеры; *12* — проявления сульфидной (*а*), полиметаллической (*б*), медно-молибденовой (*в*), молибденово-медной (*г*), марганцево-рудной (*д*), свинцово-сурьмяной (*е*) рудных формаций; *13* — зоны избыточной плотности пород фундамента; *14* — изогипсы фундамента, км; *15* — разломы, выделенные по смене рисунка поля (*а*), по осям локальных минимумов (*б*), по зонам повышенных горизонтальных градиентов (*в*).

Зак. 297





1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15