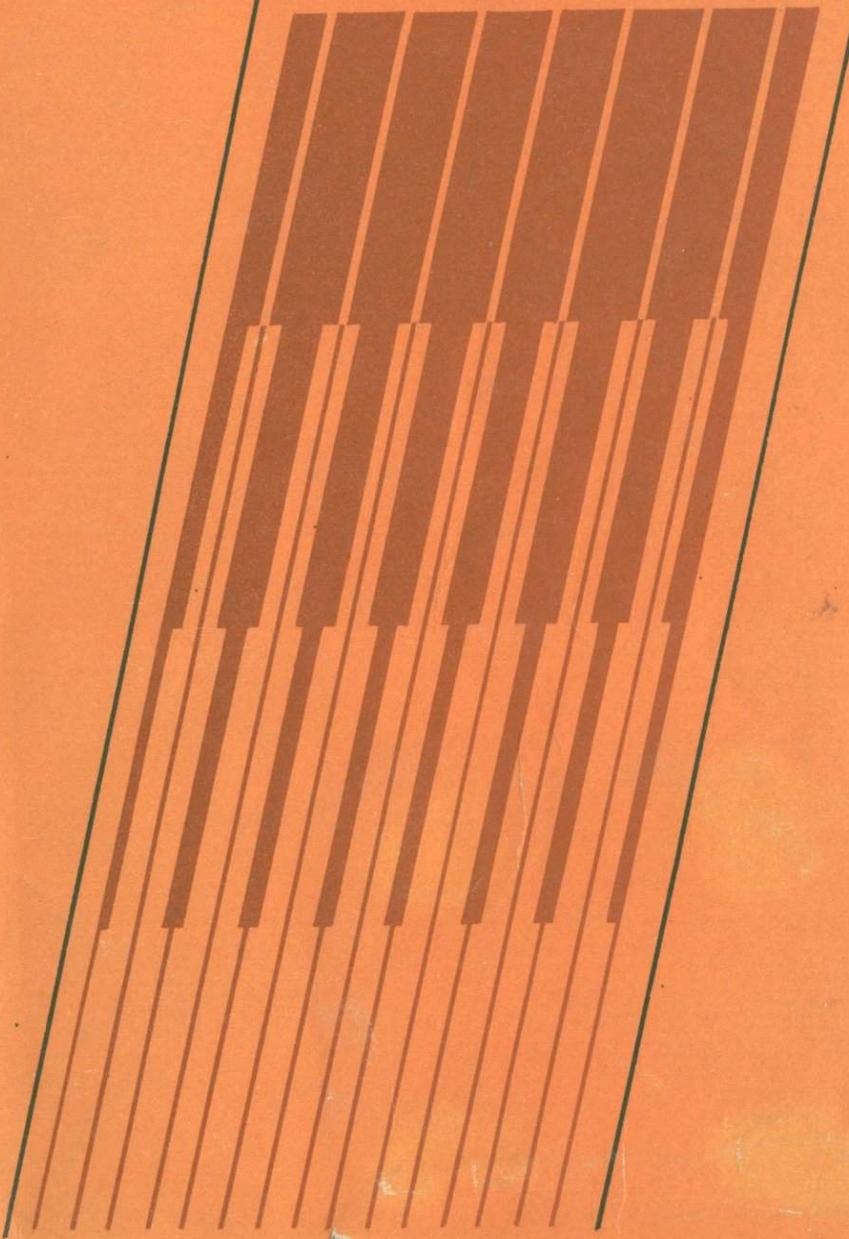


19 I/I, II, IV

~~РУДО~~

РУДО КОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ
СТРУКТУРЫ АЗИИ
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ



19 5/10, 15

~~РУДО-~~
РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ
СТРУКТУРЫ АЗИИ
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

9804
4086



МОСКВА "НЕДРА" 1983

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ структуры Азии и их металлогения / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. М., Недра, 1983, 192 с.

С принципиально новых позиций рассматриваются закономерности размещения рудных месторождений на Азиатском континенте. В соответствии с развиваемой авторами металлогенической концепцией выделяются системы сквозных трансрегиональных разломов скрытого типа и дается их характеристика. Среди подобных дислокаций выделяются рудоконцентрирующие структуры, контролирующие размещение наиболее крупных скоплений рудной минерализации. Установлено влияние рудоконцентрирующих структур на направление развития и особенности состава магматизма.

Для геологов научных и производственных организаций, металлогенистов.
Табл. 2. ил. 58, список лит. — 50 назв.

Авторы:

М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин, Н.В. Виноградов, А.М. Курчавов,
Е.Н. Сапожникова

Рецензент: д-р геол.-минер. наук *Е.М. Некрасов* (ВНИИЗарубежгеология)

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ АЗИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**Марина Алексеевна Фаворская, Валентина Александровна Баскина,
Николай Львович Шилин, Николай Вадимович Виноградов и др.**

Редактор издательства Т.П. Мыскина
Обложка художника И.М. Пучкова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор Л.С. Гладкова
Корректор М.И. Кряковкина
Оператор Г.Г. Алексеева

ИБ № 4527

Подписано в печать 03.11.82. Т-20816. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине, типа ИБМ "Композер".
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,0. Усл.кр.-отт. 12,43. Уч.-изд.л. 14,81.
Тираж 1270 экз. Заказ 406 /8531-4 Цена 2 р. 20 к.

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

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

ВВЕДЕНИЕ

В конце шестидесятых годов возникло новое металлогеническое направление, основанное на представлении о ведущей роли сквозных, так называемых рудоконцентрирующих систем нарушений в размещении наиболее продуктивного оруденения данной рудной провинции [39]. До сих пор основное внимание уделялось выявлению эмпирических закономерностей. Определенным этапом на этом пути была обобщающая монография "Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений" [20]. В ней рудоконцентрирующие структуры рассмотрены на примере ряда крупнейших рудных провинций Северной и Южной Америки, Африки и Западной Европы. На Азиатском континенте изучались только два опорных района: Приморье и Забайкалье. Полностью исключен был Австралийский континент. Этот пробел недавно несколько восполнен в специальной статье М.А. Фаворской и Н.В. Виноградова, посвященной закономерностям размещения крупных золоторудных месторождений мира.

В книге изложены результаты анализа особенностей рудоконцентрирующих структур Азиатского континента. Исследования проведены с наибольшей полнотой на территории Приморья, Камчатки, Магаданской области, Казахстана, Памира и Монгольской Народной Республики. Для других регионов Азии в сравнительном порядке проанализированы литературные данные. Таким образом, монография является продолжением проведенного ранее анализа рудоконцентрирующих структур.

Вместе с тем новые исследования приблизили решение некоторых вопросов, связанных с геологической природой рудоконцентрирующих структур и закономерностями их развития во времени и в пространстве. При этом особое внимание уделено взаимоотношению широтных и меридиональных линеаментов. Ранее нами было высказано предположение, что в пределах Восточной и Центральной Азии рудоконцентрирующими являются широтные линеаменты, а к западу от крупнейшей меридиональной зоны дислокаций в Восточном Зауралье меридиональные. Второй крупный рубеж такого рода проходит в осевой части Атлантического океана. В дальнейшем, однако, оказалось, что взаимоотношения между сквозными структурами двух указанных направлений значительно сложнее и могут изменяться как в течение геологического времени, так и в пространстве, при переходе от одного крупного блока к другому. Подобная "мозаичность" в локализации наиболее эндогенно-активных глубинных структур соответствует общему стилю структурного плана докембрийских образований, отраженному на карте тектоники докембрия континентов [26], где широтные и меридиональные оси дислокаций, чередуясь, сочленяются торцами на границах крупных блоков. Упорядоченная сеть преимущественно широтных и меридиональных глубинных зон повышенной проницаемости на континентах была рассмотрена В.В. Белоусовым [7].

Из числа нерешенных не менее важен вопрос о тех специфических признаках, которые позволяют выделять собственно рудоконцентрирующие

структуры. Для подхода к этой проблеме были использованы геофизические данные и анализ особенностей магматизма на разных этапах развития сквозных систем нарушений. Подобное целеустремленное изучение магматизма проводилось авторами — В.А. Баскиной, А.М. Курчавовым, Н.Л. Шилиным — соответственно на территориях Приморья, Казахстана и Камчатки. Изучалась также связь наиболее продуктивных периодов рудообразования с основными этапами тектоно-магматической активизации в пределах рудоконцентрирующих структур.

Данное исследование может рассматриваться как определенный этап развития разработанной авторами металлогенической концепции. Наряду с новым для ряда регионов фактическим материалом в работе описаны некоторые неизвестные ранее закономерности в развитии определенного типа глубинных сквозных структур и характеризующих их эндогенных режимов. Это по-новому освещает определенные общетеоретические проблемы, такие, например, как возможные источники магматических расплавов и рудных эманаций, что в конечном счете позволяет обосновать более уверенно локальные прогнозы оруденения. Вместе с тем многие вопросы не получили окончательного решения и исследования в указанных направлениях продолжают.

Наконец, необходимо отметить, что в книге главное внимание обращено на металлогеническую роль линейных структур. Лишь попутно изучалось соответствующее значение структур центрального типа, таких, как своды, купольные поднятия, кальдеры и т. п., определяющих зональность в размещении различных типов оруденения и обуславливающих во многих случаях их конкретную локализацию. Однако рассмотрение этих зависимостей для Азиатского континента в целом могло бы явиться предметом отдельной работы.

Глава I. СКВОЗНЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В течение последнего десятилетия геологические знания пополнились обширной информацией по геофизике, океанологии и космогеологии. Эти данные позволили установить конкретные связи между глобальными геологическими структурами континентов и дна океанов и привлекли специальное внимание к особому типу линеаментов — сквозным системам нарушений, выделенному в 1948 г. Н.С. Шатским на примере Транскавказского поднятия и его продолжения в пределы Русской платформы. Согласно этому автору, сквозные структуры представляют собой глубокие дислокации, охватывающие одновременно геосинклинально-складчатые зоны и платформы.

По мере накопления новых геофизических и геологических данных все более отчетливо выступали глубинный характер сквозных систем нарушений и их связь с неоднородностями не только земной коры, но и подкоровых глубин. Наблюдения из космоса подтвердили трансрегиональную протяженность многих сквозных линеаментов. Было показано также, что они отчетливо проявляются в особенностях современного рельефа, наследуя структурные черты предшествующих эпох.

Приведенные данные легли в основу нового металлогенического направления, которое может быть условно названо "металлогенией сквозных линеаментов". Сущность его рассмотрена ранее в ряде публикаций [5, 20, 44 и др.], что позволяет изложить здесь лишь важнейшие положения. При разработке этой металлогенической концепции основное внимание было перенесено с традиционных этапов развития геосинклиналей на дифференциальные движения блоков и упомянутые сквозные системы нарушений. Последние характеризуются преимущественно широтным или меридиональным простиранием, причем преобладающая ориентировка этих систем отвечает обычно структурному плану докембрийского фундамента.

Сквозные структуры долгоживущие. В большинстве своем они были заложены еще в докембрии и в дальнейшем испытывали неоднократное оживление в периоды тектоно-магматической активизации, с чем связана неоднородность их геологического строения. В эти периоды подобные структурные зоны подвергались интенсивному дроблению с последующим дифференциальным движением блоков. При этом следует оговориться, что в отдельных случаях прямые доказательства древности заложения отдельных участков сквозных структур могут и отсутствовать. Однако там, где подобные структуры входят в области развития докембрийских образований, наличие дислокаций докембрийского возраста неизменно подтверждается.

Изучение особенностей сквозных систем дислокаций в пределах различных континентов [20] позволяет заключить, что среди них могут быть выделены структуры различных порядков, начиная с трансконтинентальных, имеющих в поперечнике более 1000 км. Последние представляют собой как бы глубинный каркас нашей планеты. Будучи структурами глубокого

заложения, сквозные системы дислокаций проявляются на поверхности в завуалированном виде и трассируются геологическими, геофизическими и морфоструктурными аномалиями.

При анализе "Карты тектоники докембрия континентов" [26] можно установить, что многие выделенные нами ранее сквозные структуры [20] совпадают на определенных участках с докембрийскими поясами дислокаций, имеющими глобальное значение. Один из наиболее протяженных докембрийских широтных поясов, отдельные фрагменты которого проявляются на всех континентах Северного полушария, прослеживается между 48 и 55° с. ш.

Особое внимание при изучении структур сквозного типа было уделено связанному с ними магматизму. Как и предполагалось, магматизм явился наиболее чутким индикатором, позволяющим обнаружить скрытые зоны дислокаций даже там, где они еще не установлены геофизиками. С его помощью наиболее уверенно фиксируются этапы активизации отдельных сквозных структур, среди которых могут быть установлены как самые активные, так и пребывавшие в течение длительного времени в состоянии покоя. Сквозные системы дислокаций первого порядка, начиная с архея, представлены широтными и меридиональными магматогенными бороздами, разделяющими ареалы активного гранитообразования [20]. Таким образом, на раннем этапе развития нашей планеты глобальные структуры сквозного типа определяли господствующий структурный план регионов. В дальнейшем, однако, унаследование этого плана обуславливало автономное поведение сквозных систем дислокаций по отношению к границам различных структур земной коры и к особенностям внутреннего строения последних. При этом влияние их на формирование структурного плана регионов выражалось в известном нарушении его стройности, в появлении ряда отклонений от господствующих закономерностей. Наиболее отчетливо это влияние проявлялось в периоды тектоно-магматической активизации, сопровождавшиеся образованием специфических орогенных структур земной коры — сводовых поднятий, наложенных впадин и т. д. Цепочки последних нередко трассируют сквозные системы дислокаций. С другой стороны, крупные сводовые поднятия, как правило, возникают по обрамлению сквозных структур, которыми они, таким образом, разграничиваются.

К числу сквозных линеаментов принадлежат и рудоконцентрирующие структуры. В пределах той или иной рудной провинции они контролируют размещение наиболее крупных рудных объектов. Однако существование их не является альтернативой традиционным металлогеническим зонам, выделяемым по Ю.А. Билибину. Последние, как известно, определяют рудную специализацию вне зависимости от масштабов оруденения, в то время как к рудоконцентрирующим структурам, пересекающим подобные зоны, приурочены наиболее крупные объекты соответствующего профиля. Таким образом, на протяжении рудоконцентрирующих структур крупные месторождения могут принадлежать к различным типам.

Нельзя, однако, не отметить, что проблема выделения среди сквозных структур рудоконцентрирующих решена еще не в полной мере. Если для

сквозных дислокаций сравнительно высокого порядка, изучаемых в пределах отдельных регионов, в большинстве случаев удается установить индивидуальные признаки, позволяющие отнести некоторых из них к рудоконцентрирующим, то для глобальных структур это становится более сложным. Сквозные системы дислокаций шириной около 1000 км включают целые рудные провинции и отрезки специализированных рудных поясов. Особенности их взаимоотношений нуждаются в дальнейших исследованиях.

Рудоконцентрирующая роль отдельных сквозных линеаментов представляется наиболее убедительной, когда к одному из их участков приурочено несколько различных по составу крупных месторождений. В этих случаях есть основание предполагать, что подобные участки могут быть установлены и далее по простиранию данной сквозной структуры. В качестве примера может быть приведен описанный нами ранее [20] рудоконцентрирующий пояс первого порядка, расположенный между 46 и 50° с. ш. на границе США и Канады, контролирующий ряд уникальных месторождений меди, никеля, золота, урана, свинца, цинка и др.

Однако, как будет видно из дальнейшего, к настоящему времени установлены и другие индивидуальные признаки рудоконцентрирующих структур. Так, древнейшие магматогенные борозды, контролирующие крупные и уникальные месторождения на многих щитах, характеризовались присутствием коматитовых лав, повышенной щелочностью базальтов, контрастностью составов близких по времени расплавов. Большинство особенностей наиболее раннего магматизма рудоконцентрирующих структур проявлялось на всем протяжении их развития в связи с этапами тектоно-магматической активизации. Результаты исследований открыли также новые возможности для локального прогноза промышленного оруденения. Установлено, что в пределах рудоконцентрирующих структур оно приурочено к узлам интенсивной тектонической проработки, являющимся одновременно узлами длительной эндогенной активности. Среди локальных структурных форм, свойственных подобным узлам, обычны кольцевые структуры, выраженные в виде как купольных поднятий, так и депрессий. Те и другие в большинстве случаев относятся к типу очаговых структур, охарактеризованных ранее И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской.

Если можно с полным основанием говорить, что в докембрии эндогенная активность рудоконцентрирующих структур достигла значительной интенсивности, то вопрос о времени их последующей активизации, а следовательно, и о периодах наибольшей металлогенической продуктивности не решается однозначно. Согласно характеристике металлогенических эпох Ю.А. Билибина, для ряда ведущих рудных элементов наиболее продуктивны докембрийская (никель, кобальт) или мезо-кайнозойская (олово, вольфрам, молибден) эпохи, или обе вместе (золото, медь). Несмотря на то что данные Ю.А. Билибина к настоящему времени в известной мере устарели, представления об общих примерных соотношениях между продуктивностью различных металлогенических эпох существенно не изменились. В этой связи интересно отметить, что для ряда крупных регионов (Северо-Восток Азии, Памир, некоторые области на Амери-

канском континенте и др.) большинство заложённых в докембрии линейментов испытывают активизацию в мезозое и кайнозое, оставаясь инертными в течение палеозоя. Наряду с этим в таких регионах, как Казахстан, Алтай, восточные рудные провинции Австралии и др., активизация докембрийских структур приходится в основном на поздний палеозой, который и является здесь наиболее продуктивной металлогенической эпохой. Возобновление эндогенных процессов после значительного перерыва в пределах одних и тех же глобальных структур свидетельствует о глубинности их заложения и о значительной глубине расположения источников рудных эманаций. Таким образом, изучение особенностей заложения и эволюции рудоконцентрирующих структур наряду с новым подходом к прогнозу оруденения открывает некоторые дополнительные аспекты проблемы источников крупных скоплений рудной минерализации.

Как уже говорилось, возобновление эндогенных процессов сосредотачивается в пределах рудоконцентрирующих структур на определенных участках, названных выше узлами длительной эндогенной активности. Подобные участки, отвечающие по площади рудным районам или даже полям, характеризуются контрастностью развитого в их пределах магматизма, представленного на ранних стадиях ультраосновными, реже основными инъекциями. Длительность магматического процесса, развивающегося дискретно, достигает, как считают М.А. Фаворская и В.В. Ляхович, десятков, а иногда и сотен миллионов лет. Размещение крупных рудных объектов в пределах рудных провинций контролируется преимущественно подобными узлами, причем эти объекты характеризуются длительностью и многоэтапностью процессов образования, сложностью минерального состава и являются, согласно нашим представлениям, геохимическими аномалиями регионального, а местами и глобального масштабов [44]. Анализ закономерностей размещения подобных аномалий позволяет объективно выявлять элементы глубинной тектоники. Существование подобных, фиксированных в пространстве, узлов и зон длительной и, судя по присутствию гипербазитов, глубинной эндогенной активности представляет интерес и с общегеологических позиций, так как особенности их геологического развития труднообъяснимы известной концепцией тектоники плит.

Поскольку магматические и рудные процессы в пределах описываемых аномальных узлов возобновляются в периоды орогенной тектономагматической активизации, существенно их взаимоотношение со специфическими орогенными структурами, например со сводовыми воздыманиями. Оказалось, что металлогеническая зональность определяется внутренним структурным расчленением сводов, а крупные рудные объекты тяготеют к участкам на их внешнем обрамлении в области соприкосновения с элементами рудоконцентрирующих структур.

Таковы основные положения металлогенической концепции, основанной на представлении о рудоконцентрирующих структурах. Следует отметить, что изучение последних потребовало новых методических разработок, например составления специальных карт геологических аномалий. Одну из ведущих ролей сыграл морфоструктурный анализ, предло-

женный А.В. Орловой, И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой и Е.Н. Сапожниковой [9, 10]. В основу его применения легли наблюдения над особенностями рельефа, отражающими глубинные неоднородности. Особенно эффективным оказалось применение морфоструктурного метода в сочетании с анализом космических снимков. Наряду с прямым дешифрированием успешно использовалось изучение макротрещиноватости по методике В.В. Ярмолюка [31], позволившее выявить дополнительные характеристики в строении рудоконцентрирующих структур.

Глава II. СИСТЕМА СКВОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

За последние годы появилось большое число публикаций, авторы которых обосновывают наличие меридиональных и широтных систем дислокаций на территории Азии. При этом наряду с выделением трансконтинентальных или глобальных линеаментов (в работах Е.А. Радкевич, С.С. Смирнова, В.И. Смирнова, А.А. Моссаковского и др.) устанавливаются преимущественно по геофизическим данным некоторые скрытые системы нарушений высшего порядка. В настоящей главе приведены результаты обобщения фактического материала, полученного путем анализа мелкомасштабных геологических, тектонических и топографических карт. На основе этих исследований составлены структурно-геологическая и морфоструктурная схемы, впервые намечена общая система ортогональных сквозных нарушений на территории Азии с единым набором характеристик и проанализирована металлогеническая роль широтных и меридиональных линеаментов сквозного типа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Структурно-геологическая схема (рис. 1) построена на основе "Геологической карты континентов мира" [18] с использованием элементов схематической тектонической карты [41] и "Тектонической карты Китая и Монголии" [50]. Частично использована также "Карта тектоники докембрия континентов" [26].

Схема отражает наиболее существенные тектонические элементы, позволяющие проследить протяженные зоны скрытых дислокаций широтного и меридионального простираения. В качестве подобных элементов использованы изгибы осей складок различных по возрасту областей складчатости, системы разломов, зоны стыка разнонаправленных структур, цепочки наложенных впадин, широтные и меридиональные пояса древних дислокаций и др.

В результате намечились семь широтных и пять меридиональных линеаментов, группирующихся определенным образом по ширине, по набору характерных признаков и по истории развития. Так, в первую очередь могут быть выделены трансконтинентальные зоны, существовавшие в тече-

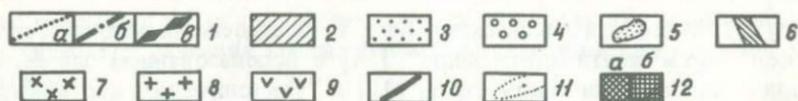
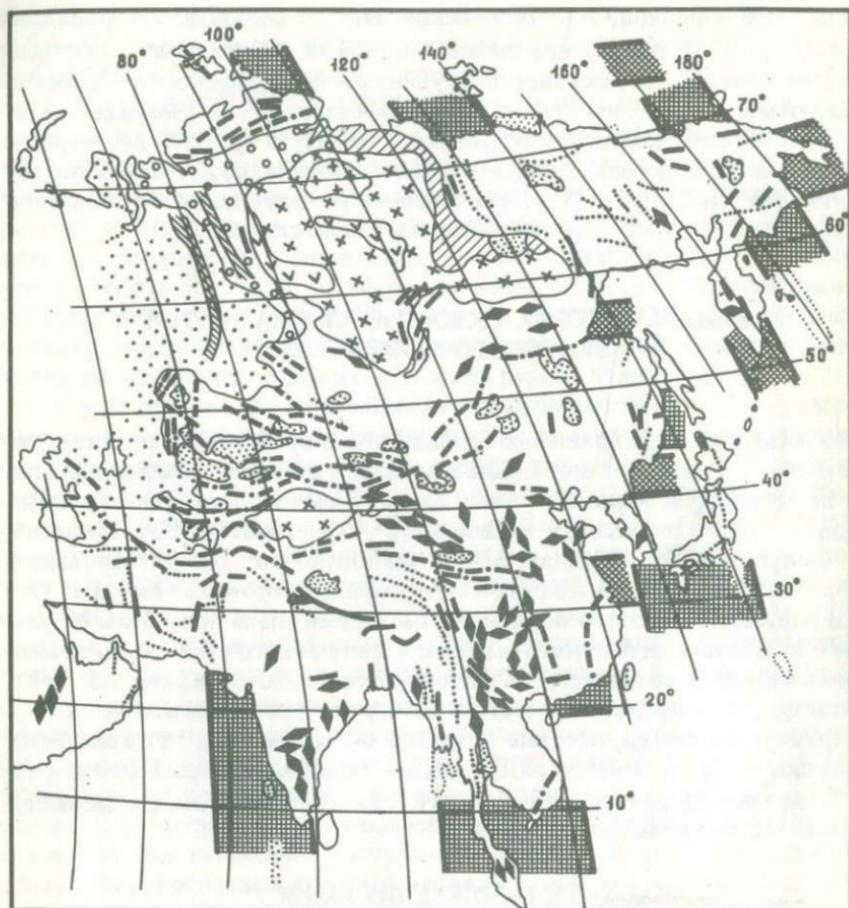


Рис. 1. Схема некоторых структурных элементов Азии.

1 — простирание осей складок в областях складчатости: *a* — мезо-кайнозойской, *б* — палеозойской, *в* — докембрийской; 2 — краевой прогиб, выполненный меловыми отложениями; отложения эпигерцинской платформы: 3 — кайнозойские, 4 — меловые; 5 — поздне меловые и третичные наложенные впадины; 6 — раннемезозойские грабен-рифты; 7 — фанерозойские отложения эпидокембрийских платформ; 8 — Анабарский щит; 9 — выходы интрузивных траппов; 10 — разломы; 11 — контуры подводных хребтов; 12 — сквозные системы нарушений широтного и меридионального простираний: *a* — первого, *б* — второго типов

ние всего периода своего развития как единое целое (сквозные системы нарушений первого типа), и такие, отдельные звенья которых характеризуются различным набором признаков (системы второго типа). Наиболее однородные линеаменты, как правило, и более четко ограничены, имеют

ширину не более 400 км. Напротив, в структурах, состоящих из разнородных звеньев, расположенных нередко кулисообразно, границы нечеткие, что заставляет с известной мерой условности объединять в их пределах значительное по ширине пространство.

К числу наиболее четких и устойчивых широтных линейментов Азии относится известная зона Яньшань, отнесенная В.Е. Хаиным к интракратонным складчато-глыбовым системам [46]. Эта зона, заключенная между 40 и 43° с. ш., была заложена в докембрии. В ее пределах пликативным деформациям широтного простирания подверглись метаморфические породы с возрастом 2 млрд. лет и более. Данная структура прослеживается на Азиатском континенте в виде сплошной полосы древнейших отложений до 70° в. д., где она круто поворачивает на север. Ли Сы-гуан подчеркивает, что на участке пересечения с зоной Яньшань катазиатская геосинклиналь прерывается под воздействием скрытых тектонических факторов. На всем протяжении зоны наблюдается изгиб диагональных структурных линий в широтном направлении. Все эти признаки свойственны сквозным структурам.

В истории развития зоны Яньшань* преобладали тенденции к поднятию. Погружения имели место во второй половине кембрия и в силуре, к концу которого приурочено сокращение областей развития морских карбонатных отложений. Начиная с позднего палеозоя, зона Яньшань становится областью формирования прибрежных и континентальных фаций. Последние отлагались в широтно вытянутых наложенных впадинах и местами достигали значительных мощностей. Так, в северной части досинийского Таримского массива, по данным Хуан Цзичина, приуроченной к зоне Яньшань, общая мощность континентальных отложений в широтных депрессиях Восточно-Таримской и Куча достигала 16 км. Несмотря на наличие подобных депрессий, зона в целом существовала как система преобладающих приподнятых стабильных блоков, отделенных на севере от областей разновозрастной складчатости широтной границей [50].

Интрузивный магматизм в зоне Яньшань проявлялся начиная с докембрия, когда произошло внедрение отдельных гранитных массивов, имеющих местами широтное удлинение. Наиболее крупный массив расположен на востоке, в узле пересечения зоны Яньшань с меридиональным отрезком выходов докембрийских пород, слагающих п-ов Корея. В период мезокайнозойской активизации в их пределах и в восточной части зоны Яньшань внедрялись молодые граниты и сформировались отдельные поля кайнозойских базальтов. Палеозойские интрузивные массивы нехарактерны для зоны Яньшань и проникают в нее преимущественно на участке ее пересечения с меридиональной зоной нарушений, ограниченной 108—110° в. д.

Продолжение зоны Яньшань на восток за пределы континента на дне Японского моря, судя по сейсмическим и гравитационным данным, обоб-

* Здесь и далее при анализе истории развития сквозных зон использована серия статей А.Б. Рогова и В.Е. Хаина с соавторами, опубликованных в журнале "Советская геология" за 1954—1979 гг.

ценным В.А. Баскиной [31], образует главную широтную систему геофизических аномалий, которой отвечают также широтный пояс повышенного теплового потока и граница глубоководной впадины. На продолжении этой системы на восток наблюдается изгиб глубоководного желоба между островами Хонсю и Хоккайдо, что свидетельствует о значительной глубине ее заложения.

К зоне Яньшань близка по некоторым особенностям широтная зона Станового пояса, расположенная между 55-й и 57-й параллелями, однако она прослеживается на запад только до 115° в. д., где плавно поворачивает на юго-запад от области развития крупных докембрийских гранитоидов [26]. С зоной Яньшань ее сближают четкие границы, ширина (200—300 км), устойчивые тенденции к поднятию на протяжении всей истории ее развития с конца протерозоя, интенсивная активизация в мезозое, а также присутствие докембрийских и мезозойских гранитов при фактическом отсутствии палеозойских.

От Алданского щита Становой пояс отделен широтной зоной разлома, вдоль которого преобладающие северо-западные направления осей складчатости меняются на широтные. На востоке, на дне Охотского моря, продолжение зоны проходит вдоль северной границы глубоководной впадины и далее широтные структуры, по данным В.В. Оточкина, прослеживаются в архее Срединного хребта Камчатки.

Южнее зоны Яньшань между 30 и 35° с. ш. расположена еще одна близкая к ней по типу трансрегиональная широтная система дислокаций, восточная часть которой известна в литературе под названием зоны Циньлин. Зона в целом расположена в южной части описанной В.Е. Хайным [46] "Паропамиз-Циньлинской системы" с характерными для нее выходами на поверхность или неглубоким залеганием древнего кристаллического основания. По его мнению, заложение этой системы произошло в позднем докембрии на древней континентальной коре, составляющей единое целое с фундаментом Китайской платформы. Однако, судя по карте тектоники докембрия континентов, широтные дислокации прослеживаются уже в отдельных фрагментарных выходах архея. На крайнем востоке один из таких выходов приурочен к глыбовой структуре Дабешаня. На участке между 80 и 70° в. д. и этот пояс, подобно зоне Яньшань, поворачивает на север, проявляясь в Памирском блоке в виде выходов архея с дугообразно изогнутыми в северном направлении структурными элементами. К северу от 40-й параллели продолжением этого меридионального пояса служит полоса докембрийских образований, завершающая на западе зону Яньшань.

Описания широтных зон Циньлин и Яньшань, приводимые Ли Сыгуаном, во многом сходны. Вместе с тем он отмечает, что именно зона Циньлин — самая выдержанная по простиранию и влияние ее прослеживается далеко на восток, в пределы Японской островной дуги. Отмечается, что весь хребет Циньлин сложен поясами метаморфических образований, ориентированными только широтно. Северную краевую часть широтного пояса слагает докембрийский комплекс, представленный гранито-гнейсами, роговообманковыми сланцами, кварцитами и мраморами. К югу

они сменяются все более молодыми разновозрастными палеозойскими образованиями, сохраняющими широтное простирание. Согласно В.Е. Хаину [46], в венд-раннекембрийское время в рассматриваемой системе возникла полоса бассейнов типа окраинных морей, а в дальнейшем вплоть до девона структура характеризовалась геосинклинальным типом развития. Начиная с карбона, в ее пределах преобладали платформенные условия. В мезо-кайнозое тектонические деформации проявлялись в дифференциальных движениях блоков с образованием широтных цепочек наложенных впадин и разломов того же простирания. К югу за пределами зоны широтное простирание мезозойд сменяется меридиональным. Таким образом, зона Циньлин характеризуется более длительным периодом прогибания в палеозое, чем две предыдущие. Подобно вышеописанным, в ней пространственно сопряжены докембрийские и мезо-кайнозойские гранитоиды. Эта зона прерывается поясом меридионально вытянутых массивов палеозойских гранитов, ориентированным вдоль 102° в. д.

По некоторым признакам к этому типу широтных зон близка наиболее северная система широтных дислокаций Азиатского континента, расположенная между 74-й и 77-й параллелями. Заложение ее, по-видимому, также относится к докембрию, так как выступающие в ее пределах кристаллические сланцы и гнейсы южной окраины Карского массива с возрастом 2200 ± 100 млн. лет наряду с диагональным имеют и широтное простирание гнейсовидности [46]. В дальнейшем вся область развития описываемой зоны характеризовалась преобладанием тенденции к поднятию, на фоне которой после кратковременных прогибаний в конце палеозоя зона отчетливо проявилась в широтном простирании осей мезозойских складок и широтной вытянутости меловых и третичных наложенных впадин. В триасе в пределах этой зоны произошло внедрение траппов. Граниты имеют докембрийский и позднепалеозойский — раннемезозойский возраст.

Структура, ограниченная 63-й и 67-й параллелями, проявлена фрагментарно. Она имеет в основном скрытый характер, являясь упором, вдоль которого происходил разворот осей складок мезозойских отложений в широтном направлении. На карте докембрия континентов широтных дислокаций в ее границах не отмечено.

К существенно иному типу дислокаций (система нарушений второго типа, см. рис. 1) по сравнению с описанными принадлежит зона, условно ограниченная нами $44-50^\circ$ с. ш. На использованных в работе мелкомасштабных тектонических и геологических картах она выделяется несравненно менее отчетливо, а по ширине вдвое превышает упомянутые структуры. Эта зона также была заложена в докембрии, о чем свидетельствуют древнейшие широтные дислокации пород принадлежащего к ней докембрийского Ханкайского массива, однако на карте докембрийских образований продолжение ее на запад не отмечено. Несмотря на это, по некоторым другим признакам зона может быть прослежена через весь Азиатский континент, хотя отдельные ее звенья существенно различаются по истории развития. Общей чертой является приуроченность к ним различного по возрасту вулканизма, в результате на некоторых участках эта зо-

на совпадает с выделенным А.А. Моссаковским позднепалеозойским вулканическим поясом.

На востоке, на территории Приморья, в пределах описываемой зоны нами были выделены две подчиненные ей — Бикинская и Кавалеро-Дальнегорская — рудоконцентрирующие структуры. Они более подробно описаны в гл. III.

При анализе карт среднего масштаба устанавливается, что эта зона прослеживается на запад на территории КНР, МНР и Казахстана. На северо-востоке КНР к ней приурочены отдельные широтные разломы и цепочки кайнозойских впадин. На территории МНР она представлена несколькими более узкими поясами, выделенными В.И. Тихоновым на карте разломов МНР и И.К. Волчанской. По данным В.И. Тихонова, среди широтных нарушений МНР присутствует ряд крупных глубинных швов, сопровождающихся базитами и гипербазитами. В некоторых случаях не соблюдается двоякое расположение крупных разломов, ограничивающих вулканические пояса. Анализ магматизма этих поясов привел В.А. Баскину (устное сообщение) к выводу о том, что в местах их пересечения с меридиональными линеаментами возникают магматические узлы с участием основных и ультраосновных лав повышенной щелочности и ультракалиевых липаритов. В.И. Тихонов считает, что широтные нарушения на территории МНР заложены не позднее раннего палеозоя.

В отличие от описанных широтных структур яньшанского типа, для которых преобладали тенденции к воздыманию, описываемая зона пересекает различные по возрасту и по ориентировке геосинклинально-складчатые пояса. Таким образом, она значительно больше соответствует одному из ведущих признаков сквозных структур — скрытому характеру их проявления, чем системы дислокаций яньшанского типа. От последних описываемая зона отличается и особенностями магматизма: в восточной и центральной ее частях, как было установлено на Сихоте-Алине и в МНР, отдельные составляющие зоны служат экранами для крупных гранитных массивов. Однако в западной ее части, на территории Казахстана, широтные системы нарушений контролируют распространение палеозойских интрузивов. Общей особенностью магматизма зоны в целом является широкое развитие в ее пределах разновозрастных вулкаников — от палеозойских на западе до неоген-четвертичных на крайнем востоке (между 140 и 130° в. д.) и в центре (100 — 104° в. д.). На продолжении этой зоны на дне Японского моря установлены широтные гравитационные уступы и пояс повышенного теплового потока того же простираения [31]. Она же ограничивает с севера глубоководную впадину.

Известное сходство с предыдущей имеет широтная зона нарушений, расположенная между 20-й и 23-й параллелями. Для нее также характерна неоднородность по простираению. На западе, в северной части Индийской платформы она проявилась в широтном простираении осей докембрийских складок. В раннем и среднем палеозое на этом участке была суша, а в пермокарбоне возникла протяженная наложенная впадина того же простираения. В мезозое в пределах этого участка структуры господствовала тенденция к воздыманию: процесс завершился возникновением в кайнозое

отдельных континентальных депрессий. Развитие восточной части зоны протекало в существенно иных условиях. Здесь в первой половине палеозоя проходила граница между областью размыва на юге и прогибом с морскими отложениями на севере. Однако наиболее отчетливо присутствие широтного линейного элемента проявилось в виргации осей мезозойских складок.

Магматические породы в описываемой структуре представлены на западе докембрийскими гранитами и эоценовыми траппами, на востоке — мезозойскими гранитами. Кайнозойские базальты отмечены только на острове Хайнань. На дне Южно-Китайского моря эта зона прослеживается в качестве северной границы глубоководной впадины.

Переходя к рассмотрению меридиональных трансконтинентальных линейных элементов Азии, следует отметить, что большинство из них по неоднородности развития составляющих их звеньев и изменчивости геологических условий ближе к широтным структурам второго типа. Еще одной особенностью этих систем нарушения является кулисообразное расположение их звеньев, в результате чего в отдельных случаях бывает трудно решить — единая это зона или несколько сближенных зон. В этой связи интересно отметить, что из сравнения выделенной Ю.В. Комаровым "зоны Вебирс" с намеченной нами широкой зоной дислокаций между 95 и 112° в. д. можно заключить, что в обоих случаях были использованы близкие по характеру признаки. Однако там, где мы склонны видеть кулисообразно сменяющиеся друг друга по простиранию звенья собственно меридиональных структур, упомянутые авторы предполагают наличие секущей северо-восточной зоны. Вместе с тем анализ отдельных звеньев этой крупнейшей меридиональной системы дислокаций позволяет установить, что ее Бирманское звено ($95-100^\circ$ в. д.) с меридиональными складками в докембрийских отложениях и согласно вытянутыми массивами палеозойских гранитов не прослеживается на север за пределы зоны Циньлин. Западное обрамление этого звена отчетливо проявлялось в раннем палеозое как меридиональная граница между сушей и морем. На продолжении этого звена на юг в настоящее время находится меридиональный участок Восточно-Индийского подводного хребта. Севернее зоны Циньлин меридиональные скрытые нарушения прослеживаются восточнее между 102 и 112° в. д. Здесь простиранию структуры подчиняются выходы докембрийского основания и ориентировка осей складок в их пределах.

В южном обрамлении зоны Яньшань описываемая меридиональная зона на мелкомасштабной геологической карте выделяется неотчетливо, а к северу от нее проявляется только как область стыка различных по возрасту и характеру северо-восточных (на востоке) и северо-западных (на западе) структур. Кроме того, в пределах Сибирской платформы ей отвечает меридиональный отрезок поля выходов интрузивных траппов. Вместе с тем в локальных признаках, не отраженных на взятой за основу мелкомасштабной карте, эта часть описываемой системы дислокаций устанавливается с большой отчетливостью. Так, на территории МНР, по данным И.К. Волчанской и др., к скрытым меридиональным системам нарушений, расположенным между 102 и 112° в. д., приурочена главная масса мезозойских изверженных пород основного и щелочного состава, а также гра-

ниты, аномально богатые летучими и рудными элементами. Особенности размещения этих пород позволили выделить три более узкие сквозные структуры в границах следующих долгот: 102–104°, 105–107° и 111–112°. В узлах пересечения с этими структурами в широтных и северо-восточных офиолитовых поясах, расположенных на востоке МНР, размещаются ультраосновные массивы. Все три перечисленные сквозные структуры, согласно Ф.В. Данилову, прослеживаются далеко на север в пределы Сибирской платформы практически в тех же интервалах долгот (102–104°, 106–108° и 110–114°) и по глубине заложения достигают поверхности Мохоровичича.

В целом описываемая глобальная система дислокаций проявлялась в геологических признаках на протяжении всей истории развития региона. В раннем палеозое это преимущественно меридиональные поднятия, а на юге граница суши и моря. В девоне и карбоне возникли существенные различия в тектоническом режиме отдельных звеньев. Начиная с перми, тенденция к поднятию вновь стала преобладающей.

Столь же мощной является система дислокаций, расположенная западнее, в интервале 66–80° в. д. Возможно, что она в действительности шире и захватывает область развития меридиональных структур докембрия на востоке Индостана. Эта система дислокаций приурочена к крупному тектоническому рубежу, служащему, согласно Н.П. Хераскову, областью сопряжения широтных структур Тетиса с меридиональными Тихоокеанского сектора. Южная часть ее отвечает "Индо-Памирскому глубинному разлому" Б.А. Петрушевского. В качестве глобальной рудоконцентрирующей структуры она была впервые выделена М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном в 1968 г. как зона "Хребет Чагос – Карское море". Характерная ее особенность – трансконтинентальная протяженность от подводного хребта Чагос на юге, через меридиональные структурные элементы докембрия и поле развития меловых траппов Индостана, к скрытым меридиональным зонам Памира и Тянь-Шаня, подробнее описанным в гл. VI.

На территории Казахстана в отмеченном интервале долгот выделяется пять меридиональных зон разломов шириной от первых десятков до 150 км. Большинство из них прослеживается по геофизическим признакам и достигает поверхности Мохоровичича. Время возникновения этих систем дислокаций на территории Казахстана устанавливается как поздний протерозой или ранний палеозой. Они играют важную роль в развитии магматических процессов, являясь барьерами для формирования гранитоидов определенного возраста или контролируя зональность вулканических проявлений. Улутауская система глубинных разломов, обрамляющая зону с запада, определяет размещение массивов гипербазитов. В фундаменте Западно-Сибирской плиты зона "Хребет Чагос – Карское море", согласно Н.В. Соболевской, трассируется системой триасовых грабенов.

История развития этой зоны в раннем и среднем палеозое существенно различается на отдельных участках. Так, в ордовике южная часть зоны принадлежала к области размыва, а центральная и северная – к областям погружения, в пределах которых отдельные выступы суши были вытяну-

ты в меридиональном направлении. В дальнейшем область размыва устойчиво сохранялась на юге. В центральной и южной частях тектонической режим был неустойчивым и меридиональные структуры проявлялись преимущественно как границы областей размыва и морского осадкообразования. К концу палеозоя тенденция к поднятию усиливается на всем протяжении зоны, и в карбоне отмечаются лишь на севере меридионально вытянутые впадины с континентальными отложениями.

Эта меридиональная структура влияет на широтную зону Циньлин, западное окончание которой на участке их пересечения образует обращенную к северу дугу. Подобно вышеописанной зоне ($95-112^\circ$ в. д.), зона "Хребет Чагос — Карское море" неоднородна по простиранию и на отдельных участках имеет скрытый характер, разбиваясь на менее мощные системы нарушений.

Еще одна близкая по типу система меридиональных дислокаций прослеживается в зоне перехода от континента к океану в интервале $126-142^\circ$ в. д. Подобно двум предыдущим, она характеризуется значительной шириной и неоднородностью по простиранию, кулисообразным расположением отдельных звеньев. Восточная часть этой широкой зоны была ранее выделена Е.А. Радкевич вдоль Татарского пролива и прослежена на север, где она продолжается на дне Ледовитого океана как хребет Ломоносова. Самое южное звено этой зоны намечается на о. Хонсю, где вдоль 138-го меридиана расположен крупнейший разлом "Фосса-Магна". Продолжением этого звена на юг в пределах Тихого океана может условно считаться меридиональная цепочка островов Идзу, расположенная, однако, еще восточнее, вдоль 140-го меридиана.

Центральное звено этой структуры на востоке прослеживается в простирании складок палеозойских и мезо-кайнозойских комплексов Хоккайдо и Сахалина, а на континенте проявляется в виде меридиональных структурных элементов в отложениях докембрия [26]. На этом отрезке в ее пределах различными авторами установлены ряд протяженных меридиональных линейментов, в том числе Бриннеровский линеймент, подробно охарактеризованный В.А. Баскиной [31], Владивостокско-Буреинский и Буреинско-Ченгодинский меридиональные глубинные разломы, выделенные Ю.А. Ходаком и Сун Шу. Западная часть описываемого звена проходит через Алданский кристаллический массив, где отдельные узкие меридиональные пояса древнейших дислокаций прослеживаются в интервале $126-135^\circ$ в. д. (эти пояса подробнее описаны в гл. V). Наиболее северное звено данной системы дислокаций проявляется как граница складчатой области — раннего мела и краевого прогиба, сопровождающаяся меридиональными разломами и соответствующим разворотом осей мезозойских складок. На отдельных участках описываемая зона трансформируется меридионально вытянутыми цепочками третичных наложенных впадин.

В отличие от двух предыдущих эта зона проявляется на всем протяжении геологического развития региона, начиная с архея. На ранних этапах тектонический режим на отдельных ее участках был различен, но уже с ордовика в ее восточной части отчетливо обозначился меридиональный про-

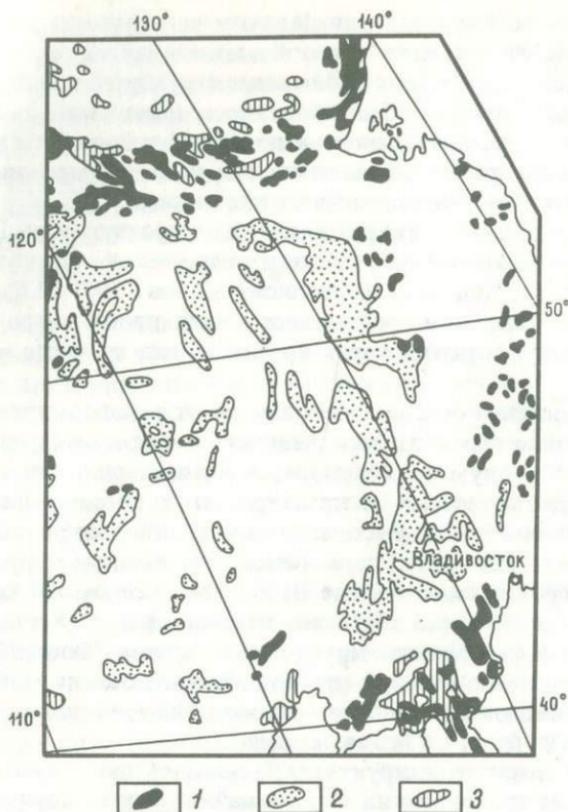


Рис. 2. Размещение гранитов на востоке Азии:

1 — мезо-кайнозойских, 2 — палеозойских, 3 — докембрийских

гиб, разделивший области размыва. В девоне и карбоне в западной части зоны проходила меридиональная граница между платформой и расположенной к востоку от нее геосинклиналью. В карбоне тенденция к поднятию стала преобладающей, и в дальнейшем описываемая зона проявлялась преимущественно как граница областей размыва и мелководных отложений, а на заключительном этапе как область развития наложенных впадин.

Магматические процессы неодинаково проявляются в отдельных составляющих описываемой зоны. Так, к северу от п-ова Корея вдоль 130° в. д. располагаются крупные меридионально вытянутые массивы палеозойских гранитов (рис. 2). Такие линеаменты, как Бриннеровский, трассируются дискретно расположенными узлами длительной эндогенной активности, характеризующимися контрастным и субщелочным магматизмом (подробнее см. гл. III). В восточной части зоны к югу от 55° с. ш. развиты поля молодых базальтов. Что касается проявления зоны на дне прилегающих акваторий, то наряду с упомянутым выше хребтом Ломоносо-

ва, обрамляющим зону с востока, отдельные ее составляющие прослеживаются по геофизическим признакам в Японском море.

На крайнем востоке континента намечается еще одна система меридиональных дислокаций, выделяемая условно между 170 и 180° в. д. Наиболее отчетливо выражен обрамляющий ее с запада линеамент, пересекающий Чукотку между 170 и 172° в. д. и продолжающийся в виде системы меридиональных хребтов по дну Тихого океана вплоть до Новой Зеландии. На континенте этот линеамент отчетливо проявлялся только в меловое время виргацией осей складок. На карте докембрия континентов он не получил отражения. Наличие его подтверждается рядом геофизических признаков. В восточной части Чукотки зона может быть намечена по конфигурации отдельных полей меловых и третичных эффузивов, по форме гранитных массивов и по наличию меридиональной системы разломов. Таким образом, нет доказательств древнего заложения этой системы дислокаций.

Следующая к западу более узкая структура проходит между 154 -м и 162 -м меридианами, включая значительную часть территории Камчатки. Эта структура также прослеживается к югу в виде подводного хребта примерно до 30° с. ш. На Камчатке меридиональные простирания проявлены в позднемезозойских комплексах Срединного хребта. Севернее залива Шелехова зона прослеживается по отдельным меридиональным элементам в выступах раннего архея, по ориентировке складчатости мезозоид и согласных с ней разломов. К северу от 80 -й параллели на его продолжении расположены, согласно А.И. Рассохо и его соавторам, меридиональные магнитные аномалии. В гл. IV осевая часть этой зоны описана под названием Омолоно-Камчатского линеамента. Отчетливо проявившись в докембрии, зона в дальнейшем обнаружила себя наиболее определенно только в позднем девоне, когда на фоне общего погружения наметилась как цепочка изолированных выступов суши. На всем протяжении позднего палеозоя, мезозоя и третичного времени к ней приурочена область поднятий, сопровождавшаяся местами цепочками палеогеновых и неогеновых наложенных впадин. Камчатское звено этой структуры, начиная с девона, контролировало интенсивный вулканизм.

Еще один узкий меридиональный линеамент, геологические особенности которого, однако, слабо изучены, — скрытая меридиональная структура восточного обрамления Урала, прослеженная по геофизическим признакам в зоне 60 -го меридиана через Аральское море и Устьюрт.

Приведенная характеристика ортогональной сетки сквозных зон нарушений позволяет сделать некоторые предварительные обобщения. Первое, что обращает на себя внимание, это резкие различия между сравнительно узкими, четко выраженными в геологических признаках как единое целое зонами типа Яньшань и широкими поясами скрытых нарушений, представляющими собой скорее системы кулисообразно расположенных крупных линейно вытянутых блоков. Последние включают подчиненные им по масштабам линеаменты того же простирания, глубина заложения которых, судя по многочисленным геофизическим данным, достигает, как правило, поверхности Мохоровичича.

2. Структуры широтно-меридиональной сети как первого, так и второго типа были заложены преимущественно в докембрии и в дальнейшем оказывали возмущающее действие на формирование структурного плана регионов, которые они пересекают. Широтные зоны типа Яньшань при ширине 200—400 км разделены пространством около 1500 км и более. В отличие от этого меридиональные системы блоков по своей ширине почти вдвое превышают разделяющие их пространства. Значительно более широкими, чем зоны типа Яньшань, являются широтные зоны второго типа.

3. Среди структур второго типа преобладают меридиональные, а среди широтных к ним относятся зоны, ограниченные $44-50^\circ$ и $20-23^\circ$ с. ш. Проведенный анализ позволил в то же время подметить одну общую для всех широтных структур особенность: продолжение их на дне прилегающих акваторий проходит по обрамлению глубоководных впадин эпиконтинентальных морей, подобно широтным структурам Южной Америки [44]. Что касается меридиональных зон, то на их продолжении находятся подводные хребты того же простираения, но значительно более узкие. По отношению к наиболее широким зонам эти хребты занимают краевое положение.

и нд
ш о!
W

5. Известные различия между широтными и меридиональными сквозными структурами намечаются и по их отношению к разновозрастным гранитным интрузивам. Среди широтных линеаментов зоны Яньшань, Циньлин и Станового хребта характеризуются сочетанием докембрийских и мезо-кайнозойских гранитных интрузивов. Палеозойские интрузии в их пределах появляются в основном в местах пересечения с меридиональными поясами дислокаций. Вместе с тем на рис. 2 отчетливо видны меридиональные цепочки крупных палеозойских гранитных интрузивов, контролируемые отдельными составляющими описанных выше меридиональных линеаментов, а на рис. 3 — вытянутые в том же направлении массивы палеозойских и мезо-кайнозойских гранитов.

В заключение кратко суммируем основные признаки двух типов сквозных систем дислокаций Азиатского континента.

широтн. 1. Системы типа Яньшань имеют широтное простираение и характеризуются:

- а) шириной не более 400 км;
- б) значительной протяженностью и глубиной заложения;
- в) проявлением в истории развития регионов в качестве единого структурного элемента, рассекающего структуры земной коры;
- г) преобладающей тенденцией к воздыманию в палеозое и образованию наложенных впадин в мезо-кайнозое;
- д) преобладанием гранитного магматизма докембрийского и мезо-кайнозойского возраста и отсутствием протяженных поясов палеозойских гранитных массивов;

- е) слабым развитием эффузивного магматизма;
- ж) отчетливым проявлением геологических признаков.

мерид. 2. Сквозные структуры второго типа характеризуются:

- а) шириной структур первого порядка, местами превышающей 1000 км;

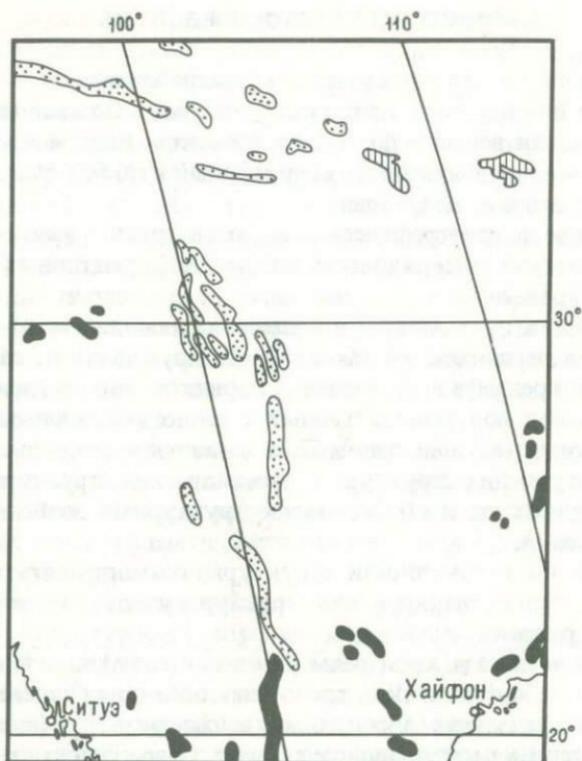


Рис. 3. Размещение гранитов на юго-востоке Азии. Условные обозначения см. рис. 2

б) трансрегиональной протяженностью и глубиной заложения, возможно превосходящей в отдельных случаях глубину заложения структур типа Яньшань (большинство сквозных структур последнего типа прерывается или меняет направление при подходе к меридиональной системе дислокаций "Хребет Чагос – Карское море");

в) проявлением в истории развития регионов в виде систем кулисообразно расположенных крупных линейных блоков;

г) различной историей развития отдельных звеньев, испытывавших дифференциальные движения;

д) приуроченностью к отдельным системам подобных дислокаций протяженных меридиональных цепочек палеозойских гранитных массивов;

е) приуроченностью к отдельным звеньям подобных систем: протяженных вулканических поясов;

ж) проявлением в завуалированной форме, преимущественно средоточием различного типа геологических, геофизических, морфоструктурных и прочих аномалий, ввиду чего они обнаруживаются только с помощью специальных методов анализа.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Методика морфоструктурного анализа, разработанная ранее [9, 10], была применена для изучения Азиатского материка. По этой методике на основе исследования рельефа по топографическим картам и материалам дистанционных съемок выявляется структурный каркас территории. Последовательность анализа следующая.

1. Установление на топографических картах и других разномасштабных изображениях земной поверхности наиболее информативных структурных показателей рельефа.

2. Генерализация этих данных и выделение главных морфоструктурных элементов в региональном масштабе, базирующееся на общих классификациях форм рельефа и определении порядков морфоструктур.

3. Сопоставление полученных данных с геологическими, магматическими и металлогеническими данными и выявление рудолокализирующих и рудоконцентрирующих структур, их типоморфных структурно-геоморфологических признаков и общих морфоструктурных особенностей размещения оруденения.

4. Выявление по совокупности структурно-геоморфологических данных аналогов рудоконцентрирующих структур и узлов, а также обоснование прогнозных рекомендаций.

К структурным показателям рельефа относятся: а) линейные элементы разного масштаба (от мелкой трещиноватости до крупнейших линейментов), б) распределение абсолютных высот рельефа (поле высот), в) характер и степень расчлененности рельефа. Совокупность этих показателей позволяет диагностировать морфоструктуры различного типа — линейные и объемно-площадные, а среди последних сводово-блоковые, разнообразные круговые и кольцевые.

Особое место в комплексных исследованиях занимает изучение сквозных и скрытых глубинных элементов, которые устанавливаются по ряду геоморфологических аномалий и обнаруживаются по следующим признакам.

1. Линейно ориентированным аномалиям в распределении фоновых высот рельефа: цепочкам депрессий, максимумов или минимумов высот рельефа, или чередованию последних.

2. Линейно ориентированным отклонениям в системах линейментов: изгибам продольных морфоградицирующих линейментов, резким азимутальным перестройкам господствующего морфоструктурного плана, зонам торцового сочленения и окончания морфообразующих систем и отдельных морфоструктур (хребтов, долин, горных цепей и т. п.).

3. Наличию речных долин и иных форм рельефа, поперечных к господствующей ориентировке хребтов.

4. Сложной внутренней блоковой расчлененности, ориентированным цепочкам кольцевых и купольных форм.

5. Секущему положению по отношению к хорошо выраженным в рельефе структурным элементам, основным и сопряженным с ними.

Выделяется несколько типов сквозных зон по особенностям неотек-

тонических деформаций, свидетельствующих о горизонтальных и вертикальных движениях глубинных масс. Это зоны изгиба или поворота главных морфоструктурных элементов, смены их простираний, зоны сквозных относительных минимумов или максимумов горного рельефа.

В результате анализа рельефа Азии по физико-географическому атласу мира м-ба 1:25 000 000 была составлена морфоструктурная карта. Выделены главные протяженные линейные элементы рельефа трех порядков: 1) наиболее крупные, разделяющие области, резко отличающиеся либо по типу рельефа, либо по преобладающему простиранию линейных элементов более высоких порядков; 2) ограничивающие разнородные блоки, различающиеся по высотной характеристике рельефа или по его морфологическим особенностям; 3) являющиеся элементами внутренней структуры блока, осложняющие ее или подчеркивающие направление простирания более крупных структур.

Морфоструктурное изучение такого крупного региона, как Азия, позволило не только установить поведение линейных ортогональных морфоструктур и закономерности размещения их в масштабе материка, но и выявить другие структурные особенности территории, например крупнейшие круговые структуры.

По морфологическим особенностям рельефа и структурному плану проведено структурно-геоморфологическое районирование материка (рис. 4). В его пределах выделяются центральная часть и периферическая, так называемая "континентальная окраина". Основное различие этих двух крупных морфоструктурных подразделений заключается в степени контрастности рельефа. Так, окраина континента характеризуется резким чередованием поднятий и опусканий. При этом депрессионные области занимают значительные площади (около 40%).

Центральная часть материка разделяется на несколько крупных геоморфологических провинций, каждая из которых характеризуется прежде всего единством морфологического облика, определенным высотным уровнем, а также свойственными только ей закономерностями размещения элементов внутренней структуры. Здесь выделяются: I — Западно-Сибирская депрессионная равнина, II — Восточно-Сибирское плоскогорье, III — Верхоянско-Колымское плоскогорье, IV — Уральская горная цепь, V — Восточно-Казахстанское поднятие, VI — Каспийская депрессия, VII — Алтае-Саяно-Хангайское горное поднятие, VIII — Забайкальско-Хэнтэйское горное поднятие, IX — Алданско-Становое поднятие, X — Центрально-Азиатское (Гобийское) плато, XI — Гималайско-Тибетская высокогорная область, XII — Средне-Азиатские горные цепи, XIII — Иранское нагорье, XIV* — Тавр.

В периферической части материка выявляются следующие провинции: XV — Корякско-Камчатская, XVI — Хингано-Сихотэ-Алинская, XVII — Великая Китайская равнина и бассейны рек Ганьцзян и Сянцзян — п-ов Корея, XVIII — Наньлин-Юньнань-Гуйчжоуское нагорье — хр. Аракан-Йо-

*Находится за пределами площади схемы.

Ксерокс

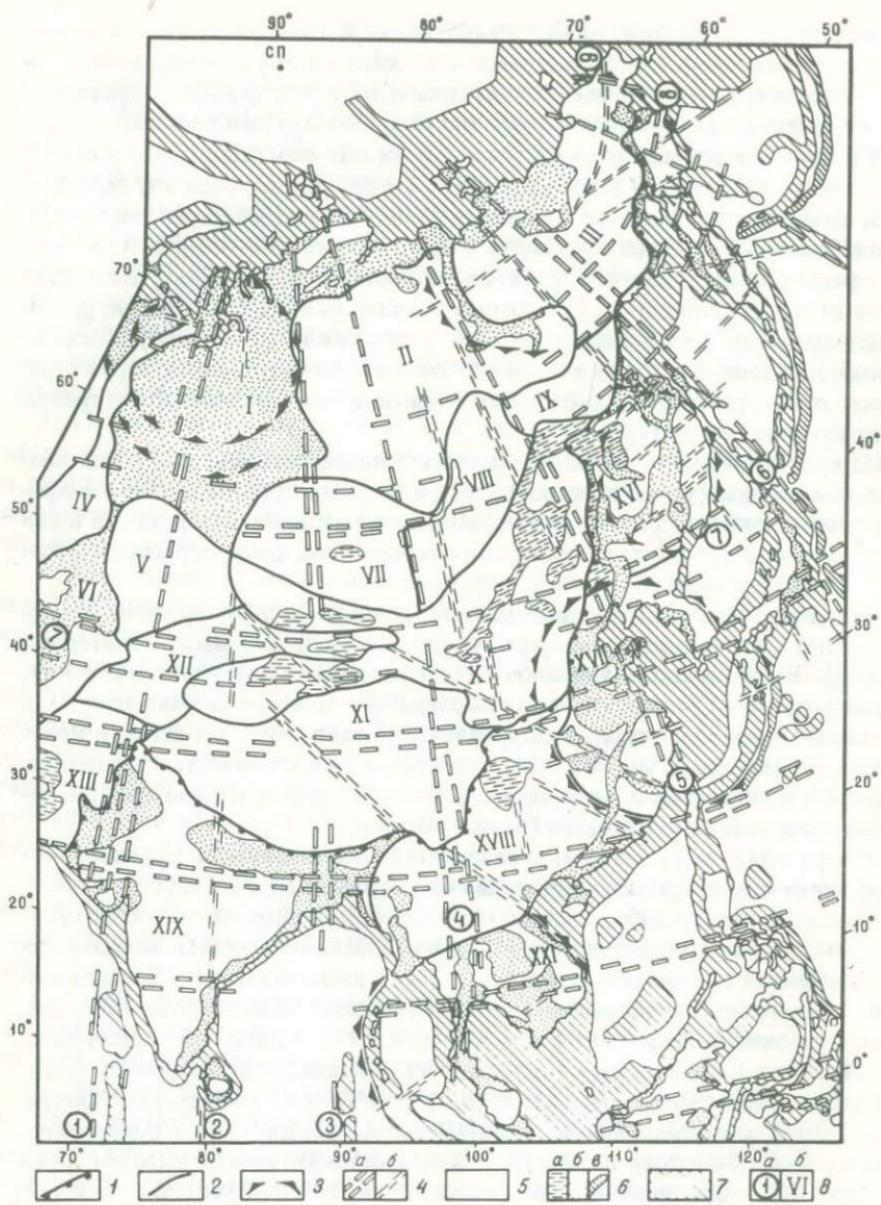


Рис. 4. Схема морфоструктурного районирования Азии.

Границы: 1 – между центральной и периферической (континентальной окраиной) частями материка, 2 – геоморфологических провинций, 3 – крупных круговых структур; 4 – сквозные зоны: а – трансконтинентальные, б – прочие; 5 – относительно приподнятые области и блоки на континенте; б – относительно погруженные области и блоки: а – внутриворонные и межгорные впадины и котловины, б – депрессионные области и зоны, в – глубоководные впадины (желоба); 7 – наиболее поднятые блоки дна морей и океанов (области шельфа, архипелаги и банки); 8 – индексы структур (названия их см. текст): а – сквозных зон, б – геоморфологических провинций

ма, XIX — Индостанская, XX* — Аравийская, XXI — Никобарско-Индокитайская. В периферическую часть материка включены острова и полуострова, а также ряд окраинных морей и океанические области, ограниченные двухсотметровой изобатой. От более глубоководной части они, как правило, отделены перегибом в рельефе дна. Границы между перечисленными провинциями довольно условны, поскольку вся периферическая часть материка представляет собой чередование депрессионных и поднятых блоков, расположенных кулисами.

Наиболее отчетливые границы между крупнейшими геоморфологическими провинциями наблюдаются в тех случаях, когда их разграничивают элементы структуры, образующие ортогональную сеть. Так, Хингано-Сихотэ-Алинская провинция (XVI) на севере ограничена широтной Удоканской депрессией, на юге — широтной Владивостокской зоной и ее продолжением на запад. Индостанская провинция (XIX) отчетливо отделена от соседних меридиональными линейными структурами: на западе линией Мальдивские острова — п-ов Ямал, а на востоке линеаментом вдоль 90° в. д.

На севере окраина континента в основном представлена депрессионными зонами: это северная оконечность Западно-Сибирской равнины, в том числе п-ов Ямал и др.; Хатырская депрессия; равнина в низовьях р. Индигирки. Шельфовая зона имеет значительную ширину и отделена от глубоководной части протяженным уступом.

Наблюдается значительный перепад высот между собственно материковой частью и континентальной окраиной. Так, на западе между провинциями Иранское нагорье (XIII) и Индостанской (XIX) он составляет более 2000 м. Гималайско-Тибетская провинция (XI) возвышается над Индостанской (XIX) и Наньлин-Юньнань-Гуйчжоуским нагорьем (XVIII) более чем на 3000 м. На востоке Центрально-Азиатское плато (X) приподнято над Хингано-Сихотэ-Алинской провинцией (XVI) почти на 1000 м. Подобная же картина отмечается и на северо-востоке Азии, где, в частности, Алданско-Становое поднятие (IX) воздымается более чем на 2000 м над дном Охотского моря.

Помимо диагональных или дуговых линеаментов имеется сеть широтных и меридиональных. Характер выражения их в рельефе и структурная характеристика неоднозначны для различных частей материка и меняются по простиранию. Линеаменты ортогональной сети относятся к семейству сквозных зон. Они трассируются через различные морфоструктурные провинции, на отдельных участках совпадают с границами крупных морфоструктур и даже определяют конфигурацию некоторых из них.

Меридиональные линейные структуры образуют на материке относительно густую сеть (через $10-15^\circ$). Мощность их довольно значительна в приэкваториальной зоне и несколько уменьшается к высоким широтам. Очень часто наблюдается слияние двух различных зон. Так, например, меридиональная структура 1 — Мальдивские острова — п-ов Ямал — на севе-

* Находится за пределами площади схемы.

ре сливается с более восточной зоной 2 — о. Шри-Ланка — р. Пур (см. рис. 4).

Сквозные зоны разделяются на два подтипа: а) крупные трансконтинентальные, уходящие в прилежащие акватории, хорошо прослеживающиеся на всем протяжении в рельефе и трассирующиеся через весь материк; б) выявленные по данным морфоструктурного анализа лишь на отдельных участках. Последние иногда в виде таких фрагментов можно проследить на довольно значительном протяжении. Такова зона о. Шри-Ланка — р. Пур, зона оз. Хамун в Иранской морфоструктурной провинции (XIII) и др.

Особо остановимся на сквозных структурах меридиональной ориентировки, оказывающих влияние на конфигурации как материка, так и отдельных площадных морфоструктур. Такова зона Мальдивские острова — п-ов Ямал (1), при пересечении с которой граница центральной и периферической частей континента имеет резкий изгиб, и происходит как бы выдвигание к югу более западной Иранской морфоструктуры (XIII).

По зоне 4, проходящей через р. Меконг на юге, оз. Хубсугул и м. Челюскин на севере, происходит как бы стык крупных линеаментов, ограничивающих морфоструктурные провинции VII и VIII с юга и севера. Линеамент, ограничивающий с юга Гималайско-Тибетскую провинцию (XI), резко изгибается к югу и юго-востоку на ее долготе. На меридиане этой же зоны происходит изменение простирания структур гор Бырранга и всей системы составляющих ее линеаментов. Протяженная и достаточно мощная зона 5 (Филиппинско-Тайваньская — устье р. Оленек) обуславливает границы морфоструктур (западная граница Верхояно-Колымской морфоструктуры III), а также стык и изменение простирания крупнейших линеаментов (например, изгиб Монголо-Охотского пояса). Зона 6 (Охотско-Сахалинско-Японская) определяет контур восточного побережья материка.

Широтные линейные структуры, выделенные нами ранее на Северо-Востоке СССР и Камчатке, а также в Сихотэ-Алине и прилежащих зарубежных территориях, в том числе в КНР [31], на представленной схеме прослежены далее в глубь материка. Анализ проявления их в морфоструктуре и распределения на площади материка позволил сделать ряд выводов как об общепланетарных особенностях ортогональной сети, так и каждой из выделенных структур. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что широтные зоны по простиранию имеют неодинаковую ширину и по-разному выражены в рельефе.

Имеются мощные зоны (первого типа) — это единые непрерывные пояса. Они прослеживаются на значительные расстояния, практически идут сквозь весь материк. Ко второму типу относятся зоны, также прослеженные через весь материк, но неодинаково выраженные в рельефе на отдельных участках. Они, как правило, меньше по ширине. И, наконец, широтные зоны третьего типа, выделенные на небольших отрезках. Чаще всего они прослеживаются лишь вблизи побережья и не идут далеко в глубь материка. Они отнесены к категории "прочих" сквозных структур наряду со сквозными зонами такого же рода других простираний (см. рис. 4).

Рассмотрим закономерности распределения этих зон на материке. Зоны первого типа широтного простирания тяготеют к приэкваториальной части материка, второго — распространены к северу от 50° с. ш. Наблюдается сгущение широтных зон третьего типа вдоль побережья Тихого океана. Зоны этого типа других простираний расположены по нормали к береговой линии. Так, вдоль побережья Чукотки и Камчатки, а также южной части КНР и Индокитая они имеют преимущественно северо-западное простирание, вдоль южного побережья Бангладеш — меридиональное.

Исходя из полученной картины распределения ортогональной сети линеаментов по площади материка можно заключить, что наблюдается закономерное расположение мощных поясов линеаментов меридионального простирания. Величина шага между ними составляет приблизительно 20° . Крупнейшие широтные трансконтинентальные пояса имеют явную приуроченность к субтропической и экваториальной зонам. Например, зона 7 (см. рис. 4), представляющая собой в восточной части континента крупнейший Яньшаньский пояс, протягивается от побережья Японского моря до южной окраины Черного моря. На всем простирании она прослеживается по крупнейшим орографическим единицам, таким как широтные хребты Тянь-Шаня, межгорные впадины Центральной Азии и др. В то же время на севере широтные трансконтинентальные зоны (Гижигинская — 8, Чукотская — 9 и др.) выражены значительно слабее, часто фрагментарно, представлены отдельными линеаментами.

Если теперь обратиться к сравнению результатов, полученных при анализе структурно-геологической и морфоструктурной схем, то в первую очередь следует отметить хорошее совпадение положения в пространстве главных широтных линеаментов, выделенных на обеих схемах, особенно широтных зон нарушений. Что касается меридиональных линеаментов, то некоторые из них, выделенные на геологической схеме как сплошные пояса, на морфоструктурной проявлены фрагментарно. Это относится, например, к поясу $95-112^\circ$, в пределах которого на морфоструктурной схеме на всем протяжении прослеживается лишь более узкая зона, тяготеющая к сотому меридиану. В отдельных случаях линеаменты, установленные морфоструктурным анализом, являются более узкими, обрамляющими по отношению к мощным поясам, выделенным по геологическим признакам. Такие соотношения наблюдаются, например, для пояса "Хребет Чагос — Карское море".

РОЛЬ ОРТОГОНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ СКВОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ В РАЗМЕЩЕНИИ РУДОНОСНЫХ И НЕКОТОРЫХ НЕФТЕ- И ГАЗОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Зоны широтных и меридиональных дислокаций, выделенные по геологическим признакам, избирательно контролируют размещение рудоносных и некоторых нефтеносных площадей (рис. 5). Наиболее насыщены выходами полезных ископаемых на всем протяжении некоторые меридиональные структуры. К ним в первую очередь относится пояс "Хребет Чагос — Карское море" ($66-80^\circ$ в. д.), в границах которого на крайнем

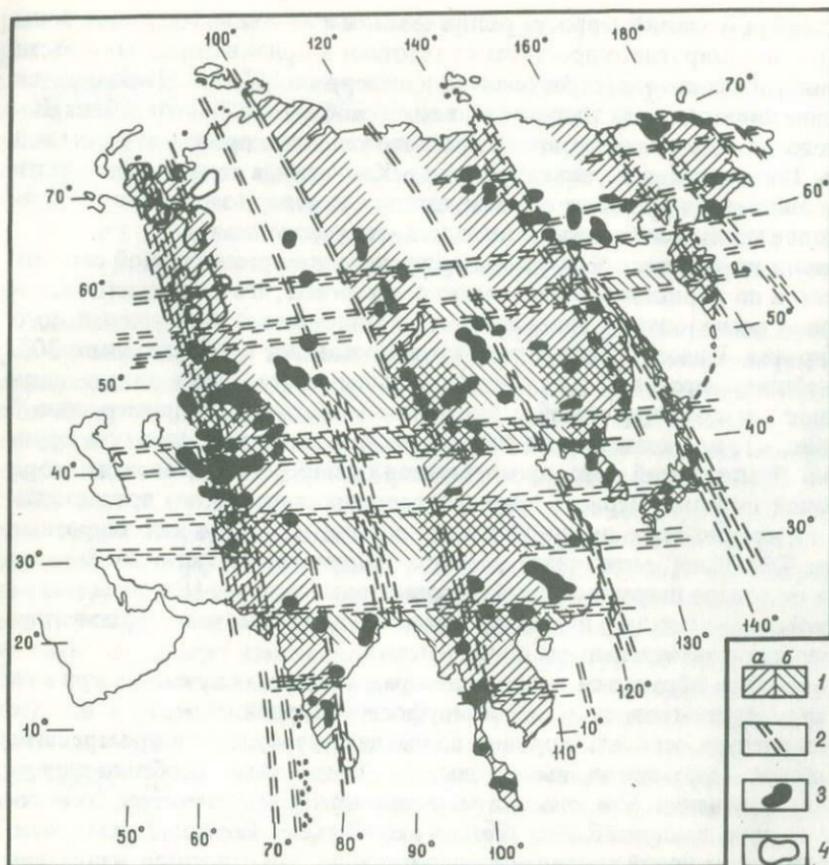


Рис. 5. Схема соотношений рудоносных, нефте- и газоносных площадей с ортогональной системой нарушений Азии.

1 – главные ортогональные системы нарушений, выявленные на основе анализа геологических данных: а – меридиональные, б – широтные; 2 – то же, по морфоструктурным данным; 3 – рудоносные площади; 4 – нефте- и газоносные площади

юге находятся крупные железо- и золоторудные месторождения Индии, а севернее – наиболее продуктивные рудные провинции Тянь-Шаня и Центрального Казахстана с разнообразными по составу месторождениями. Ввиду значительной ширины этой структуры первого порядка в нее входят отдельные фрагменты специализированных поясов иных простираний, например субширотный Южно-Ферганский ртутный пояс, расположенный на западном продолжении зоны Яньшань.

Несомненно также металлогеническое значение меридионального пояса, границы которого проходят по 126 и 142° в. д. В его пределах расположены крупные вольфрамовые и золоторудные месторождения п-ова Корея, полиметаллические месторождения о. Хонсю, а на территории СССР рудные провинции Приморья и Приамурья с месторождениями оловоруд-

ного, вольфрамового и других типов. Внутри этих поясов отдельные выходы полезных ископаемых образуют местами меридиональные цепочки, приуроченные к отмеченным более узким линеаментам. Такова, например, цепочка нефтяных и газовых месторождений в северной части пояса "Хребет Чагос — Карское море" или меридиональная цепочка железорудных месторождений юга Сибирской платформы, описанная А.И. Шипициным и К.Н. Анисимовым.

Наибольшая плотность рудоносных площадей наблюдается на участках пересечения меридиональных поясов с некоторыми крупнейшими широтными системами нарушений. Среди последних наиболее значима сквозная структура, отнесенная ко второму типу линеаментов, с условными границами по 44-й и 50-й параллелям. Область пересечения ее с центральным (95–112° в. д.) меридиональным поясом включает рудоносные площади Забайкалья и северной части МНР, а на пересечении с поясом "Хребет Чагос — Карское море" сосредоточены рудные объекты Центрального Казахстана. Существенную металлогеническую роль играют и участки пересечения зоны "20–23° с. ш." с меридиональными линеаментами, к которым на востоке приурочены рудоносные площади на юге КНР, а на западе железорудные и марганцевые месторождения северной части Индии.

Рудоконцентрирующая роль зоны Яньшань наиболее отчетлива в области влияния линеамента "Хребет Чагос — Карское море", где вдоль 40-й параллели сконцентрированы в виде узкой полосы рудоносные площади Тянь-Шаня. Рудные месторождения на севере п-ова Корея расположены в восточной части зоны Яньшань на пересечении с меридиональным поясом "125–142° в. д."

Отдельные рудоносные площади контролируются более узкими широтными и меридиональными линеаментами, выделенными по морфоструктурным признакам (см. рис. 5). Среди них наиболее насыщены полезными ископаемыми меридиональные зоны Мальдивские острова — Обская губа (68–72° в. д.), Охотско-Сахалинская (142–144° в. д.) и примыкающая к ней Алдано-Мяочанская (140–142° в. д.). Первая из них входит в состав трансконтинентальной зоны нарушений "Хребет Чагос — Карское море", две другие приурочены к восточному ограничению широтной системы дислокаций (126–142° в. д.), выявленной по геологическим признакам. Среди широтных зон, выделенных морфоструктурным анализом, максимально рудонасыщены восточные отрезки линеаментов 60-й и 64-й параллелей, структура, обрамляющая с юга зону Яньшань, и линеамент 23-й параллели. Сгущение рудоносных площадей в местах пересечения отдельных широтных и меридиональных линеаментов, выделенных на морфоструктурной схеме, менее отчетливо, чем на участках пересечения более широких зон, выделенных по геологическим признакам.

На рис. 5 можно также видеть ряд отклонений от установленных наиболее общих закономерностей в размещении рудоносных и нефтеносных площадей, что однако не затушевывает общую тенденцию. Таким образом, на Азиатском континенте, так же как и в Африке, Северной и Южной Америке, в Западной Европе [20], выделяется ряд сквозных трансконтинентальных линеаментов, имеющих рудоконцентрирующее значение и, в част-

ности, контролирующих многие месторождения нефти и газа. На рис. 5 показаны только те из них, которые подчеркивают продолжение структуры "Хребет Чагос — Карское море" в пределы Западно-Сибирской плиты. Более детально особенности связи оруденения с широтно-меридиональной системой сквозных нарушений рассматриваются в последующих главах, посвященных отдельным регионам.

Глава III. РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПРИМОРЬЯ

Рудные месторождения Приморья и закономерности их распределения изучаются более 50 лет. В 40—50-х гг. сложились основные представления о геологии и металлогении Приморья, а также о главных факторах, контролирующих размещение эндогенного оруденения. Эти представления обобщены и наиболее полно изложены в работах Е.А. Радкевич. По Е.А. Радкевич, И.Н. Говорову и др., главные металлогенические зоны Приморья вытянуты в северо-восточном направлении параллельно структурно-фациальным зонам и разделяющим их структурным швам. В направлении от берега моря в глубь континента прибрежная полиметаллическая зона с гидротермальными касситерит-сульфидными и скарновыми полиметаллическими, магнетитовыми и боро-силикатными месторождениями сменяется главным оловоносным поясом, вытянутым вдоль Главного синклинория Сихотэ-Алиня и насыщенным рудопроявлениями и месторождениями касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и кварцево-касситеритовой формаций, с единичными олово-колчеданными проявлениями.

К Центральному структурному шву приурочена обособленная олововольфрамовая металлогеническая подзона. Западнее в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня расположен металлогенический пояс фемического профиля с минерализацией меди, молибдена, никеля, ртути и с комплексом неметаллических ископаемых (асбест, апатит и др.). Внутри металлогенических зон рудная минерализация сосредоточена в участках пересечения разнонаправленных нарушений и контролируется магматогенными структурами — палеовулканическими центрами, надвентризивными куполами, свитами даек, субвулканическими телами.

Позже было установлено [20, 39], что наибольшая концентрация рудопроявлений наблюдается в периферических частях сводов (Фурмановского, Дальненского и в особенности Журавлевского). Подавляющее большинство известных рудных месторождений сосредоточено в широтной Кавалерово-Дальнегорской и на флангах меридиональной Чалбинско-Бриннеровской сквозных зон; кроме того, ряд месторождений и рудопроявлений, относящихся к наиболее продуктивным скарново-полиметаллической, касситерит-силикатной и другим рудным формациям, контролируются нарушениями южного и северного ограничений Бикинской зоны. Эти факты, хорошо увязывающиеся со структурной, геолого-магматической и геохимической спецификой перечисленных сквозных зон, и привели к представлениям о специфических — рудоконцентрирующих — структурах.

В основе гипотезы лежат представления о том, что наиболее крупные эндогенные рудные месторождения являются геолого-геохимическими аномалиями и локализация их происходит лишь в некоторых структурах, где тектоно-магматические факторы контроля оруденения были проявлены наиболее интенсивно, полно и многократно и где, кроме того, на разных этапах развития имели место редкие или уникальные для района тектоно-магматические явления.

Такие особенности имеют немногие структуры, прослеживаемые как единые протяженные сквозные зоны. Предполагается, что именно в пределах таких структур в тех случаях, когда они пересекают региональные металлогенические зоны, следует ожидать максимальных рудных концентраций соответствующего типа.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Рудоконцентрирующие структуры Приморья в настоящее время охарактеризованы более подробно и разносторонне [31], чем другие, так как именно здесь они были впервые выделены и их типоморфные признаки суммированы.

Представления о факторах контроля оруденения в Приморье, сложившиеся уже в 40–50-х гг., по большей части сохраняют свое значение доныне.

Исследователи Приморья широко использовали разработанную к тому времени Ю.А. Билибиным, С.С. Смирновым, М.Б. Бородаевской и другими исследователями концепцию о парагенетической связи оруденения с магматическими комплексами. Они подчеркивали также факт преимущественной локализации промышленных полиметаллических и редкометалльных руд в участках скопления мелких (порфирировых) интрузивных тел пестрого состава и свит даек, а не в крупных гранитоидных батолитах. В работах этих авторов, кроме того, было показано, что именно магматические серии с ранними основными фазами и высоким градиентом отношения K/Na — "монцитонитоидные" — сопровождаются касситерит-силикатным и касситерит-сульфидным оруденением, причем такие серии (в отличие от гранодиорит-гранитных с кварц-касситеритовым оруденением) рассматривались как дифференциаты базальтовой магмы.

Представления о ведущей роли структурного контроля в размещении рудных месторождений Приморья развивались М.П. Русаковым и Г.П. Воларовичем, подчеркивающими приуроченность месторождений к пересечениям региональных зон нарушений северо-восточного (продольного) и северо-западного (поперечного) направлений. Ими было отмечено, что такие зоны не всегда картируются непосредственно и для их выявления следует использовать косвенные признаки — ограничения полей эффузивов, выходы интрузий, минерализованные поля, а также прямолинейные отрезки речных долин и другие элементы рельефа.

В 1958 г. Е.А. Радкевич и И.Н. Томсон установили, что именно поперечные северо-западные зоны преимущественно вмещают месторождения. Широтные зоны такого типа, по данным этих авторов, контролируют размещение разновозрастных изверженных пород (включая третичные ба-

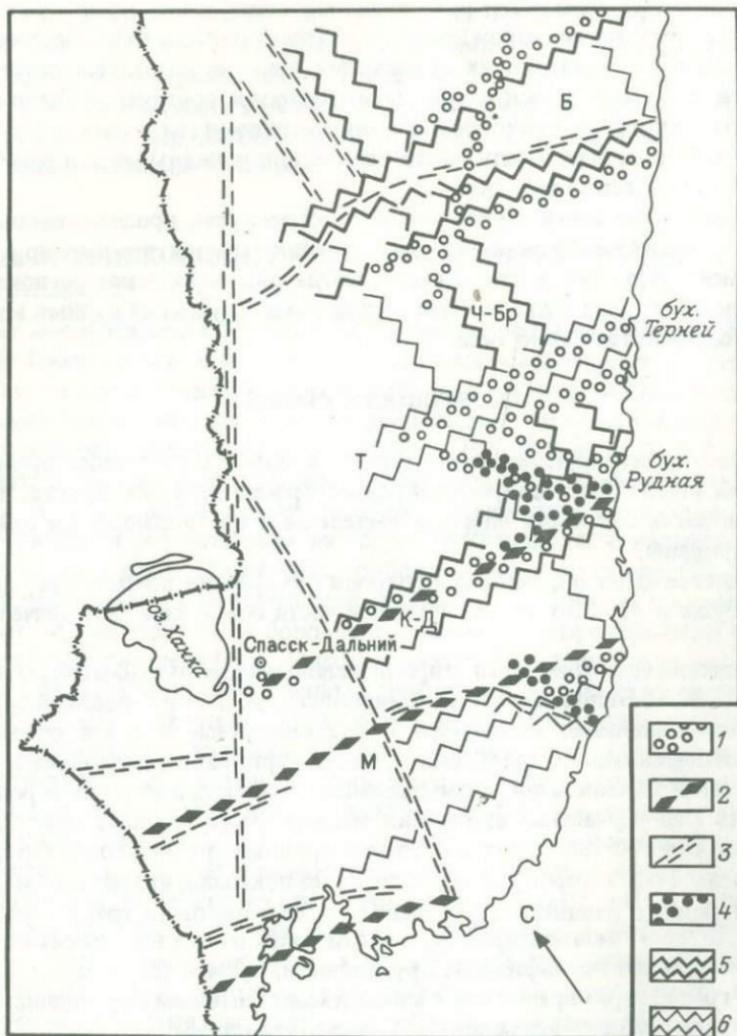


Рис. 6. Схема размещения главных сквозных линейных зон Приморья.

1-4 - зоны скрытых глубинных разломов, по Е.А. Радкевич: 1-2 - устанавливаемые по: 1 - размещению магматических образований, 2 - ориентировке орографических депрессий вдоль молодых разломов; 3 - разломы, контролирующие ртутную минерализацию; 4 - зоны, контролирующие рудные месторождения; 5-6 - сквозные зоны, по [31], установленные при анализе рельефа, геологических неоднородностей, макротрещиноватости, размещению магматических образований: 5 - главные, рудоцентрирующие (Б - Бикинская, К-Д - Кавалерово-Дальнегорская, Ч-Бр - Чалбинско-Бриннеровская), 6 - второстепенные (Т - Тернейская, М - Маргаритовская)

зальты), эоценовых угленосных впадин, рудопроявлений сурьмы и ртути. Как северо-западные, так и широтные и меридиональные нарушения были охарактеризованы ими как независимые от складчатых структур, часто определяющие морфологию складок, весьма протяженные, отражающие систему глубинных расколов. В итоге была намечена сеть региональных рудоконтролирующих линейных нарушений (рис. 6). Предлагалось картировать такие зоны по наборам косвенных геологических и геоморфологических признаков, из которых наиболее общим является поясовое сгущение трещиноватости. Подчеркивалось, что такого рода зоны являются не металлогеническими, в строгом смысле, а рудоконтролирующими и могут заключать месторождения разных металлов. w

Исходя из структурного контроля особенно благоприятными для локализации оруденения считались участки пересечений линейных зон нарушений (в том числе скрытых зон нарушений, поясов повышенной трещиноватости) северо-западного и широтного направления с северо-восточными (продольными) структурными швами. СК/102
m.02

Сложившиеся представления о контроле оруденения были реализованы для локального прогнозирования новых месторождений в известных рудных районах. Такая работа в Кавалеровском районе проведена коллективом геологов ИГЕМ (И.Н. Томсон, 1963 г.). В ходе исследования были использованы: анализ трещиноватости, картирование поясов трещиноватости, разломов, геологических аномалий (изменений простираний осей складок, ундуляций шарниров складок и др.), полей сгущения вулканитов в раннемезозойских осадочных толщах, участков наибольшей концентрации свит даек, геологических ореолов и рудопроявлений. В результате выяснилось, что все перечисленные элементы в Кавалеровском районе группируются в узкие пояса широтного и меридионального простирания. Наличие таких поясов интерпретировалось как существование "скрытых" разломов глубокого заложения. Близкие или аналогичные признаки контроля оруденения отмечены и в большинстве других рудных полей и месторождений Приморья.

Необходимо отметить, что в подавляющем большинстве случаев в исследовании, касавшихся выявления тектоно-магматических факторов контроля эндогенного оруденения, речь шла о качественных связях, так что термин "оруденение" равно относился ко всему ряду постмагматической минерализации, независимо от масштабов.

Гипотеза о рудоконцентрирующих структурах возникла благодаря развитию новых методов, в первую очередь морфоструктурного анализа. В 1965 г. И.К. Волчанской на территории Приморья по морфоструктурным признакам выявлены две широтные системы нарушений, качественно отличающиеся как от других нарушений этого направления, так и от продольных и меридиональных структурных швов. Эти две широтные полосы, известные в настоящее время под названиями Кавалерова-Дальнегорской и Бикинской, были описаны как мощные зоны блокового дробления с активным дифференцированным перемещением блоков. Отмечалось, что эти долгоживущие протяженные зоны пересекают Приморье, уходя на запад в глубь континента, а на востоке прослеживаются на дне // Мф.

Японского моря. Было отмечено также, что проявления андезитового и базальтового магматизма (самаргинская и кузнецовская свиты) контролируются секущими по отношению к простиранию мезозойской складчатости разломами глубокого заложения, имеющими преимущественно субширотные и близмеридиональные направления. В 1966 г. М.А. Фаворской и др. впервые намечены подходы к "металлогенической концепции сквозных линейментов", которая была сформулирована позднее [39].

В отличие от распространенных представлений о тектоническом контроле любых проявлений рудной минерализации независимо от их масштаба в концепции о рудоконцентрирующих структурах подчеркивалось, что промышленные, в первую очередь крупные и уникальные, месторождения отличаются тектонической позицией от мелких рудных объектов.

Факты контроля месторождений широтными зонами или существования региональных нарушений широтного простирания на участках, вмещающих рудные месторождения, описывались и ранее. Так, Д.И. Ивлиевым отмечалось, например, что рудные месторождения Дальнегорского и Кавалеровского районов образуют единый пояс и, по-видимому, контролируются единой ослабленной зоной и единым поднятием широтного простирания. Более детальную характеристику этой зоны нарушений как системы скрытых разломов фундамента дал И.Н. Томсон в 1956 г., отметив не сплошное, а узловое распределение оруденения вдоль нее. На западном продолжении зоны также был известен ряд широтных нарушений, например граница Вознесенской и Гродековской подзон Ханкайской зоны [16], нарушения вблизи Кокшаровского массива, Нежданковский разлом и др. Однако применение новых методов анализа рельефа и дистанционных изображений поверхности Земли позволило выявить элементы структурного единства у площадей с разнородным геологическим строением, их принадлежность к линейным сквозным поясам и обособленность от окружающих территорий. В дальнейшем для характеристики рудоконцентрирующих зон Приморья и поисков зон-аналогов были применены как новые, так и ранее апробированные методы [2, 31]. Было установлено, что эталонная Кавалерово-Дальнегорская зона в морфоструктурах представлена как пояс относительного понижения фоновых высот водоразделов шириной до 70 км, протягивающийся между крупными сводовыми поднятиями. Это система поясовых аномалий рельефа, наиболее четко выраженных в виде сквозных antecedентных речных долин, уступов их бортов, кайнозойских депрессий, параллельно которым с севера протягивается полоса относительно приподнятых морфотектонических горстов и грабенов, ориентированных широтно и ограниченных широтными и меридиональными разломами. Именно преобладание блокоограничивающих элементов такой ориентировки позволяет отчетливо выделять зону на фоне северо-восточных и северо-западных простираний, характерных для линейных морфоструктур остальной территории. Блоковая расчлененность рельефа внутри зоны интенсивнее, чем за ее пределами, причем наиболее сложная система мелких блоков свойственна выступам древнего фундамента. Среди региональных линейных сквозных морфоструктур Кавалерово-Дальнегорская принадлежит к зонам первого порядка [31, рис. 6].

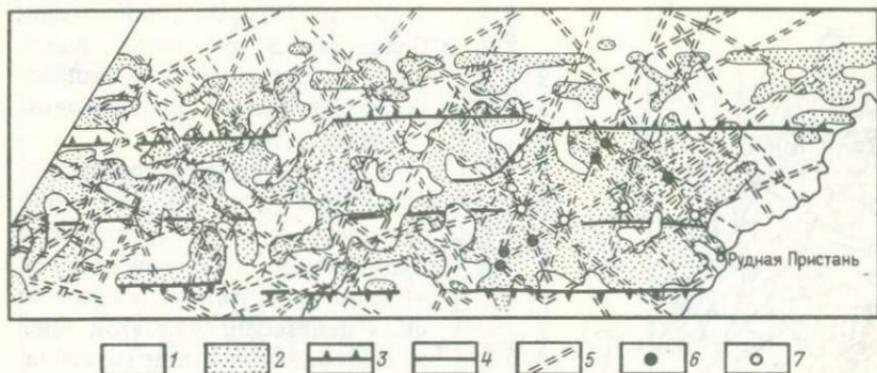


Рис. 7. Схема размещения полей с различной плотностью трещин и некоторых структурных элементов Кавалерово-Дальнегорской зоны, по В.В. Ярмолюку [31].

Поля с различной относительной плотностью широтных трещин: 1 — пониженной, 2 — повышенной; границы: 3 — зоны, 4 — продольных структур внутри зоны; 5 — оси линейных зон сгущения трещин; 6 — рудные месторождения; 7 — прогнозные участки

Анализ трещиноватости, проведенный на дистанционных материалах разного масштаба, неодинаково отражает структурную специфику зоны. На аэрофотоснимках м-ба 1:100000 проведено систематическое сравнение всей совокупности линейных неоднородностей рельефа и фототона. Выявлены фоновые линейные и узловые системы трещиноватости и обнаружена аномальная концентрация близширотных трещин в пределах обособленной от фона широкой полосы, соответствующей Кавалерово-Дальнегорской зоне. Эта же зона характеризуется скоплением полей с интенсивной меридиональной трещиноватостью. Наблюдающиеся линейные скопления трещин северо-восточных и северо-западных румбов чаще, чем ортогональные, прослеживаются за пределы Кавалерово-Дальнегорской зоны, однако в основном они сосредоточены также внутри ее границ (рис. 7, 8).

Статистический анализ космических снимков м-ба 1:500000 проведен для большей части территории Восточного Приморья [2]. На полученных схемах Кавалерово-Дальнегорская зона выделяется как область перекрытия линейных полей сгущения трещиноватости западно-северо-западного, широтного, меридионального и северо-восточного простираний. Все они образуют равномерную сеть в пределах зоны, в то время как вне ее фиксируют отдельные линеаменты и продольные структурные швы [2, рис. 3Г—4Г]. Иными словами, признаком восточной части зоны является ее интенсивная и равномерная тектоническая проработка при отсутствии "макротрещиноватости", локализованной в форме линейных региональных нарушений.

При совмещении схем полей трещиноватости различных простираний выявились совпадающие "структурные линии" (рис. 9), которые интерпретируются как результат влияния скрытых структур, стабильно сказывающихся в момент проявления разновременных и разнонаправленных деформаций. Широтные структурные зоны, образованные наложением

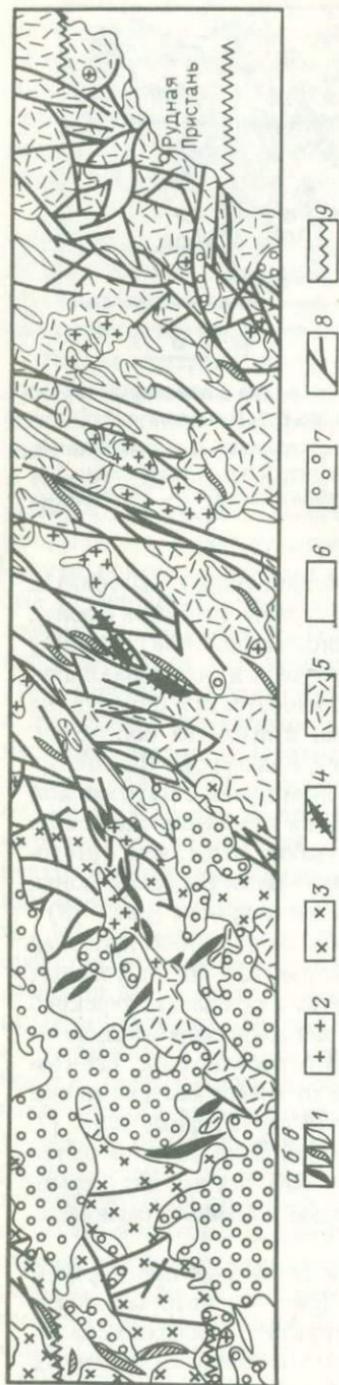


Рис. 8. Ступение меридиональных нарушений в Кавалеро-Дальнегорской зоне, по А.М. Курчаву [31], с сокращениями.
 1 — ось складок; 2 — до кембрийских и кембрийских, 3 — палеозойских, 4 — палеозойских, 5 — палеозойских, 6 — палеозойских, 7 — палеозойских, 8 — палеозойских, 9 — палеозойских; 2 — позднемеловые и палеогеновые, 3 — палеозойские; 4 — типербазиты; 5 — вулканиты меловые и палеогеновые; 6 — осадочные докайнозойские толщи; 7 — кайнозойские наложенные впадины; 8 — разломы; 9 — границы Кавалеро-Дальнегорской зоны

таких структурных линий, наиболее четко проявлены вдоль южного ограничения Кавалеро-Дальнегорской рудоконцентрирующей зоны.

В структурно-геологических аномалиях [2, рис. 20; 58, с. 63] Кавалеро-Дальнегорская зона проявляется цепочкой разрозненных угленосных кайнозойских депрессий; для этой зоны характерно изменение преобладающих северо-восточных простираний складок на широтные и меридиональные, а также сгущение разломов северо-западного и меридионального простираний (см. рис. 8).

Ближайшим структурным аналогом Кавалеро-Дальнегорской зоны в Приморье считается Бикинская, осевая часть которой проводится по 46° с.ш. Существование на этой площади региональных широтных дислокаций отмечалось ранее П.Н. Кропоткиным и Е.А. Радкевич по таким признакам, как система поперечных депрессий, пересекающая складчатые структуры, пояс повышенных значений силы тяжести такого же простирания, а также система нарушений, выраженных и скрытых.

Выделение уже на первых этапах морфоструктурного анализа Бикинской широтной зоны как единого структурного элемента и значимость протяженных широтных нарушений в ее внутренней структуре подтвердились при изучении космических снимков. На них были выделены крупные широтные линеаменты, ограничивающие зону на всем простирании от Арсеньевского разлома до побережья Япон-

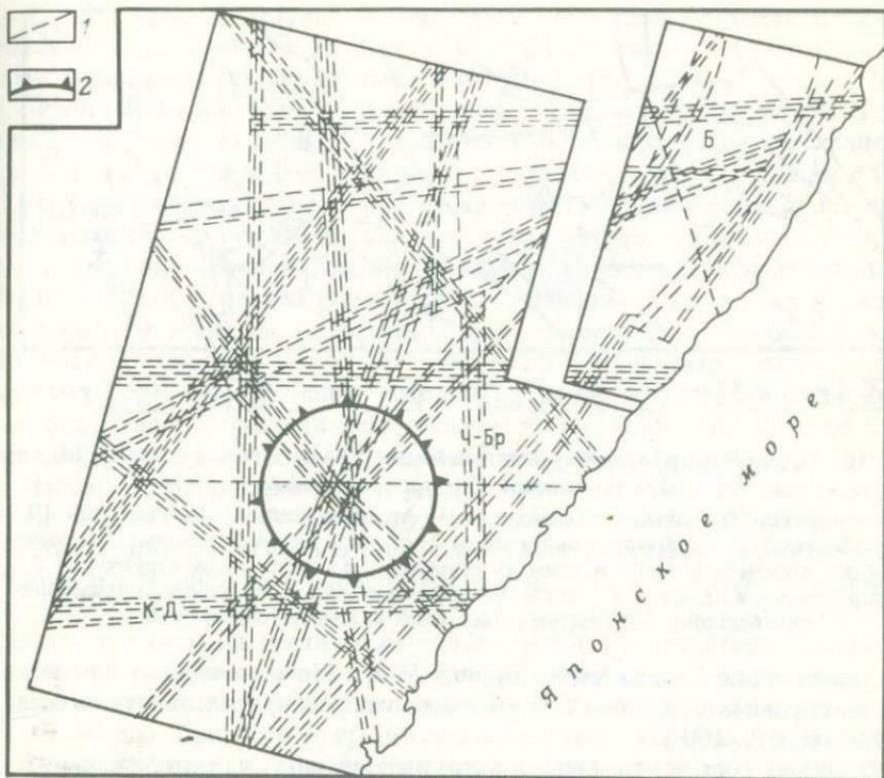


Рис. 9. Схема основных структурных элементов Центрального Приморья, по [2].

1 – структурные зоны (образованные структурными линиями, границами геофизических аномалий, гравитационными ступенями, разрывными нарушениями) и оси линейных сгущений трещиноватости; 2 – Журавлевский свод.
 Рудоконцентрирующие зоны: широтные – Бикинская (Б) и Кавалеро-Дальнегорская (К-Д), меридиональная Чалбинско-Бриннеровская (Ч-Бр)

ского моря, вдоль которых наблюдается смещение, расщепление, стык продольных (северо-восточных) морфоструктурных линеаментов и соответствующих им структурных швов (рис. 10). Последние в пределах зоны иногда теряются как морфологические элементы. Главные морфоструктурные характеристики зоны, по данным И.К. Волчанской, – связанные системы понижений рельефа.

Бикинская зона разделяет блоки с различным планом рельефа: к северу от нее преобладают субмеридиональные границы форм рельефа, а к югу – северо-восточные. Кроме того, блок к северу от Бикинской зоны характеризуется максимальным поднятием сводовой части хребта Сихотэ-Алинь с высотными отметками до 2000 м.

К северу и к югу от осевой линии зоны прослеживается система широтных линейных элементов рельефа, сопровождаемых ступенями высот. Этот пояс ступенчато-блокового обрамления осевых депрессий имеет на

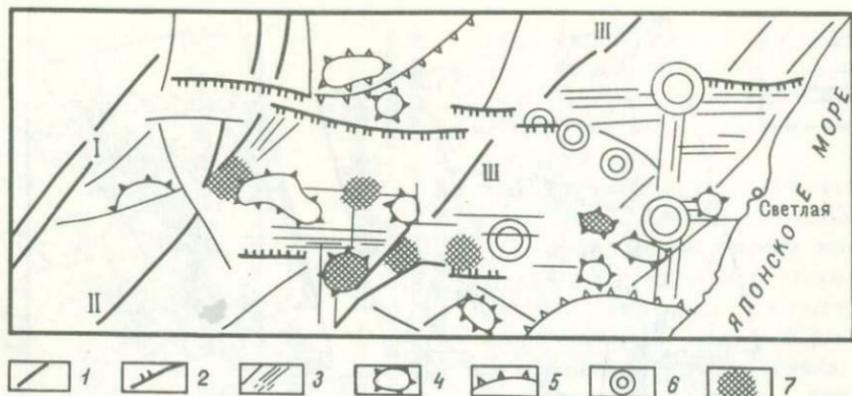


Рис. 10. Главные морфоструктурные элементы Бикинской широтной зоны, по И.К. Волчанской [9], с сокращениями.

I – крупнейшие продольные линеаменты: I – Арсеньевский, II – Центральный, III – Колумбинский; 2 – широтные линеаменты – границы Бикинской зоны; 3 – прочие линейные элементы рельефа и зоны их ступения; 4 – купольные структуры; 5 – границы сводов и кальдер; 6 – кольцевые вулканические сооружения, сохранившиеся в рельефе; 7 – участки размещения эндогенного оруденения.

западном склоне Сихотэ-Алиня ширину 50 км. На восточном склоне к зоне с юга примыкает разлом северо-западного простирания, за счет чего она расширяется до 100 км.

На схемах густоты трещиноватости, выполненных на основе космических снимков м-ба 1:500 000, осевая часть Бикинской зоны прослеживается как пояс ступений северо-восточных, северо-западных, а также широтных "трещин" и как зона выклинивания локальных максимумов меридиональной трещиноватости. Бикинская зона отличается от Кавалерово-Дальнегорской интенсивным развитием региональных нарушений различного плана [2].

Анализ трещиноватости для зоны в целом показывает, что она представляет собой систему сближенных широтных "структурных зон". Однако эти признаки, равно как и геологические аномалии регионального масштаба, слабее проявлены в Бикинской зоне по сравнению не только с Кавалерово-Дальнегорской, но и с другими поперечными сквозными широтными структурами Приморья – Дальнереченской, Тернейской, Маргаритовской [2, рис. 34–41].

Наиболее отчетливо геологические аномалии отражаются в изменении простираний осей складок с северо-восточных на широтные, реже меридиональные, наблюдающемся в широтной полосе верхнего течения р. Бикин [31, рис. 22].

Как единые трансрегиональные структуры широтные сквозные зоны отображаются в различных геофизических аномалиях, причем главные рудоконцентрирующие структуры – Кавалерово-Дальнегорская и Бикинская – располагаются в пределах более широких поясов максимальных значений и повышенной дифференциации гравитационного поля. Зо-

ны отмечены гравитационными уступами и проявлены линейными системами фрагментарных и разнородных аномалий, скоплениями широтно ориентированных элементов геофизических полей.

Гравитационный уступ, фиксирующий осевую часть Кавалерово-Дальнегорской зоны, на западе продолжается изгибом границы переходного поля и далее широтным разломом, выделенным по результатам ГСЗ. С этой же сквозной структурой на всем протяжении совпадает граница разнородных магнитных полей; такая же граница протягивается и по северному ограничению Бикинской зоны. Обе зоны вмещают большее число локальных положительных аномалий: силы тяжести 3-го порядка и магнитных. Наиболее четко в поле силы тяжести выражена осевая часть Бикинской сквозной структуры как узкий пояс положительных, слабо расчлененных аномалий силы тяжести. Вдоль нее прослежено валобразное поднятие поверхности Мохоровичича, с которым совпадает, по данным Э.Н. Лишневецкого, область неотектонических погружений.

Чалбинско-Бриннеровская меридиональная сквозная рудоконцентрирующая зона на значительном протяжении представляет собой структуру скрытого типа и только в отдельных звеньях имеет отчетливое геологическое выражение. На севере, в Приамурье, она трассируется системой молодых наложенных впадин, а в южной части между долинами рек Зеркальной и Бикин на протяжении более чем 500 км представлена поясом сгущения меридиональных разломов, ограничивающих приподнятые блоки мезозойского складчатого основания. Ширина зоны на этом отрезке 40–60 км. При дешифрировании космических снимков разных уровней генерализации зона прослеживается в качестве одного из главных линейных элементов из категории структурных швов и сквозных зон, а также как пояс сгущения тектонических узлов и кольцевых структур шириной 20–30 км [2, рис. 22–24].

При анализе региональной трещиноватости [2, рис. 35, 36] зона выявляется как граница изометричных полей с повышенной плотностью трещиноватости широтного и северо-восточного простираний и как линейная зона сгущения меридиональной и северо-западной трещиноватости (рис. 11). По геофизическим данным она характеризуется поясовыми аномалиями силы тяжести.

Рудоконцентрирующая роль Чалбинско-Бриннеровской структуры выражается в том, что ограничивающие ее с флангов разломы контролируют на пересечении с широтными зонами и продольными структурными швами ряд рудных месторождений в Приморье и Приамурье [2, рис. 44].

ГЕОЛОГИЯ И СПЕЦИФИКА СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЭТАЛОННОЙ КАВАЛЕРОВО-ДАЛЬНЕГОРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Как следует из сказанного ранее, сами по себе протяженные линейные геологические, геофизические и другие аномалии не являются отличительной особенностью именно рудоконцентрирующих структур, поскольку ими отмечено также большинство геологически выраженных структурных

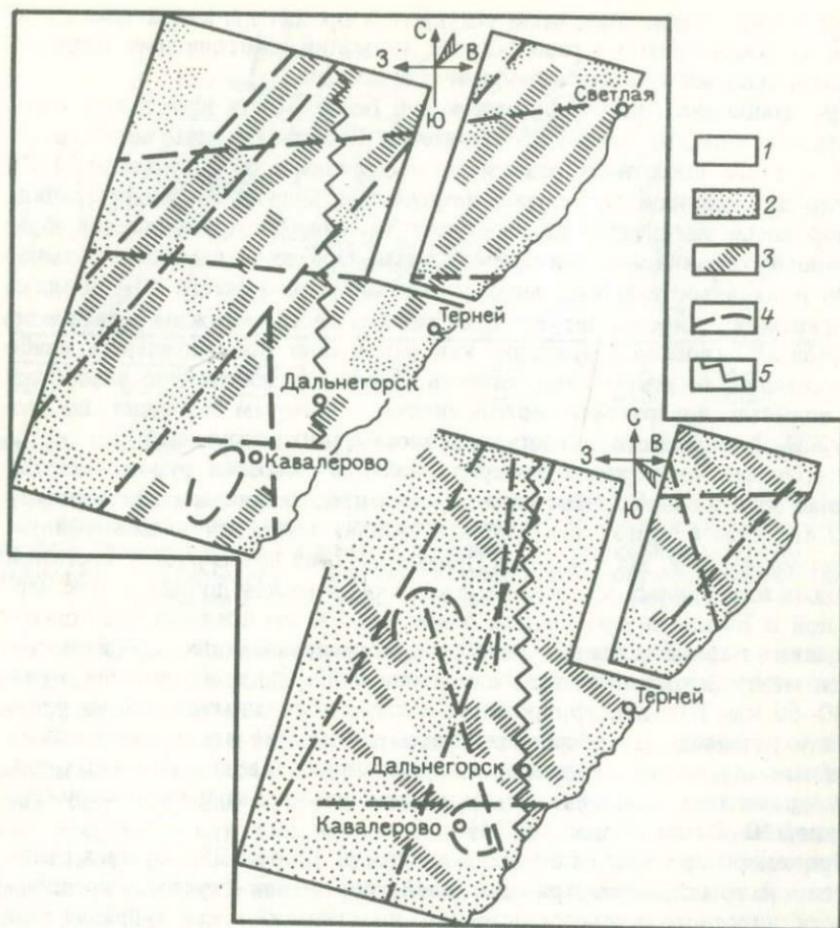


Рис. 11. Структурная выраженность Чалбинско-Бриннеровской меридиональной зоны на схемах густоты макротрещиноватости для нарушений северо-восточного (вверху) и северо-западного (внизу) простираний, по [2].

Поля густоты трещиноватости: 1 – повышенной, 2 – пониженной; 3 – линейные зоны повышенной густоты трещиноватости; 4 – структурные линии поля трещиноватости; 5 – ось Чалбинско-Бриннеровской зоны

швов, равно как и многие из скрытых "сквозных" линейных зон Приморья, не контролирующих крупных месторождений.

Главный отличительный признак эталонной рудоконцентрирующей зоны – Кавалерово-Дальнегорской – повышенная сложность строения. Так, профиль ГСЗ Спасск – Зеркальная, проходящий вдоль нее, показывает наиболее резкое расчленение поверхности Мохоровичича, большую вариацию мощностей осадочного слоя (что свидетельствует об интенсивных движениях в фанерозе), большую крутизну глубинных нарушений –

структурных швов и, наконец, значительное число аномалий в разрезе коры. К последним относятся блоки высокоскоростных пород, выступы поверхности Мохоровичича, валообразные поднятия базальтового слоя, участки с общей повышенной мощностью его, т. е. ряд аномалий, свидетельствующих о концентрации на глубине тяжелых масс. В западной части той же зоны широтный блок, ограниченный вертикальными Черниговским и Вознесенским разломами, также характеризуется преобладанием в разрезе высокоскоростных плотных пород ($v = 6,8 - 6,6$ км/с) и минимальной мощностью (менее 5 км) собственно гранитно-метаморфического слоя [21].

На дне Японского моря с продолжением Кавалеро-Дальнегорской зоны совпадают широтная аномалия теплового потока [11], а также граница глубоководной впадины, вдоль которой расположены некоторые из немногочисленных эпицентров землетрясений глубиной более 300 км.

Дешифрирование структурно-литоформных комплексов рельефа (СЛК) на космических снимках, проведенное И.К. Волчанской [2], выявило ряд дополнительных характеристик Кавалеро-Дальнегорской зоны, в значительной мере связанных со спецификой ее магмопроницаемости. К востоку от Даубихинского шва она трассируется как зона концентрации линейных магматических тел, купольных морфоструктур и полей повышенной сложности строения СЛК. Большинство дешифрируемых магматических тел на поверхности не проявлено. Дальнегорский и Кавалеровский рудные районы в пределах зоны на космических снимках дешифрируются как площади с интенсивной блоковой раздробленностью, насыщенные разнообразными локальными магматическими телами, кольцевыми и купольными структурами, узлами пересечения разнонаправленных нарушений. Скопления кольцевых и купольных структур типичны и для западного продолжения зоны.

Кавалеро-Дальнегорская сквозная зона рассматривается как эталон рудоконцентрирующей структуры, поскольку она вмещает наиболее крупные разнотипные эндогенные месторождения Приморья. Далеко не все из перечисленных ранее структурно-геологических признаков этой зоны характерны только для нее.

Для разбраковки ортогональной сети сквозных линейных зон и выделения среди них рудоконцентрирующих следует использовать в первую очередь те признаки, которые являются отличительными для нее. Одними из главных служат геология и состав магматических образований (рис. 12).

Кавалеро-Дальнегорская сквозная рудоконцентрирующая зона в некоторые эпохи характеризовалась повышенной магматической проницаемостью. Так, например, к западу от Ханкайской депрессии, мезо-кайнозойская активизация проявилась в широком распространении донеогеновых базальтов [38]. В Сихотэ-Алине их выходы незначительны и известны главным образом в пределах рассматриваемой зоны. И наоборот, на продолжении зоны к западу от оз. Ханка сосредоточены редкие выходы палеогеновых кислых вулканитов.

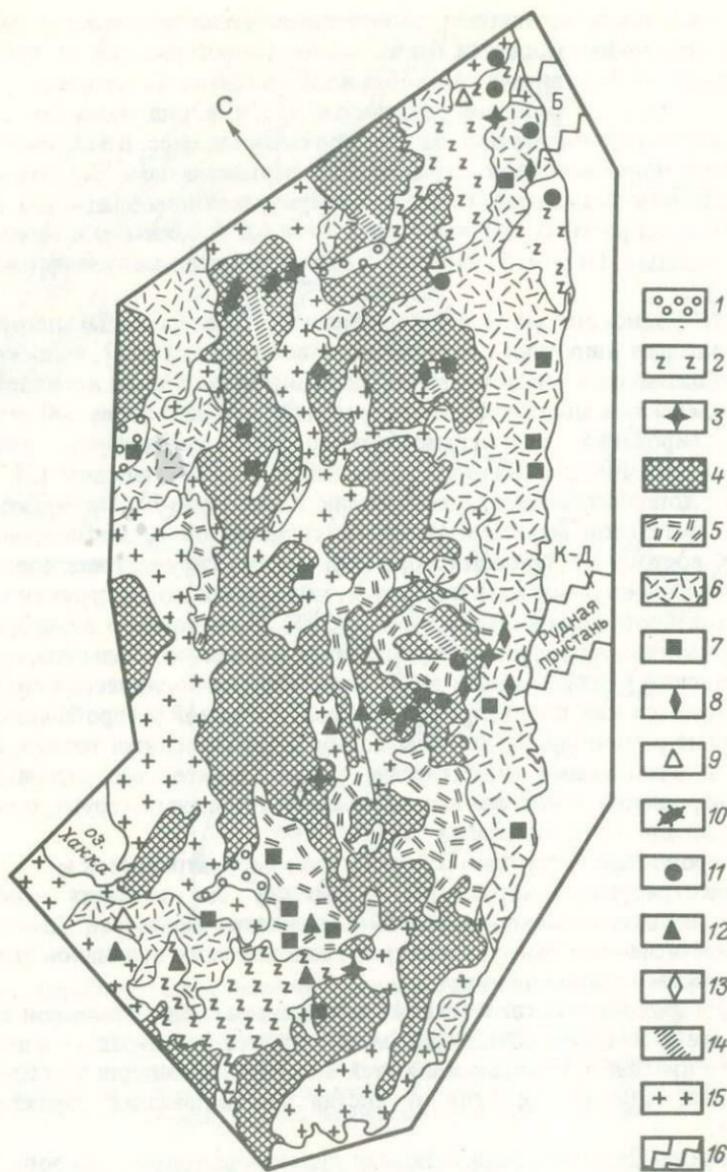


Рис. 12. Схема магматических аномалий в рудоконцентрирующих структурах Приморья.

1 - неогеновые наложенные впадины; 2 - неоген-четвертичные базальты; 3 - разновозрастные щелочные базальты, в том числе калиевые; 4 - блоки фундамента, лишённые гранитоидов; вулканыты, преимущественно кислые; 5 - "кратонного" типа, 6 - "островодужного" типа; вулканыты "аномального" состава; 7 - донеогеновые базальты и контрастные базальт-липаритовые ассоциации, 8 - высококалийевые липариты, 9 - латиты, трахиты; 10 - ультрамафиты; 11 - вулканические центры, кальдеры, с контрастными комплексами; интрузивные комплексы: 12 - габбро-моноклит-сиенитовые, 13 - щелочно-ультраосновные; 14 - поля концентрации даек; 15 - главные ареалы распространения допалеогеновых гранитоидов; 16 - границы рудоконцентрирующих зон (названия зон см. рис. 9)

Зона не является магматическим барьером. К северу и к югу от нее протягиваются одни и те же разновозрастные магматические образования, принадлежащие к формациям регионального распространения. В то же время внутри зоны они часто отличаются по составу от одноименных и разновозрастных пород за ее пределами или даже представлены "аномальными" разностями, не имеющими широкого распространения в регионе. Это характерно как для вулканических, так и для интрузивных комплексов.

Ниже кратко охарактеризованы специфические магматические комплексы Кавалерово-Дальнегорской зоны.

Описание магматических образований части Кавалерово-Дальнегорской зоны к западу от долины р. Уссури приведено по данным Н.П. Васильковского, И.Н. Говорова, Л.А. Изосова, Э.П. Изоха, С.А. Коренбаума, М.Д. Рязанцевой и др. К наиболее древним магматическим аномалиям принадлежит среднепалеозойский Вознесенский интрузивный комплекс. В восточной части Ханкайского массива среднепалеозойские интрузивы, относящиеся к мезоабиссальной фации, представлены породами богатой глиноземом гранит-лейкогранитной серии. Полихронные массивы (500—140 млн. лет) вскрыты на площади в тысячи квадратных километров. Типовыми интрузивами этой группы являются Гродековский и Шмаковский.

Вознесенский интрузивный комплекс близок к этим гранитоидам по времени образования, поскольку его последовательные фазы датируются 440—200 млн. лет, однако резко отличается от разновозрастных "фоновых" гранитоидов фациальным типом, составом фаз, геохимической спецификой. Это полихронный комплекс гипабиссальных трещинных тел, представленных габбро, монцонитами, аляскитами и свитой более поздних даек аналогичной серии: габбро-диабазов, монцонит-порфиоров, спесартитов, сиенитов, гранит-порфиоров. С выходами вознесенских гранитоидов ассоциируют скарново-железородные, скарново-сульфидные, слюдисто-флюоритовые, касситерит-турмалин-сульфидные и касситерит-силикатно-сульфидные месторождения. Они сгруппированы на площади в первые десятки километров в поперечнике и образуют северо-западный пояс, согласный по простиранию с выходами интрузивов. Дайки средне-основного состава этого комплекса внедрились после образования ранних грейzenов, но до отложения танталоносных топазовых грейzenов, а также слюдисто-флюоритовых, касситерит-турмалиновых и сульфидных руд. Эти дайки широко распространены на Вознесенском, Пограничном и Ярославском месторождениях, где они контролируют размещение оруденения. Формирование Вознесенского комплекса рассматривается в связи с процессом среднепалеозойской активизации одного из ранее консолидированных блоков, сложенного рифейско-кембрийскими терригенно-карбонатными породами и гранитоидами. Отличительные особенности состава комплекса — широкое распространение фаз основного и субщелочного состава, наличие разностей с высокими концентрациями калия и фтора. К вулканическим аналогам поздних фаз комплекса относят эффузивы барабашской свиты (в Вознесенском районе это липариты с возрастом 317—340 млн. лет)

и свиту эруптивных тел фельзитов, липаритов и гранит-порфиров (270–300 млн. лет).

На западном фланге Кавалерово-Дальнегорской зоны, в Приханкайском массиве, близ г. Спасска-Дальнего известны выходы дунит-гарцбургитовых интрузий. Они приурочены к небольшому полю раннекембрийских офиолитовых пород, развитых локально. Причем как разновозрастные с ними, так и более древние толщи Приханкайского массива представлены метаморфизованными отложениями миогеосинклинального типа. Южнее этих ультраосновных тел протягивается широтная цепочка мелких выходов щелочных базальтов и пикритов.

К востоку до долины р. Арсеньевки система широтных нарушений по геолого-геофизическим данным прослеживается и в пределах осевой части зоны и южнее. По данным Л.А. Изосова, в полосе шириной 50–60 км выделяется шесть параллельно идущих разломов, преимущественно скрытых, фиксируемых, в частности, широтными гравитационными ступенями. На пересечении этой зоны с линейными ослабленными зонами иного простириания размещается изометричная Синегорская вулканическая впадина, заложенная на кембрийском складчатом основании, в которой вулканизм среднедевонского возраста рассматривается как локальное проявление процесса активизаций. Последовательные комплексы пород включают: покровы и субвулканические тела диабазов и спилитов; покровы, экстрезивы и субвулканические тела кислых вулканитов; экстрезивные тела и малоглубинные "интрузивы под вулканами" – штоки габбро, монцититов, сиенитов, трахилипаритов, микросиенитов, гранит-порфиров. Нижние члены разреза – спилиты, карбонатизированные диабазы, зеленокаменно-измененные туфы липаритов – формировались в подводных условиях и переслаиваются с известняками. Вулканиты верхов разреза содержат прослой осадочных пород с остатками континентальной флоры.

В Синегорской впадине широтные разломы и узлы их пересечения контролируют размещение средне-позднекембрийских вулканитов смешанного состава, останцы средне-позднедевонских базальтовых щитовых вулканов, частью погребенных, а также базальтовые некии этого возраста, и позднепермские стратовулканы, и некии кислого состава. Девонские вулканиты образуют концентрическую систему кольцевых структур, каждая из которых, в свою очередь, вмещает подчиненные кольцевые структуры и единичные вулканические центры. По данным выделивших и описавших Синегорскую впадину исследователей, эта локальная структура характеризуется обилием рудопроявлений и геохимических аномалий и может быть названа "вулканогенно-рудным центром", причем отмечается, что по времени проявления, мощности и составу вулканогенные толщи впадины не имеют аналогов среди разновозрастных отложений Приморья.

В междуречье Арсеньевки – Усури и восточнее на широте долины р. Павловки протягиваются пояса сгущения мелких кольцевых структур, дешифрируемых на космических снимках. Они сформированы в процессах мезо-кайнозойской и более ранней активизации протерозойского складчатого основания. В осевой части Кавалерово-Дальнегорской зоны наблюдается сокращение площади выходов палеозойских и более моло-

дых гранитоидных интрузий и протягивается цепь изолированных вулканических депрессий мелового — неогенового возраста. В этой части зоны наблюдаются сгущения выходов палеозойских и юрских габброидов, палеозойских ультрабазитов, а также мелких изолированных полей и построек неоген-четвертичных базальтов, т. е. разновозрастных пород фемического профиля.

К магматическим аномалиям относятся расположенные в этой части зоны интрузивные массивы — Кокшаровский и Погский, исследованные М.Г. Руб и Б.Л. Залищакком. Они принадлежат к щелочно-ультрасосновой формации и представлены перидотитами, нефелиновыми сиенитами, тингуитами и другими разновидностями щелочных пород.

Наиболее крупный и хорошо изученный Кокшаровский массив расположен в бассейне р. Уссури в зоне Главного антиклинория. Форма этого трещинного тела с поперечником 1 км и видимой протяженностью 20 км определяется сочетанием широтных и северо-восточных нарушений. Положение массива контролируется пересечением Кавалерово-Дальнегорской широтной и Уссурийской меридиональной зон нарушений с менее протяженными, но более явно выраженными геологически разломами северо-восточного простирания.

Последовательность формирования многофазного Кокшаровского интрузива следующая: пироксениты и подчиненные тешениты, далее нефелиновые сиениты, фойяиты, эвдиалитовые тингуаиты. Постмагматические изменения, выражающиеся в смене натрового, калиевого и кальциевого метасоматоза, привели к формированию залежей вермикулита и карбонатов. С пироксенитами ранней стадии связаны обособления титаномагнетита и апатита. Возраст биотитов и нефелинов из пород массива, определенный калий-аргоновым методом, 135—145 млн. лет указывает на границу юры — мела.

С интрузивами ассоциированы разновозрастные щелочные породы погской свиты, представленной пачкой основных вулканитов мощностью 200—300 м: туфов, состоящих из обломков базальтового стекла, перекрытых туфобрекчиями и туфоконгломератами с галькой базанитов, и мало мощными потоками авгититов. В основании толщи известны неки эруптивных брекчий и субвулканические тела мончикитов. По простиранию к югу разрез погской свиты меняется: щелочные базальты замещаются альбитизированными порфиритами (спилитами), затем туфо- и конгломератобрекчиями, а далее терригенными отложениями.

Специфика состава вулканитов погской свиты в долине р. Павловки и локализация в той же зоне несколько более поздних интрузивов щелочно-ультрасоснового ряда, по-видимому, указывают, что уже в юрское время отличались тектонические режимы некоторых участков Кавалерово-Дальнегорской зоны и прилегающих областей, где широко распространены юрские геосинклинальные отложения, сопровождаемые "нормальными", нещелочными порфиритами.

Магматические образования восточной части зоны изучались автором в Чугуевском, Кавалеровском и Дальнегорском районах. В Дальнегорском и Кавалеровском рудных районах среди наиболее ранних вулкани-

ческий центр ("Самовар"), окруженный по периферии чехлом дацитовых и липаритовых туфов, а в центре заполненный туфами, автоматическими и грубообломочными эруптивными брекчиями липаритов. Последние пересечены неправильным телом гранодиорит-порфиров, переходящих в дациты, с ответвляющимися от него более чем на километр радиальными апофизами-дайками. Они часто имеют зональное сложение с автомагматическими брекчиями в эндоконтактах. По простиранию даек дациты сменяются плагиолипаритами. С этим кислым вулканическим жерлом, играющим роль центральной структуры Арсеньевского поля, совпадает локальная положительная аномалия силы тяжести.

Магматические тела кислого состава, меридиональные и северо-западные, протяженностью до 4 км сосредоточены в восточной части Арсеньевского поля. Это ветвящиеся неправильные дайки и вулканические трубки. Для них характерны взаимные переходы кварц-порфировых липаритов в плагиопорфировые, а также в афировые полосчатые фельзиты. Вслед за кислыми формируются дайки, называемые "малыми интрузиями", — полевошпат-рогообманковые диорит-порфириты, спессартиты и затем габбро, базальты, трахибазальты, диабазовые порфириты и вновь дациты и фельзиты, позже которых произошло отложение касситерит-силикатных руд.

Наиболее поздними в комплексе и ближайшими дорудными магматическими образованиями являются дайки богатых калием липаритов. По данным Н.Г. Гладкова [14], на глубоких горизонтах, где местами сохранились неизменные разности этих пород — спорадофировые с фенокристами кварца — это трахилипариты с суммой щелочей 10–12 % и высоким отношением K/Na. Близ поверхности эти дайки претерпевают интенсивное кислотное выщелачивание и представлены преимущественно вторичными кварцитами.

Разновозрастные изверженные тела Арсеньевского месторождения лишь в редких случаях сохраняются неизменными, тем не менее они образуют единую петрохимическую серию, характеризующуюся ростом содержания SiO_2 и отношения K/Na от ранних тел к поздним, что свидетельствует о преобладании процессов дифференциации и аутометасоматических, а не наложенных изменений.

Отмечено увеличение суммарного объема магматических тел с глубиной: на поверхности выходы даек занимают 14 % площади, на горизонтах 200 и 400 м — соответственно 38 и 41 %. Кроме того, дайки и трубки взрыва выносят на поверхность ксенолиты щелочных биотитовых гранитов и щелочных оливиновых базальтов. Последние рассматриваются В.И. Косенко [27] как проявление самостоятельной фазы внедрения, близкоодновременной с образованием диорит-порфиритов и диорит-монзонитов.

В центральной части Кавалеровского рудного района расположен другой подобный узел длительного эндогенного развития, в строении которого выделяются Угловская депрессия и комплексный вулканический центр Лагерный. Вулканические жерла на этом участке в числе первых описали В.П. Полохов и И.Н. Томсон, главные особенности вулканической пост-

ройки были изучены В.А. Баскиной; детальное картирование в различных частях Угловской депрессии проводилось В.М. Гуревичем, Г.Б. Нарбутом, М.Ф. Пальгуйевой, П.А. Куршевым, ряд магматических тел исследован в дальнейшем В.А. Селиверстовым, автором и др.

Угловская депрессия (поперечник 15 км) с востока ограничена вертикальным нарушением, вмещающим, согласно Ю.Т. Гурулеву и В.П. Макарову, по данным интерпретации магнитного и электрического полей ряд мелких кислых жерловин, а также субвулканические тела базальтовых и андезитовых порфиров.

Мощность эффузивного разреза 400–500 м. Эффузивы полого перекрывают нижнемеловые осадочные отложения. В подошве залегают покровы андезитов и дацитов, относимые к формации нижних, сенонских андезитов. Выше они сменяются покровами стратифицированных туфов и лав липаритов с линзами туфопесчаников и туфитов. Судя по растительным остаткам в таких линзах, возраст кислых эффузивов изменяется от сенонского до датского. К наиболее молодым датским кислым эффузивам отнесены покровы туфолав и лав светлых кварцевых порфиров и ортофиров, среди которых широко распространены ультракалиевые разновидности.

На глубинах нескольких километров под Угловской депрессией выявлено концентрическое положительное поле силы тяжести, интерпретируемое как признак существования андезитового массива. По данным бурения и детальной геофизической съемки обнаружена система близмеридиональных крутопадающих тел гранодиоритов и габбро, которые следует, по-видимому, отнести к интрузивным проявлениям формации "ранних андезитов". Один из таких близповерхностных массивов — Темногорский — приурочен к локальному куполу у восточной границы депрессии. В.П. Полохов откартировал в пределах массива серию меридиональных ветвящихся даек и пологих залежей гранодиорит-порфиров, граносенит-порфиров и липаритов, пересеченных гранодиорит-порфировым трещинным меридиональным интрузивом с широтными апофизами. Возраст ранних гранодиорит-порфиров Темногорского массива 89–84 млн. лет, андезитов и липаритов в центральной части Угловской депрессии и Лагерного вулкана — от 64 до 54 млн. лет.

Разновозрастные, но близкие по составу интрузивные и субвулканические тела гранодиорит-порфиров и дацитов представляют собой тип изверженных пород, наиболее распространенных именно в пределах Кавалеровской площади, и в большинстве случаев по составу принадлежат к формации "ранних андезитов".

Все разности вулканитов, слагающих Угловскую депрессию, обнаруживают признаки интенсивных постмагматических изменений, в первую очередь, кислотного выщелачивания. Для многих десятков анализов этих пород, приводимых И.И. Антушевичем и М.Ф. Пальгуйевой, характерны: чрезмерное обогащение кремнекислотой (76–78%), недостаток щелочей (1–0,5% Na_2O , 2–3% K_2O), сильные вариации в содержаниях глинозема (9–15%). Породы характеризуются повышенными концентрациями и высокими дисперсиями содержаний ряда рудных примесей: Sn, Mo, Pb,

W, Ba, F и др. Отмечаются также локальные геохимические аномалии в вулканических породах жерл и куполов.

Вулкан Лагерный — сложная вулканическая постройка позднемелового — неогенового (?) возраста, в южной части которой вскрыт эродированный вулканический центр, представленный на современном срезе скоплением крутопадающих пластовых ветвящихся тел дацитовых порфиров и гранодиорит-порфиров, некими лавобрекчий с обломками андезитов и липаритов в кислом или андезитовом цементе, туфовыми дайками, дайками андезитов, базальтов, гранит-порфиров. Здесь же сохранились реликты покровов основания вулкана, для которых характерно переслаивание лав и лавобрекчий пропилитизированных андезитов и дацитов, трахиандезитов, калинатровых и калиевых липаритов. Наиболее распространены тела и дайки дацитов и гранодиорит-порфиров. Они протягиваются далее к юго-западу и вскрыты выработками на глубину более 1200 м.

Более молодые покровы калиевых липаритов и трахидацитов с телами гранит- и граносиенит-порфиров, липаритов и фельзитов сосредоточены в северо-западной части поля. По периферии разновозрастные кислые вулканы окружены полосой выходов андезитов и базальтов, представленных по меньшей мере четырьмя типами пород. При картировании базальтоиды периферии вулкана обычно объединяются в группы, относимые по литологическому сходству к свитам синанчинской (пропилитизированные трахиандезиты и дациты), самаргинской (порфировидные андезиты) и к кузнецовской формации (кайнотипные базальты). Некоторые базальтовые дайки месторождения Левицкого, по данным М.П. Васильковского, имеют возраст 34 млн. лет.

Наиболее основные разности в составе трещинных тел представлены оливин-порфировыми базальтами с 47 % SiO_2 и 7 % MgO . Еще более богатые магнием порфировые базальты со свежим оливином во вкрашленниках образуют несколько маломощных меридиональных даек к северу от Угловской депрессии. Возраст этих базальтов 90—80 млн. лет. Разновозрастные дайки липаритов внедряются, перемежаясь с трахиандезитами, андезитами и базальтами.

В Кавалеровском районе месторождения и рудопроявления различного масштаба контролируются разломами обрамления Угловской вулканотектонической структуры и связаны с локальными жерловыми и купольными постройками. Оловорудные месторождения принадлежат к турмалиновому и хлоритовому типам касситерит-силикатной формации, подчиненную роль играет кварц-касситеритовая и касситерит-сульфидная минерализация.

Оруденение следует за внедрением всех перечисленных магматических тел, за исключением некоторых послерудных даек диабазовых и диоритовых порфиров. Среди повторно проявленных стадий минерализации кварц-турмалин-касситеритовая накладывается, по Ю.Т. Гурулеву, на базальты северного ограничения Угловской структуры, относимые к эоценовой кузнецовской формации.

Вокруг вулкана Лагерного по радиальной системе нарушений располагаются свиты даек мел-палеогенового возраста, описанные в качестве до-

рудных, внутри- и послерудных магматических тел на оловорудных месторождениях Кавалеровской группы. Общая последовательность внедрения дорудных даек, по данным В.И. Косенко [27] и Б.А. Хилика, такова: богатые калием базальты — диорит-монзониты — дациты — фельзиты — гранодиорит-порфиры — диоритовые и базальтовые порфириты, кварцевые, роговообманковые и плагиоклазовые липариты и гранит-порфиры. Во внутрирудных сериях, формирующихся вслед за внедрением липаритов и гранит-порфиров, установлено несколько фаз диабазовых порфиритов, чередующихся с роговообманковыми порфиритами, и, наконец, несколько фаз базальтовых даек. Среди последних большинство относится к послерудным.

Таким образом, большая часть даек Кавалеровского рудного поля обнаруживает тесную структурную связь с вулканическим центром Лагерным и литологическую близость с разновозрастными вулканическими образованиями. Поля даек, сопровождающих оловянное оруденение (участки Хрустальный, Левицкий, Темногорский), контролируются, кроме того, так называемой Темногорской сквозной меридиональной ослабленной зоной.

Итак, узел Лагерный характеризуется длительным развитием, тесной структурной сопряженностью каналов излияния различных по составу пород, аналогией в составе и последовательности пород вулкана с меловыми и палеогеновыми вулканитами пояса. Отметим при этом специфику состава пород (появление тел калиевых базальтов, грахиандезитов, грахидацитов, преобладание липаритов с высоким отношением K/Na), наблюдаемую как в вулканических и субвулканических телах вулканоструктур Лагерной и Угловой, так и в дайках, распространенных по их периферии, в том числе на оловорудных месторождениях района, а также интенсивное кислотное выщелачивание пород, локализацию геохимических аномалий и оруденение.

Восточнее известен еще ряд полигенных вулканических центров, контролирующих размещение оруденения (Высокогорский, Солонцовский и др.), описываемых далее. Это несколько более молодые постройки, в основании которых залегают кислые вулканиды ранней липарит-деллеитовой формации.

В Дальнегорском районе распространено скарновое свинцово-цинковое, сульфидно-касситеритовое, борное оруденение. Рудные тела сосредоточены в эродированных или залегающих под покровом вулканидов блоках мезозойских терригенных пород и известняков. Ранние магматические породы представлены нижнемезозойскими диабазовыми порфиритами и мелкими телами верхнемеловых ортофиринов и сиенит-порфиров. Наиболее широко распространены кислые вулканиды позднемелового и палеогенового возраста. Важную роль в структуре района и в геологическом контроле оруденения играют андезитовые вулканические постройки палеоценового возраста, расположенные вдоль скрытой меридиональной зоны нарушений. В наиболее крупном Солонцовском вулкане вслед за андезитами формируются тесно связанный с ними комплекс плагиофиринов и гранофиринов липаритового состава, ряд мелких гранитоидных интрузий.

Более поздние — свиты даек диабазовых порфиритов. Все магматические образования этой постройки дорудные, причем скарновые залежи с сульфидами часто контролируются контактами субвулканических тел, дайками, подошвой покровов. Возраст андезитов, определенный калий-аргоновым методом, 66—62 млн. лет, а гранофириров 60—56 млн. лет.

Вместе с тем на одном из скарново-полиметаллических месторождений — Садовом описаны послерудные диабазовые порфириты с возрастом 46—39 млн. лет, известны послерудные базальты и на других месторождениях. На борном месторождении возраст дорудных гранитов 44 ± 3 млн. лет. Для касситерит-сульфидных месторождений этого района характерно наличие внутри- и послерудных базальтовых даек, причем по составу они часто близки к базальтам эоценовых покровов.

В Кавалерово-Дальнегорской зоне сосредоточены аномальные магматические комплексы, либо не имеющие регионального распространения, либо весьма редкие или уникальные для Приморья. Так, например, среди наиболее широко распространенных верхнемеловых и мел-палеогеновых кислых вулканитов, представленных липарит-делленитовой формацией (приморская и богопольская серии), в восточной части зоны имеются тела ультракалиевых липаритов, подробно описанные ранее В.А. Баскиной.

Специфической фациальной разновидностью кислых вулканитов являются плагиолипариты и гранофиры, которые, по-видимому, входят в состав поздней андезитовой формации. В постройке Солонцовского вулкана они представлены многочисленными пластовыми телами, дайками и neckами преимущественно плагиолипаритового состава. Аналогичные по составу субвулканические гранофиры образуют сложно разветвленное тело на северном фланге вулкана. Гранофиры прослежены скважинами и выработками, причем на глубину более 1 км сохраняют мелкозернистую порфировую структуру, флюиальность и неполнокристаллическое сложение в эндоконтактах. Многочисленные апофизы массива гранофириров, крутые и пологие, проникали по контактам и по зонам нарушений. Породы в апофизах порфировые, флюиальные, с микрозернистой или стекловатой основной массой.

В Николаевской вулканической постройке и в других долгоживущих магматических узлах, например Бриннеровском, Довгалевском, также широко распространены крутопадающие и пологие тела базокварцевых "фельзитов" или плагиолипаритов. Эти породы, содержащие во вкраплениях плагиоклаз, реже единичные пироксены и магнетит, местами прослежены на глубину 1—2 км и на всем протяжении сохраняют флюиально-полосчатую текстуру и часто неполнокристаллическую структуру. В телах мощностью в несколько десятков — первые сотни метров породы с глубиной иногда переходят в тонкозернистые порфировые гранофиры.

Как отмечалось, гранитоидные массивы гораздо реже присутствуют в скрытых поперечных зонах, чем за их пределами. Не только в вулканических полях, но и в эродированных блоках домеловых геосинклинальных и позднемезозойских терригенных отложений не вскрыты заметные по размерам интрузивы. Имеющиеся же часто отличаются как по строе-

нию, так и по составу и интенсивности постмагматической минерализации от массивов, принадлежащих к тем же ассоциациям, но расположенных за пределами рудоконцентрирующих зон, и обнаруживают аномалии состава, наиболее обычные в породах субвулканических и дайковых тел. Так, согласно М.А. Фаворской, интрузивные аналоги липарит-делленитового ряда формаций представлены диорит-гранодиорит-гранитной приморской серией. К подобным "аномальным" массивам относятся описанные Е.И. Долмановой, В.А. Баскиной и др.: Опричинский интрузив — один из немногих, содержащих габбро в качестве ранней фазы; Береговой интрузив, подвергшийся интенсивной турмалинизации; гранит-порфиры р. Лидовки с постмагматической оловянной, свинцовой, борной минерализацией — все они размещаются в восточной части Кавалеро-Дальнегорской широтной структуры.

Наиболее молодые вулканические образования восточной половины Кавалеро-Дальнегорской зоны принадлежат к формации кузнецовских базальтов. Они относятся к числу регионально распространенных вулканических формаций, сохраняющих на всей территории Приморья общность стратиграфической позиции, фациального типа, облика и петрографического состава пород. Появление этой формации связано с новым этапом тектонической активизации. Поэтому важно отметить, что в Среднем и Южном Сихотэ-Алине эти базальты локализованы в широтных сквозных структурах, в первую очередь в Кавалеро-Дальнегорской, и само их распространение служит одним из типоморфных магматических признаков этой зоны.

К данной формации принадлежат покровы базальтов суворовской свиты мощностью 150—200 м. В основании покрова имеются горизонты лавагglomerатов и шаровых лав, которые выше сменяются субаэральными потоками слабопорфировых оливинсодержащих долеритов, разделенных корами выветривания и прослоями осадочных пород.

Субвулканические тела и дайки базальтов по возрасту и составу являющиеся аналогами суворовских покровов, распространены более широко. В центральной и западной частях Кавалеровского района к ним относятся трещинные тела базальтов и андезито-базальтов, обрамляющие с севера и востока Угловскую вулканическую депрессию.

Близкий по возрасту к кузнецовским аномальный комплекс калиевых базитов также локализован в восточной части зоны в Кавалеровском и Дальнегорском районах. Породы среднего и основного состава с высокими концентрациями калия неоднократно упоминались при описании серий даек андезитов и базальтов. Кроме того, в этой зоне был выявлен локальный специфический комплекс калиевых базитов, распространенный вблизи месторождения боросиликатных скарнов, в юго-восточной части Солонцовской вулканической структуры. Краткое геологическое описание его приведено по данным И.Н. Говорова. Крутопадающие мелкие штоки (поперечником до 40 м) и дайки сложены породами серии исит — шонкинит — лейцитовый трахит. С ними ассоциированы тела эссексит-диабазов и трахиандезитов. Наиболее мощные тела сложены полнокристаллическими разностями, переходящими в эндоконтактах в тонкозернистые и стек-

ловаты. Трахиты и трахиандезиты представляют собой ранние фазы комплекса. Последние иногда почти нацело замещены эпидотом и прени- том. Свита маломощных (до 0,5 м) трахитовых даек северо-западного простирания залегает среди скарнов, причем дайки раздроблены, их фрагменты смещены и обрастают по периферии полосчатыми агрегатами скарнов ранней стадии.

По времени внедрения близки к трахитам эссексит-диабазы ранних фаз, которые частью также в виде раздробленных и перемещенных глыб сохранились в телах ранних датолит-геденбергит-волластонитовых скарнов. Более поздняя серия вертикальных меридиональных даек эссексит-диабазов пересекает скарновую залежь, причем в дайках мощностью 1—1,5 м наблюдаются двух- и трехкратные внедрения магмы. Становлению части даек, внедрившихся после скарнообразования, предшествовало отложение крупнозернистого датолита.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ ЗОН ПРИМОРЬЯ

Ранее [5] были показаны некоторые черты латеральной неоднородности в составе регионально распространенных вулканитов Приморья: вулканические комплексы на северо-востоке (к востоку от Чалбинско-Бринне- ровской зоны) независимо от возраста представлены орогенными сериями. Одноименные комплексы юго-западной части пояса и прилегающих впадин обладают признаками кратонных образований. Для западных вулканических комплексов характерно гораздо большее вещественное разнообразие в зависимости от возраста и особенно от положения в локальных структурах (мелких блоках, вулканических центрах).

Магматические породы в рудоконцентрирующих структурах принадлежат ко второму типу, причем признаки кратонных образований в них усилены. К этим признакам относятся: толеитовый тип базальтов палео- ценового и эоценового возрастов, контрастность базальт-липаритовых и андезит-липаритовых серий; повышенное содержание калия в щелочнозе- мельных породах, относительно высокие содержания в них акцессорных рубидия, стронция, лития; присутствие высококалийевых комплексов — трахитов, липаритов, базанитов.

Эти различия для кислых вулканитов показаны в плоскости главных компонент (рис. 13). Метод главных компонент (МГК) позволяет выявить сочетания элементов, определяющих изменчивость исследуемой совокупности пород, и наглядно отобразить эту изменчивость на плоскости. Каждая ось отражает суммарное влияние внутренних и межгрупповых трендов изменчивости, а относительная роль каждого элемента в создании результирующего тренда показана цифрами в скобках.

В толеитах неоген-четвертичного возраста и эоценовых базальтах, в узлах длительной эндогенной активности появляются разности, обогащенные калием, фосфором, титаном, стронцием, глиноземом. Базальты до-, внутри- и послерудных даек на месторождениях характеризуются высокими степенью окисленности, содержаниями железа, калия (рис. 14), глинозема.

Андезит-липаритовые комплексы рудоконцентрирующих структур

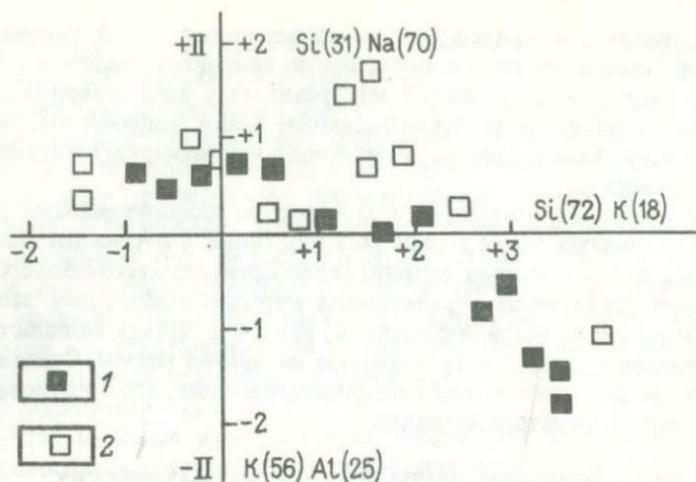


Рис. 13. Примеры специфики состава изверженных пород в рудоконцентрирующей Кавалерово-Дальнегорской зоне.

Положение точек средних составов комплексов делленит-липаритового ряда формаций (верхний мел – палеоцен) на плоскости главных компонент: 1 – внутри зоны; 2 – вне зоны

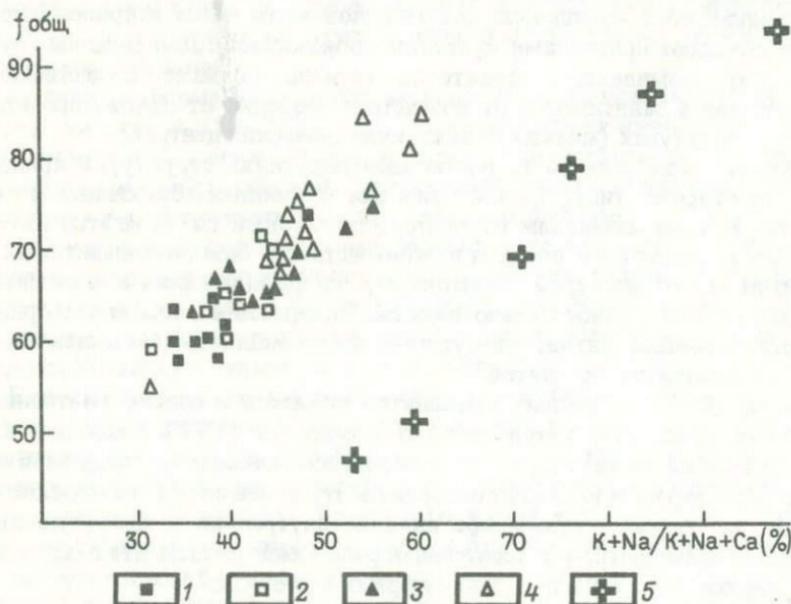


Рис. 14. Соотношение общей железистости и щелочности для средних составов вулканических комплексов Приморья.

1 – неоген-четвертичные базальты; 2 – эоценовые базальты; 3 – олигоцен-миоценовые высокоглиноземистые базальты; 4 – палеоценовые андезиты; 5 – мезо-кайнозойские трахиты, калиевые базиты и липариты Кавалерово-Дальнегорской зоны

сильно варьируют по составу и типовым признакам. В одних случаях такие комплексы характеризуются наибольшими концентрациями K_2O и отношением K/Na (палеогеновый арсеньевский), в других — большим относительным накоплением аксессуарных лития, рубидия и наименьшей степенью окисленности пород (например, палеогеновые породы Лагерного вулкана). Обычны повышенные относительно кларков содержания бора либо фтора.

Калиевые серии Приморья не занимают какого-либо определенного места в геологической последовательности вулканитов региона, они не начинаются и не завершают их разрез, формируются одновременно со всеми сериями щелочноземельных вулканитов.

Характерной чертой богатых калием изверженных пород Приморья является высокое отношение K/Na . Трахиты березовской серии могут рассматриваться как породы шошонитовой ассоциации. Все остальные характеризуются гораздо более высоким отношением K/Na . Трахибазальты и лейцитовые щелочные базиты аналогичны ультракалиевым сериям волжидитов и орендитов Австралии, вайомингитов, мафуритов, лампроитов. Аналогами ультракалиевых липаритов Приморья являются эльваниты, распространенные на оловорудных месторождениях Корнуолла, а также тела и покровы оловорудных месторождений Мексики. Отношение K/Na в кислых ультракалиевых разностях колеблется от 10 до 100. Отделение ультракалиевых липаритов, по-видимому, вызвано участием кислотных компонентов, задерживающих выпадение калиевых минералов и способствующих уходу натрия в газовую фазу.

Ассоциация приморских мел-палеогеновых высококалиевых лав очень близка к таковым континентальных рифтов и отличается лишь необычно широким распространением ультракалиевых липаритов. Появление подобных комплексов, как и рифтогенных серий, связано, вероятно, с существованием локальных очагов с особым режимом летучих. В целом геологические особенности и специфика вещественного состава этих вулканитов указывают на то, что рудоконцентрирующие структуры приурочены к скоплениям относительно жестких рано консолидированных блоков. В таких блоках чаще реализуются условия, благоприятные для растяжения, проникновения разломов на большие глубины, поступления тепла и летучих.

* * *

В качестве примера рудоконцентрирующих структур описана Кавалеро-во-Дальнегорская широтная зона дислокаций в Приморье. Она пересекает ряд структурно-формационных зон и в ее пределах распространены все известные в регионе фанерозойские магматические формации. В большинстве случаев конкретные комплексы, как интрузивные, так и вулканические, представляющие ту или иную формацию в пределах зоны, отличаются от разновозрастных с ними образований той же формации за ее пределами.

Во всех случаях интрузивные комплексы имеют по сравнению с фоновыми более близповерхностный характер, для них характерны преоблада-

ние трещинных порфировых тел, тесная связь с комагматичными вулканитами, присутствие субщелочных разновидностей, повышенные градиенты K/Na в сериях и концентрация минерализаторов.

Для наиболее распространенной формации верхнемеловых — палеогеновых кислых вулканитов отличия пород внутри зоны заключаются в большей роли калия в изменчивости серий, что выявляется в результате факторного анализа (см. рис. 13). Кроме того, к сквозной Кавалеро-Дальнегорской структуре приурочены выходы аномальных по составу ультракалиевых разновидностей кислых субвулканических пород. Другая отличительная особенность этой структуры — локализация на пересечении с ней или, главным образом, в ее пределах ряда малораспространенных в регионе ультраосновных и основных формаций, таких, как докембрийские офиолиты, палеозойские и мезозойские ультрабазиты, донеогеновые оливковые базальты. Последние за пределами региона, к западу от оз. Ханка, образуют пояс, трассирующий зону. Таким образом, Кавалеро-Дальнегорская зона выступает как пояс дислокаций, который на всех этапах развития региона определяет размещение относительно высокотемпературных глубинных, богатых калием и минерализаторами магматических продуктов. Такие отличия магматизма в целом свойственны зонам активизации "жестких" стабильных областей, поэтому данная зона может быть охарактеризована как долгоживущая область максимального проявления тектоно-магматической активизации.

Во всех рудоконцентрирующих зонах наблюдается скопление магматических комплексов, особенности состава которых отражают повышенный тепловой и флюидный поток.

Унаследованность специфики магматизма позволяет выявлять и картировать подобные зоны, учитывая признаки разновозрастных магматических пород, в том числе и таких, становление которых далеко отстояло во времени от процесса рудообразования. Использование наиболее общих тектоно-магматических факторов концентрации оруденения открывает путь не только к более четкому оконтуриванию потенциально продуктивных площадей, но и к обнаружению новых для той или иной металлогенической зоны рудных и магматических формаций.

Глава IV. РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ В СИСТЕМЕ СКВОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

МОРФОСТРУКТУРЫ И ИХ ВЫРАЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Исследуемая территория размещена на северо-западном дуговом замыкании Тихоокеанского подвижного пояса. Спецификой положения определяются и морфоструктурные особенности территории. Генеральные ориентировки морфоструктур и крупных геологических структур Тихоокеанского пояса совпадают.

В морфоструктурном отношении территория разделяется на две крупные части: материковую часть континента (консолидованную) и континентальную окраину (неконсолидованную). В пределах континентальной окраины доминируют северо-восточные структуры, с удалением в глубь континента структурный план меняется и преобладающими становятся северо-западные.

Вся территория Северо-Востока Азии разбита на крупные блоки довольно густой сетью линейментов ортогональной ориентировки. Ортогональная сеть линейментов относится к типу сквозных структур, так как чаще всего она пересекает не только мелкие тектонические структуры, но и границу океан — континент.

МАТЕРИКОВАЯ ЧАСТЬ КОНТИНЕНТА

На изученной территории (с юго-запада на северо-восток) может быть выделено несколько крупных структурно-геоморфологических провинций (рис. 15)*.

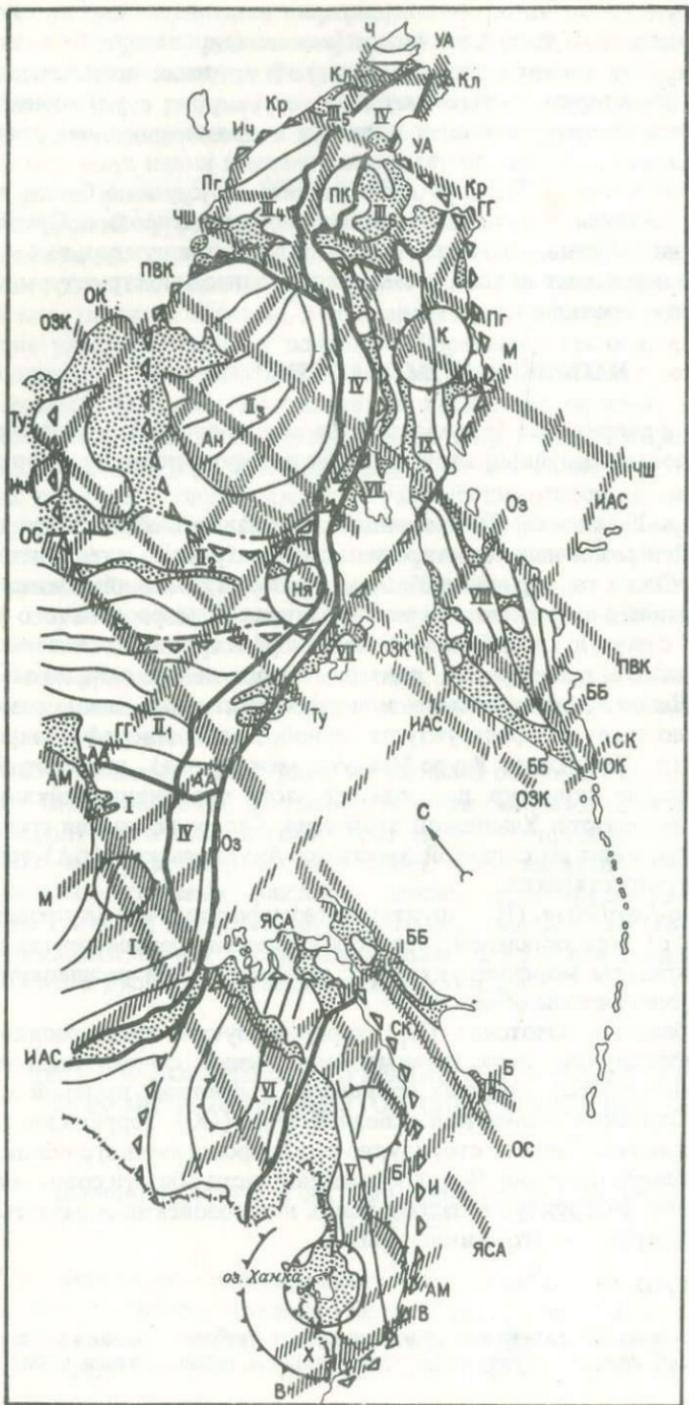
1. Джугджуро-Ульинская (I) провинция представляет собой блок, характеризующийся различным простирием морфоструктур и геологических структур. С юга он ограничен Удским прогибом, имеющим близширотное простирием и выраженным в рельефе широкой депрессией того же простирием. С севера к прогибу примыкают морфоструктуры Станового хребта аналогичного простирием, подчеркивающиеся его складчатыми структурами. Далее на север геолого- и морфоструктурный планы резко меняются. Основные морфоструктуры приобретают северо-восточное простирием (хр. Джугджур, Учуро-Майское междуречье), что соответствует простирием структур центральной части провинции байкалид Джугджура и вулканитов Ульинской депрессии. Северо-восточная граница провинции проходит по широкой Амкинско-Алахьюньской (АА) зоне северо-западного простирием.

2. Колымско-Ануйская (II) структурно-геоморфологическая провинция отличается от всей остальной территории преобладающим северо-западным простирием морфоструктурных элементов. Она расчленяется на три геоморфологические области.

Западная область — Охотская (II₁) характеризуется простирием линейных морфоструктур двух главных направлений: северо-западного и северо-восточного, стык которых происходит в пределах крупной меридиональной Охотско-Сахалинской сквозной зоны (ОС). Территория характеризуется сложностью как структурно-геоморфологического облика, так и геологического строения. В северо-западной части области совпадают ориентировки морфоструктур и палеозойских и мезозойских складчатых структур Южно-Верхоянского синклинория.

* Структурно-геоморфологическая провинция будет наиболее крупной таксономической единицей при структурно-геоморфологическом районировании в любом масштабе.

к северу



В районе Охотского массива кристаллических пород морфоструктурный план соответствует меридиональной ориентировке геологических структур. Восточнее массива простирание морфоструктур совпадает с северо-восточной ориентировкой складчатости и разрывных нарушений в породах чехла. Северо-западнее массива также отмечается полное соответствие в ориентировке геологических структур и морфоструктур, но здесь они простираются в северо-западном направлении.

Вторая морфоструктурная область — Колымская (Π_2) — характеризуется широким развитием линейно вытянутых морфоструктур северо-западного простирания. Основным элементом ее геологической структуры является Инъяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости. С юго-запада к ней примыкают складчатые структуры обрамления массивов с погруженным основанием. На северо-востоке структуры геоморфологической области трассируют Момско-Зырянский прогиб. На юго-востоке эта линейная морфоструктура завершается сводовым поднятием (Ня), которому соответствует Нябольское геологоструктурное поднятие.

Третья морфоструктурная область, выделяемая в пределах Колымско-Ануйской провинции, — Омолono-Ануйская (Π_3). Она представляет собой в плане единое кольцевое образование со сложной блоковой расчлененностью внутри нее: центральная часть состоит из серии линейно вытянутых блоков северо-западной ориентировки; периферическая часть представляет собой кольцевую морфоструктуру. В геологическом отношении Омолono-Ануйская морфоструктура — гетерогенное образование. Большую часть ее площади занимает Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, впервые выделенная Н.А. Шило с сотрудниками, в строении которой принимают также участие срединные массивы с обнаженным фунда-

Рис. 15. Схема морфоструктурного районирования Северо-Востока Азии. Составила Е.Н. Сапожникова.

Границы: 1 — крупнейших структурно-геоморфологических провинций, 2 — структурно-геоморфологических областей, 3 — структурно-геоморфологических зон и подзон, 4 — крупнейших круговых структур, 5 — более мелких круговых образований; 6 — сквозные зоны; области: 7 — относительных поднятий, 8 — относительных опусканий.

Сквозные зоны: Ч — Чукотская, УА — Усть-Анадырская, ГГ — Гижигинская, М — Магаданская, ИАС — Ичинско-Становая, ББ — Больше-Банная, СК — Суркумско-Камчатская, Оз — Озерновская, В — Владивостокская, И — Иманская, АА — Амкинско-Алахьюнская, АМ — Алданско-Мяочанская, ЯСА — Японо-Северо-Амурская, ОС — Охотско-Сахалинская, Ту — Тауйская (Кулу-Хуржская), ОЗК — Омсукчано-Западно-Камчатская, ОК — Омолono-Камчатская, ЧШ — Чаунско-Ширшовская, Пг — Пегтымельская, Кр — Крестовская, ПВК — Пенжино-Восточно-Камчатская, Кл — Колочинская, Б — Бикинская, Ич — Ичуевская. Структурно-геоморфологические провинции, материковая часть: I — Джугджуро-Ульинская, II — Колымско-Ануйская, III — Чукотская, IV — Поясовая Охотско-Чукотская; континентальная окраина: V — Сихотэ-Алинская, VI — Северное Приамурье, VII — Тауйско-Тайгоносекая, VIII — Камчатская, IX — Корякско-Олюторская. Структурно-геоморфологические области: Π_1 — Охотская, Π_2 — Колымская, Π_3 — Омолono-Ануйская, Π_4 — Полянско-Иультинская, Π_5 — Восточно-Чукотская, Π_6 — Пекульнейско-Крестовская. Круговые структуры: X — Ханкайская, К — Корякская, ПК — Пекульнейская, Ня — Нябольская, Ан — Ануйская

ментом и складчатые структуры их обрамления. Северо-восточная окраина морфоструктуры охватывает площадь Анюйской складчатой зоны. Генеральное направление простираения складчатости в пределах всех этих геологических структур северо-западное.

3. Чукотская провинция (III) отделена от Колымско-Анюйской меридиональной Чаунско-Ширшовской зоной (ЧШ) и распадается на три крупные области, которые ограничены протяженными линейными элементами ортогональной ориентировки (подробно они описаны ниже).

Для провинции в целом характерна интенсивная блоковая расчлененность, за исключением западной части, названной Полянско-Иультинской областью (III₄). Последняя отличается более массивным рельефом и преобладающей северо-западной ориентировкой морфоструктур. В морфоструктурном отношении этот блок приподнят над восточной и южной областями, в геологическом же, наоборот, это синклиновая область (Полянский синклиорий), осложненная отдельными поднятиями (Иультинское, Кузвкуньское, Куульское). Соответствие между северо-западными простираениями морфоструктур и складчатости палеозойского и особенно мезозойского возраста подчеркивается ориентировкой разрывных, в том числе протяженных, нарушений, а также особенностями распределения интрузивных тел.

Восточно-Чукотская область (III₅) отличается пониженным рельефом и наличием большого числа погруженных блоков. Эти особенности нашли отражение и в геологическом строении территории. Здесь доминируют синклиновые структуры (Мечигменский прогиб, Ванкаремская и Ионийская наложенные впадины).

Пекульнейско-Крестовская область (III₆). Ее морфоструктурный облик определяется сложным кольцевым образованием, в котором периферические части представляют собой валобразные поднятия, а центральная относительно погружена. Отмечается соответствие между морфоструктурным планом области и ее геологическим строением. Так, периферические части кольцевой структуры представляют собой Пекульнейское и Золотогорское поднятия, а в центральной части располагается ряд депрессий, vyplненных вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

4. Структурно-геоморфологическая поясовая Охотско-Чукотская провинция (IV). Все описанные выше провинции входят в состав собственно материковой части Азии. Эта часть континента в морфоструктурном отношении наиболее консолидирована. Депрессионные области играют подчиненную роль и распространены в виде отдельных узких линейных зон и блоков. На самом краю собственно континентальной части Азии узкой полосой вытягивается описываемая провинция. На юге она граничит с другой крупной частью материка — его континентальной окраиной. На востоке эта граница нечеткая и представляет собой широко вытянутый блок, большая часть которого занята Анадырской депрессией. Морфоструктурной особенностью этой провинции является согласное с простираением пояса направление основных структурных элементов. Эта закономерность соблюдается и в выделяемых в ней блоках, границы которых предопределены изгибами пояса: в северо-восточных (Ульинском, Вилигинском,

Эвенском) и в широтных (Магаданском, Туромчинском). Несколько нарушена она лишь в пределах Восточно-Чукотского широтного блока, так как он осложнен Пекульнейским кольцевым образованием.

Охотско-Чукотская поясовая провинция, таким образом, является пограничной окраинно-материковой структурой. В геологическом отношении она представляет собой Охотско-Чукотский вулканический пояс, с формированием которого закончилась консолидация собственно материковой части Северо-Востока Азии.

Установленные простирания морфоструктур в различных его частях соответствуют простираниям меловых вулканогенных толщ, слагающих эту специфическую структуру. В ее пределах выделяется большое число различных по форме и размерам вулкано-тектонических депрессий, одни из которых почти полностью занимают крупные структурно-геоморфологические блоки (Ульянский вулкано-тектонический прогиб), другие цепочками распределяются внутри указанных блоков.

Континентальная окраина

Континентальная окраина Азии в морфоструктурном отношении состоит из ряда крупных блоков (резко опущенных или приподнятых). Каждый из них интенсивно расчленен, причем области опусканий занимают большие площади.

Для этой части континента характерна северо-восточная ориентировка морфо- и геологоструктурных элементов. В пределах континентальной окраины также выделяется несколько крупных структурно-геоморфологических провинций.

1. Сихотэ-Алинская (V) структурно-геоморфологическая провинция. Морфоструктуры указанной области имеют северо-северо-восточное простирание, что полностью соответствует ориентировке мезо-кайнозойских складчатых структур и Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Северо-западная граница провинции проходит по крупной депрессионной зоне — Амурской четвертичной депрессии. К северу от нее происходит резкая смена азимутальной ориентировки структур, что фиксирует границу между провинциями — Сихотэ-Алинской и Северного Приамурья.

2. Структурно-геоморфологическая провинция Северного Приамурья (VI) расположена на территории Малого Хингана, Баджала и Приамурья. Простирание основных морфоструктурных элементов совпадает с простиранием палеозойских и раннемезозойских складчатых сооружений региона.

3. Тауйско-Тайгоноская (VII) структурно-геоморфологическая провинция характеризуется теми же основными признаками, что и прочие структурно-геоморфологические провинции континентальной окраины: интенсивной блоковой расчлененностью, относительно пониженными фоновыми высотами рельефа и широким развитием депрессионных морфоструктур.

В геологическом отношении эта провинция отличается от всех остальных структурно-геоморфологических провинций тем, что она охватывает своеобразную вулканогенную складчатую зону того же названия, которая

развивалась от триаса до раннего мела. Ориентировка складчатости в ее пределах соответствует простираению основных морфоструктурных элементов.

4. Камчатская (VIII) структурно-геоморфологическая провинция представляет собой серию закономерно чередующихся поднятий и опусканий, вытянутых в северо-восточном направлении. Морфоструктурный план региона совпадает с ориентировкой основных кайнозойских структурно-формационных зон полуострова. В составе структурно-формационных зон объединены и кайнозойские вулканические пояса Камчатки. Простираения кайнозойской складчатости в указанных структурно-формационных зонах и основных морфоструктурных элементов полуострова в основном совпадают.

5. Корякско-Олюторская (IX) провинция, так же как и Камчатская, характеризуется генеральной северо-восточной ориентировкой основных морфоструктур. Однако наблюдается заметное азимутальное изменение их простираения на границе с Камчатской провинцией. Нужно отметить также, что большую часть площади Корякско-Олюторской провинции занимают депрессионные морфоструктуры, а в центральной части морфоструктурным анализом отчетливо устанавливается Корякское кольцевое образование (К).

Описываемая провинция охватывает Пенжинско-Анадырскую и Корякскую складчатые зоны позднемезозойского возраста. Основное направление простираения складчатости в указанных зонах соответствует ориентировке основных морфоструктур региона. Так же как и в Камчатской провинции, здесь морфологические поднятия или опускания совпадают с геологическими структурами того же типа. Корякское кольцевое образование имеет гетерогенное геологическое строение. Периферическая его зона маркируется выходами гипербазитов.

Ортогональная система сквозных линеаментов

На морфоструктурной схеме Азии (см. рис. 4) показаны крупнейшие трансконтинентальные пояса сквозных линеаментов, на отдельных участках скрытых, выраженных в неявной форме. На территории Северо-Востока Азии (см. рис. 15) к таким структурам относятся: меридиональные Охотско-Сахалинская (ОС) и Чаунско-Ширшовская (ЧШ), широтные Гижигинская (ГГ), Магаданская (М), Ичинско-Становая (ИАС), Иманская (И), Владивостокская (В). Некоторые из них служат границами крупных морфоструктурных блоков и направляющими береговых линий на большом протяжении. Так, Магаданский широтный пояс предопределяет положение береговой линии северного побережья Охотского моря в полосе от г. Охотска до п-ова Пьягина и далее на восток контролирует структуры шельфа Берингова моря в районе Олюторского залива.

Меридиональный Охотско-Сахалинский пояс подчеркивается формой о. Сахалин и простираением береговой линии материка в районе Татарского пролива и Амурского лимана. То же самое можно сказать и о некоторых более мелких скрытых сквозных линейных структурах, ограничивающих

блок п-ова Камчатка и в какой-то мере определяющих его форму. Указанные крупнейшие пояса линейных структур, как правило, состоят из ряда более мелких сквозных зон.

Крупнейшие пояса и более мелкие отдельные сквозные линеаменты в совокупности формируют ортогональную сеть скрытых линеаментов и расчленяют территорию на ряд блоков. Многие из этих линеаментов также ограничивают выделенные морфоструктурные провинции и области. Так, Чаунско-Ширшовский меридиональный пояс разграничивает Колымско-Ануйскую и Чукотскую провинции, Магаданский пояс широтных сквозных линеаментов отделяет Камчатскую и Корякско-Олюторскую провинции. Ичинско-Становая сквозная широтная зона разделяет структурно-геоморфологические провинции Северного Приамурья и Джугджуро-Ульинскую. Крестовская меридиональная сквозная зона разграничивает Полянско-Иульгинскую и Восточно-Чукотскую морфоструктурные области Чукотской провинции.

Все охарактеризованные пояса и зоны ортогональной сети отчетливо выявляются при анализе схемы мощностей земной коры* (рис. 16). Они подчеркиваются изгибами изолиний равных мощностей, трассируются по конфигурации аномальных уступов в мощностях земной коры, иногда по ортогонально ориентированным цепочкам максимумов и минимумов. Примером могут служить меридиональный Охотско-Сахалинский (ОС) и широтный Магаданский (М) пояса. Последний выражен на материке в Примагаданье сгущением изолиний мощностей, согласных с его простираем. В районе Камчатского перешейка вдоль него наблюдаются сужение полей равной мощности и аномальные изгибы изолиний. Далее на восток в районе шельфа Берингова моря изолинии равных мощностей резко разворачиваются в широтном направлении согласно с простираем пояса.

Омсукчано-Западно-Камчатская (ОЗК), Чаунско-Ширшовская (ЧШ) меридиональные, Гижигинская (ГГ) широтная и другие зоны прослеживаются по цепочкам максимумов и минимумов изолиний равных мощностей соответствующей ориентировки и по совокупности их изгибов.

Выделение ряда линеаментов ортогональной сети находит подтверждение и при анализе схемы глубинных разломов территории Северо-Востока СССР, составленной А.А. Николаевским. На основе всестороннего анализа геофизических материалов на ней выделены три типа глубинных разломов: межглыбовые, магмоконтролирующие и торцовые.

Сопоставление указанной схемы с системой выделенных ортогональных линеаментов (рис. 17) позволяет сделать следующие выводы.

1. Отдельные крупные зоны отчетливо трассируются серией межглыбовых и магмоконтролирующих глубинных разломов (Охотско-Сахалинская, Алданско-Мяочанская (АМ), Омсукчано-Западно-Камчатская меридиональные зоны, Гижигинский пояс широтных линеаментов).

* Здесь и далее при анализе региональных схем делается попытка выявления признаков, позволяющих идентифицировать сквозные зоны лишь ортогональной ориентировки. Линейные структуры других направлений отчетливо проявлены на всех схемах, но авторами не анализируются.

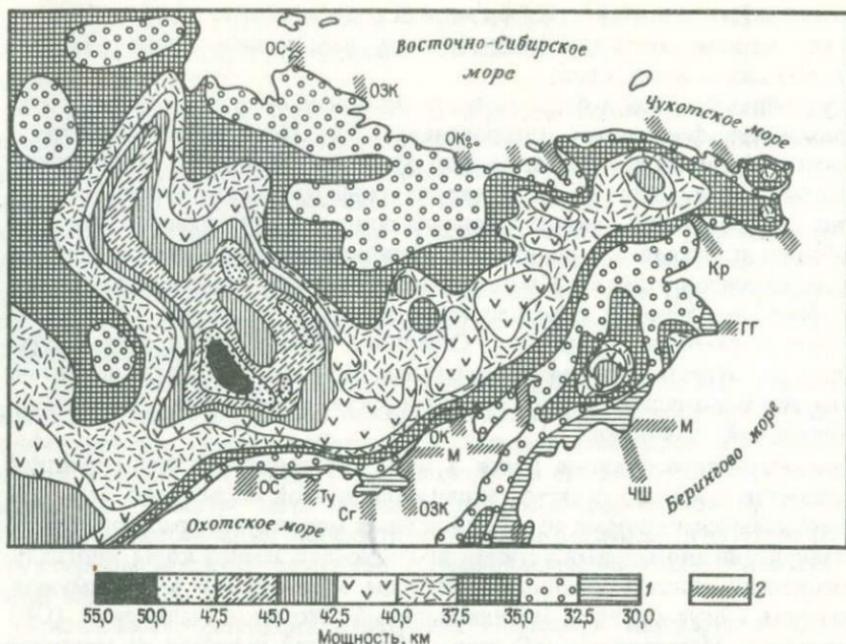


Рис. 16. Схема мощностей земной коры (1), по И.В. Беляеву [15], и размещения сквозных линейных зон (2):

Ту — Тауйской, Сг — Сигланской, ОЗК — Омсукчано-Западно-Камчатской, ОК — Омолono-Камчатской, ГГ — Гижигинской, М — Магаданской, Кр — Крестовской, ЧШ — Чаунско-Ширшовской, ОС — Охотско-Сахалинской

2. Некоторые скрытые сквозные зоны являются барьерами, в которые как бы упираются и заканчиваются серии глубинных разломов (Омсукчано-Западно-Камчатская меридиональная зона).

3. Отдельные скрытые сквозные зоны ограничивают блоки с различным рисунком сети глубинных разломов или с преобладанием глубинных разломов того или иного типа. Так, западнее Охотско-Сахалинской зоны резко доминируют межглыбовые разломы, а на территории восточнее Омсукчано-Западно-Камчатской зоны — магмоконтролирующие глубинные разломы. Блоки земной коры, расположенные между Чаунско-Ширшовской и Крестовской меридиональными зонами и находящиеся восточнее последней, резко различаются по рисунку сети глубинных разломов. Омолono-Камчатская зона сквозных тектонических нарушений также разграничивает области с различной ориентировкой глубинных разломов.

Некоторые закономерности, подтверждающие существование выделенной сети сквозных зон, намечаются при анализе изменения химического состава разнофациальных магматических образований для территории Северо-Востока СССР. Так, было изучено распределение калия, которое коррелируется с глубинным строением региона [40]. Для этой цели впервые использована программа трехмерного тренда. Сопоставление распределения K_2O в магматических породах при содержаниях SiO_2 45 и 70 % со

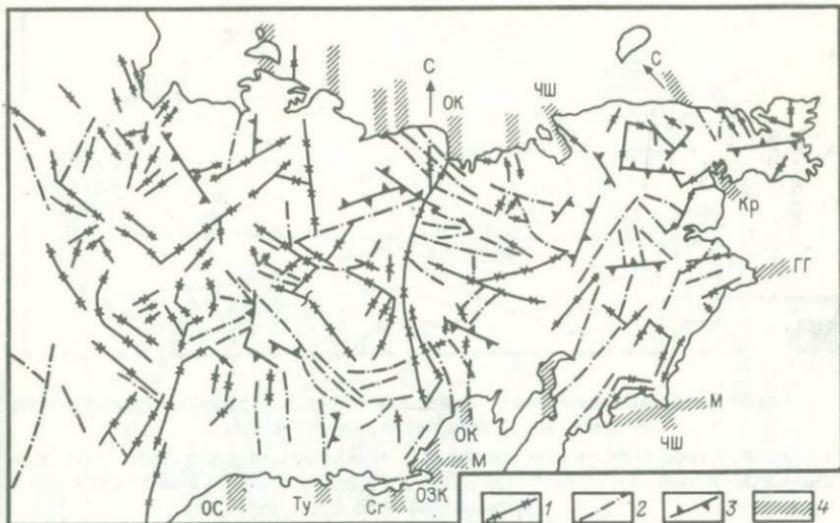


Рис. 17. Схема размещения глубинных разломов Северо-Востока СССР, по А.А. Николаевскому, и сквозных линейных зон.

Глубинные разломы: 1 – межглыбовые, 2 – магмоконтролирующие, 3 – торцовые, 4 – сквозные линейные зоны (названия зон см. рис. 16)

схемой ортогональных сквозных зон показывает (рис. 18, 19), что часть зон хорошо подчеркивается аномальными изгибами изолиний содержания калия. Это особенно характерно для Примагаданского сектора. Так, на рис. 18 видно, что при содержании кремнекислоты 45 % особенно хорошо изолиниями трассируются Гижигинская и Усть-Анадырская широтные зоны, а также некоторые меридиональные зоны – Тауйская, Ясачинская, Сигланская. При анализе рис. 19 установлено, что при содержании кремнекислоты 70 % изолинии фиксируют положение меридиональных зон раннего ранга, широтные зоны трассируются изолиниями лишь на отдельных западных отрезках.

Наметившаяся связь размещения отдельных линейных элементов с особенностями поведения калия в регионе подчеркивает большую глубину заложения указанных линейных структур.

Анализ карты средних плотностей горных пород Северо-Востока СССР [23] также показывает некоторое соответствие конфигурации изолиний равных плотностей и ортогональной системы нарушений (рис. 20). Так, Гижигинская широтная зона прослеживается по ориентировке минимумов плотности, а Усть-Анадырская широтная зона в восточной части – преимущественно по максимумам плотности. Омолон-Камчатская зона подчеркивается ориентировкой изолиний равной плотности и ограничивает узкой полосой цепочку минимумов плотности меридиональной ориентировки. Отчетливо выражена также Омсукчано-Западно-Камчатская и Крестовская зоны.

Охотско-Сахалинский пояс выражен главным образом зоной минимумов плотностей, по которой проходит также градиентная граница

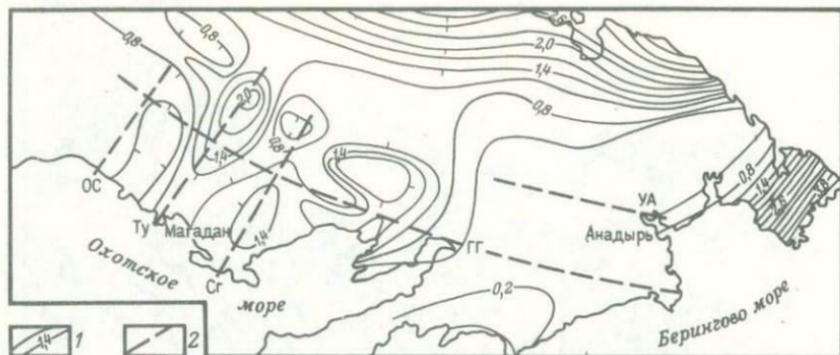


Рис. 18. Схема тенденции поведения оксида калия при содержании кремнекислоты 45 %, по [40], и положения сквозных зон.

1 — изолинии содержаний оксида калия; 2 — оси некоторых сквозных зон: ОС — Охотско-Сахалинской, Ту — Тауйской, Сг — Сигланской, ГГ — Гижигинской, УА — Усть-Анадырской

между минимальными и максимальными значениями плотностей горных пород. Ряд зон ортогональной сети более низкого ранга также находит отражение в изолиниях плотности.

Устанавливаемая ортогональная сеть скрытых сквозных зон может быть прослежена и в пределах дна Охотоморской впадины. Опираясь на данные о характере аномального поля силы тяжести Охотского региона [48], авторы наметили продолжения некоторых сквозных зон в пределах дна Охотского моря (рис. 21). Так, по широтной ориентировке аномалий отчетливо выделяются Ичинско-Становая (ИАС), Озерновская (Оз), Сюркумско-Камчатская (СК) широтные зоны. Западная граница отчетливо выраженного минимума поля силы тяжести Охотского региона ориен-

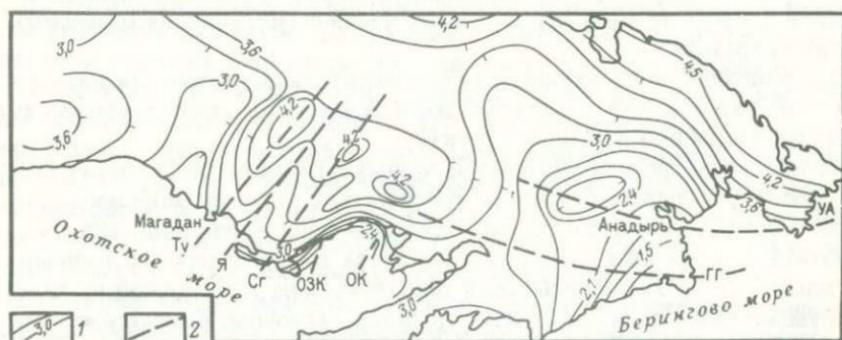


Рис. 19. Схема тенденции поведения содержания оксида калия при содержании кремнекислоты 70 %, по [40], и положения сквозных зон.

1 — изолинии содержаний оксида калия; 2 — оси некоторых сквозных зон: Ту — Тауйской, Я — Ясачинской, Сг — Сигланской, ОЗК — Омсукчано-Западно-Камчатской, ОК — Омолono-Камчатской, ГГ — Гижигинской, УА — Усть-Анадырской

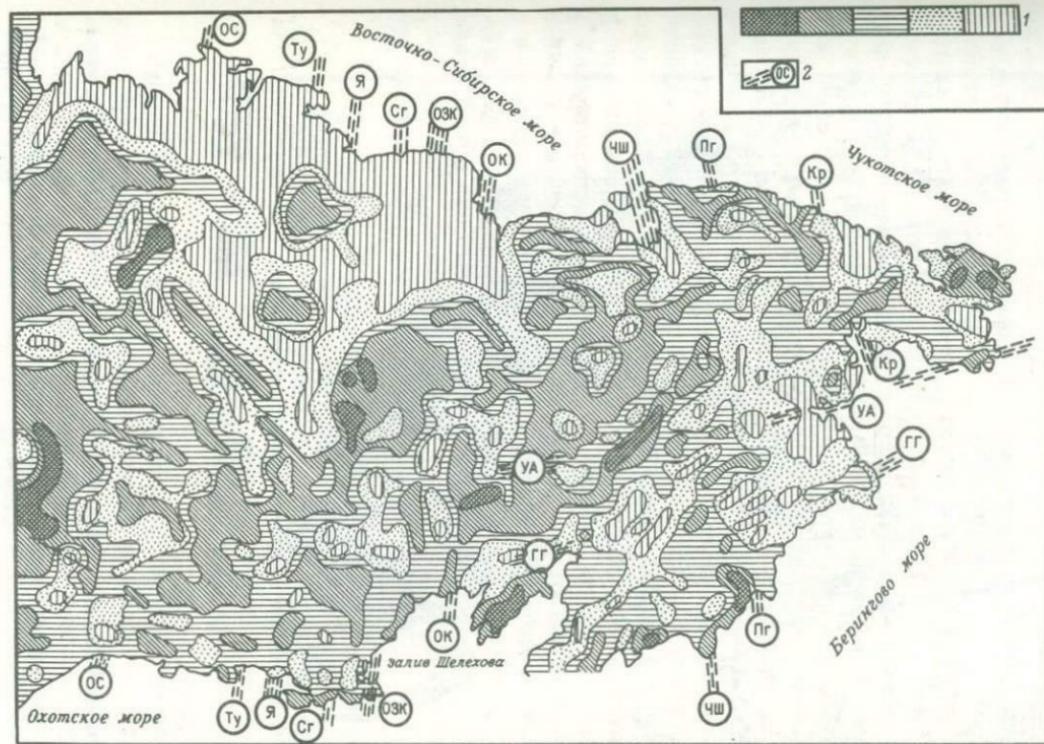


Рис. 20. Схема сопоставления средних плотностей горных пород Северо-Востока СССР, по [23], и положения сквозных зон.

1 — шкала плотностей горных пород (уменьшение слева — направо); 2 — сквозные зоны: ОС — Охотско-Сахалинская, Ту — Тауйская, Я — Ясачинская, Сг — Силанская, ОЗК — Омсукчано-Западно-Камчатская, ОК — Омолono-Камчатская, ГГ — Гижигинская, ЧШ — Чаунско-Ширшовская, Пг — Пегтымельская, ГА — Усть-Анадырская, Кр — Крестовская

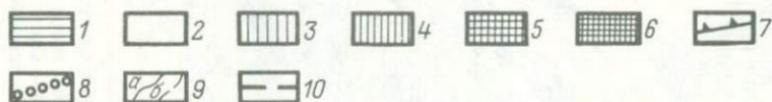
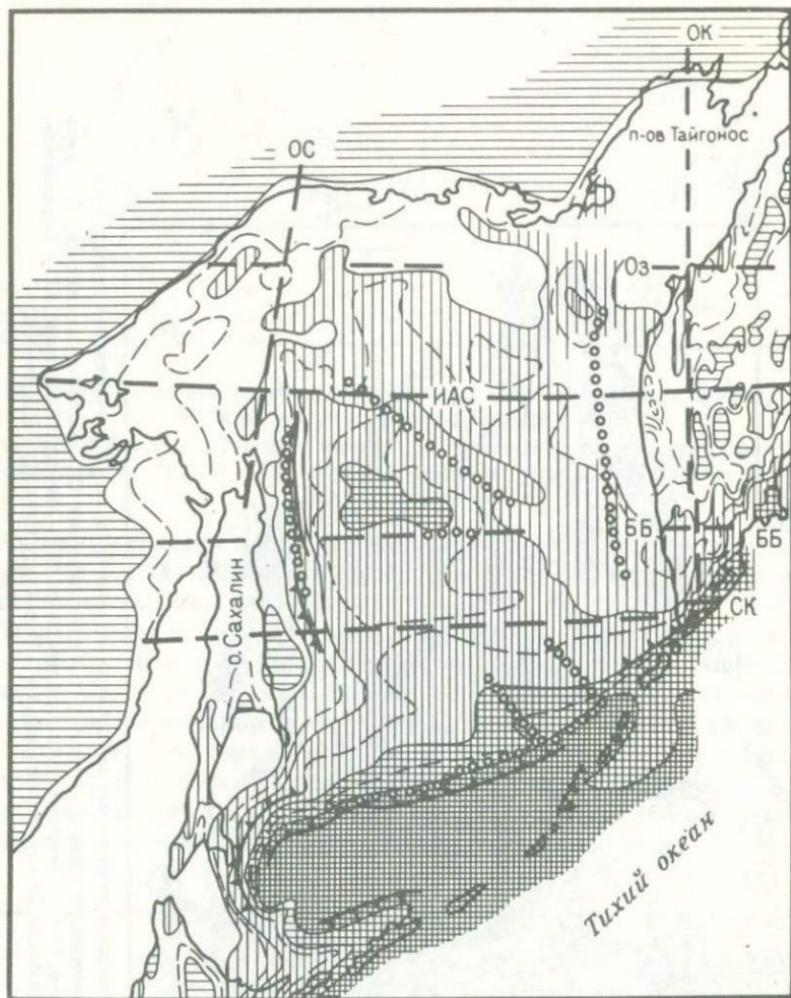


Рис. 21. Схема аномального поля силы тяжести Охотского региона, по [48], и положения сквозных зон.

Интенсивность положительных аномалий силы тяжести: 1 – очень высокая, 2 – высокая, 3 – средняя, 4 – низкая; 5 – уровень поля, близкий к нормальному; 6 – поле отрицательных аномалий; 7 – гравитационные ступени; 8 – геоморфологические уступы; 9 – изолинии поля силы тяжести: а – основные, б – дополнительные; 10 – оси скрытых сквозных систем нарушений: ОС – Охотско-Сахалинской, ОК – Омолон-Камчатской, ИАС – Ичинско-Адриановско-Становой, ББ – Больше-Банной, СК – Сюркумско-Камчатской, Оз – Озерновской

тирована в субмеридиональном направлении и совпадает с одним из крупных меридиональных поясов — Охотско-Сахалинским (ОС).

Позиция выделенных структурно-геоморфологических провинций и областей, характер их внутреннего расчленения, а также соотношение с ортогональной системой линеаментов подчиняются некоторым глобальным закономерностям.

Благодаря закономерному сочетанию указанных структур в пределах крайнего Северо-Востока Азии обособляется Верхояно-Чукотская кольцевая мегаструктура, составными частями которой служат Колымско-Ануйская, Корякско-Олюторская и Чукотская структурно-геоморфологические провинции. Эта кольцевая морфоструктура состоит из нескольких концентров. Центральная часть ее представлена Ануйской круговой морфоструктурой. Она облекается структурами Чукотской, Корякско-Олюторской провинций и Колымской геоморфологической области, которые образуют периферическое кольцо Верхояно-Чукотской мегаструктуры. Как было показано, морфо- и геологоструктурный планы указанных территорий находятся в полном соответствии. Геологические структуры северо-западного простирания Яно-Колымской складчатой области, обрамляющие с юго-запада Ануйское кольцо, постепенно сменяются сначала структурами широтной ориентировки в Примагаданье, затем северо-восточной в Корякском нагорье и далее структурами северо-западного плана в Чукотской провинции. Внешняя граница мегаструктуры (см. рис. 15) на юго-западе проходит по линейной структуре, разграничивающей Охотскую и Колымскую геоморфологические области, затем она совпадает с Магаданской сквозной зоной, пересекающей Камчатский перешеек. Восточный и юго-восточный отрезок границы трассирует береговую линию Берингова моря. Далее она проходит по Крестовской зоне сквозных нарушений и вдоль берега Чукотского моря. Приведенные данные показывают, что большая часть внешней границы Верхояно-Чукотской мегаструктуры трассируется скрытыми сквозными линеаментами.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ СКВОЗНОГО ТИПА И УЗЛОВ ДЛИТЕЛЬНОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Чукотка и Корякское нагорье

Данный регион включает три структурно-геоморфологические провинции: Чукотскую, Корякско-Олюторскую и Поясовую Охотско-Чукотскую. Первая из них входит в состав материковой части континента, а вторая — континентальной окраины. На описываемой территории (рис. 22) отчетливо прослеживается граница между указанными морфоструктурными единицами Азиатского континента. Она представляет собой хорошо выраженную в рельефе депрессионную зону, протягивающуюся на северо-восток от Пенжинской губы, а в районе озера Красного резко разворачивающуюся в широтном направлении. Депрессия на участке бас-

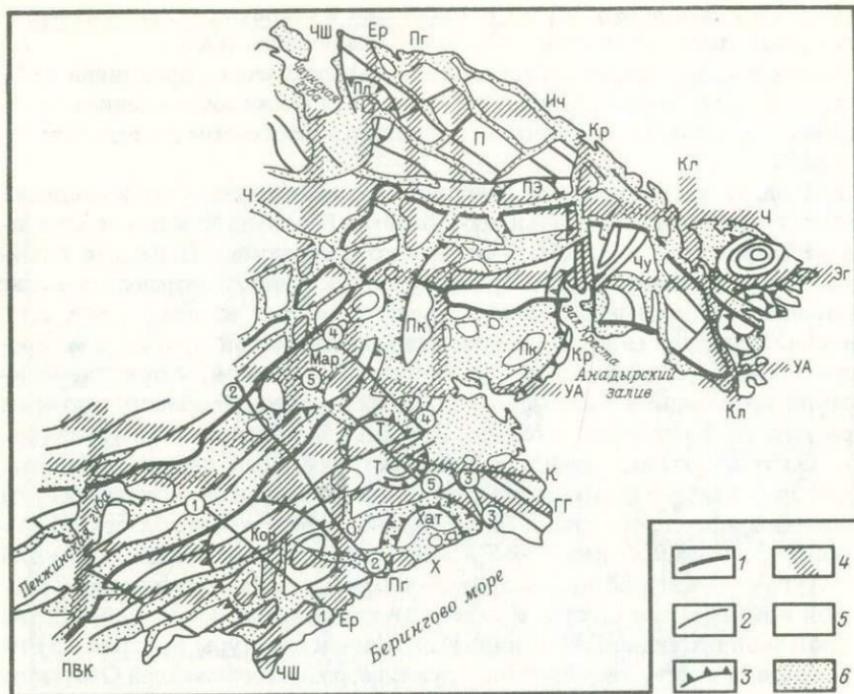


Рис. 22. Морфоструктурная схема Чукотки и Корякского нагорья. Составила Е.Н. Сапожникова.

Границы: 1 – крупнейших структурно-геоморфологических провинций, 2 – структурно-геоморфологических зон, подзон и блоков, 3 – крупных круговых структур; 4 – сквозные зоны; области: 5 – относительных поднятий, 6 – относительных опусканий.

Сквозные зоны: ПВК – Пенжино-Восточно-Камчатская, ЧШ – Чаунско-Ширшовская, Ер – Ергувеевская, Пг – Пегтымельская, Кр – Крестовая, Кл – Колючинская, Ич – Ичувеевская, Ч – Чукотская, Эг – Эгвекинотская, УА – Усть-Анадырская, К – Корякская, ГГ – Гижигинская, Х – Хатырская. Структурно-геоморфологические поднятия: П – Пегтымельское, Чу – Чукотское. Круговые структуры: Пл – Пламенная, ПЭ – Пегтымельско-Экитыкская, Пк – Пекульнейская, Мар – Марковская, Т – Тамватнейская, Хат – Хатырская, Кор – Корякская. Арабскими цифрами обозначены линеаменты, ограничивающие отдельные блоки (см. текст)

сейнов рек Пенжины и Белой имеет четкие геоморфологические границы в виде уступов рельефа, а в центральной части она осложнена осевым поднятием Пенжинского кряжа. На широтном отрезке депрессия резко расширяется. Южная граница ее коленообразно изгибается, представляет собой серию уступов рельефа. Северная граница нечеткая. Разворот простиранья депрессии и ее коленообразные изгибы объясняются наличием линейных морфоструктурных зон иной ориентировки.

В пределах Корякско-Олюторской структурно-геоморфологической провинции, соответствующей по площади Корякскому нагорью, наиболее

выраженные в рельефе линейные элементы подчиняются генеральному северо-восточному простиранию поднятия в целом. На всем протяжении они претерпевают азимутальные изменения, что связано с пересечением их линейными морфоструктурами иного простирания (северо-западными широтными и меридиональными).

Корякское нагорье разбито на крупные разновысотные блоки линейными структурами северо-западного простирания. Так, линия 1 — 1 (см. рис. 22) Аниваям — р. Эссоеем и линия 2 — 2 бухта Дежнева — устье р. Большой Куйбивеем ограничивают наиболее приподнятую часть Корякского нагорья с фоновыми высотами 1700—1900 м (при максимуме 2552 м — гора Ледяная). К северо-востоку от линии 2 — 2 и к юго-западу от линии 1 — 1 фоновые и максимальные высоты водоразделов не превышают 1100—1300 м.

На крайнем северо-востоке Корякского нагорья основные структурные элементы приобретают северо-западное простирание. Причем смена простираний происходит при пересечении их с северо-северо-западной зоной 3 — 3 (см. рис. 22) оз. Пекульнейское — оз. Майниц. Такое же резкое изменение основных структурных элементов с северо-восточных на северо-северо-восточные происходит в северной части Корякского нагорья при пересечении с северо-западной зоной 4 — 4, проходящей по линии р. Синовья (левый приток в нижнем течении р. Великой) — р. Коначан (правый приток р. Анадырь). Одновременно структуры северо-восточного простирания испытывают изгибание вокруг кольцевой структуры оз. Красного.

Северная часть описываемой территории включает Чукотский хребет, Анадырское плоскогорье и Анадырскую низменность. Как по характеру рельефа, так и по структурному плану в пределах этой территории выделяется несколько крупных областей.

Прилегающая к Корякскому нагорью область имеет низменный рельеф, на фоне которого отмечаются разрозненные поднятия: хр. Пекульней, Ушканский и Алганский кряжи и др. Структурно они объединяются в два крупных круговых сложно построенных образования — Марковское (Мар) и Пекульнейское (Пк). Марковская структура примыкает с северо-запада к Анадырскому поднятию с северо-восточным доминирующим направлением структурных элементов. Пекульнейская структура отделена от Марковской депрессионной зоной меридионального простирания, а на севере она ограничена системой линейных структур широтной ориентировки, представляющих собой Чукотскую широтную зону (Ч). К северу от последней располагается Пегтымельское поднятие (П) с северо-западным простиранием основных структурных элементов. Достаточно отчетливо выраженные в рельефе северо-восточные элементы в этой области являются поперечными, по которым Пегтымельское поднятие в целом ступенчато погружается в северо-западном направлении. Структурный план этой территории осложнен наличием двух крупных круговых структур: Пламенной (Пл) и Пегтымельско-Экитыкской (ПЭ).

К востоку от Крестовской зоны (Кр) в пределах Чукотского поднятия (Чу) структурный план территории резко меняется. Здесь он характеризу-

ется очень интенсивной блоковой раздробленностью, выраженной в рельефе: большую часть территории занимают линейные депрессионные зоны различного простирания и конфигурации. Каждый из блоков имеет независимый структурный план.

При детальном изучении морфоструктурных особенностей региона выявилась густая сеть сквозных структур различной ориентировки, что определяет интенсивную блоковую раздробленность территории. В результате их взаимного пересечения образуется большое число морфоструктурных узлов.

Некоторые кратко охарактеризованные ранее крупнейшие сквозные зоны тектонических нарушений и их пояса отчетливо проявлены в морфоструктурном плане территории (см. рис. 22). Так, на отдельных участках Чаунско-Ширшовский пояс сквозных нарушений выражен в виде серии кулисообразных меридиональных линейментов, сконцентрированных в полосе шириной в среднем 150 км. На юге в пределах Корякского нагорья этот пояс представляет собой поднятие, частью которого является Олюторский полуостров, простирающийся в меридиональном направлении. В средней части пояс трассируется меридиональными отрезками четвертичных депрессий. В северной части он подчеркивается конфигурацией Чаунской четвертичной депрессионной котловины. Естественным продолжением ее является Чаунская губа, меридиональная ориентировка которой особенно отчетливо выражена в морфоструктурах восточного берега.

Вторая крупнейшая меридиональная зона — Крестовская — представляет собой на всем протяжении грабеноподобную структуру, ограниченную резкими уступами рельефа. В южной ее части в районе залива Креста располагаются меридиональные депрессии. Эта зона разграничивает крупные блоки с различными фоновыми высотами рельефа. Ширина зоны в среднем 50—60 км.

Из наиболее крупных и протяженных зон широтной ориентировки на данной территории отмечаются восточные части Чукотской (Ч), Усть-Анадырской (УА) и Гижигинской (ГГ). Гижигинская зона выделяется по ряду морфоструктурных признаков: 1) наличию резких изгибов в простирании северо-восточных морфоструктур, 2) изменению простираний (до широтного) ряда основных линейных морфоструктур при пересечении с ней, 3) окончанию некоторых морфоструктур в ее пределах, 4) вытягиванию в широтном направлении осей овальных морфоструктур, 5) наличию широтных депрессионных участков в ее пределах. Ширина зоны в среднем 80—100 км.

Усть-Анадырская зона почти на всем протяжении проходит по депрессиям. Там, где она пересекает небольшие линейно вытянутые поднятия, происходят изменения азимута их простираний или они обрываются на широте этой зоны. На крайнем востоке она подчеркивается широтной ориентировкой Анадырского лимана. На ее широте происходит также резкое изменение простирания береговой линии побережья Берингова моря. Ширина зоны 60—80 км.

Чукотская широтная зона сквозных нарушений с севера ограничивает берег Чукотского полуострова. В центральной части территории она под-

черкивается широтно вытянутыми депрессиями в бассейнах р. Вульвеем, среднего течения р. Амгуэмы и в верховьях р. Малого Анюя. По Чукотской широтной зоне происходит резкая смена морфоструктурного плана: к северу от нее преобладают линейные структуры северо-западного простирания, а к югу — северо-восточного. Ширина зоны колеблется от 50 до 150 км.

Помимо крупнейших ортогональных линейных элементов здесь намечается серия более мелких, также играющих важную роль в структурном каркасе территории. Одна из таких структур — меридиональная Пегтымельская (Пг). Эта зона пересекает всю территорию от бухты Дежнева на юге до устья р. Пегтымель на севере. Ширина ее в среднем 30—40 км. Она проходит через котловину озера Красного и почти на всем протяжении трассируется линейно вытянутыми депрессиями.

Другой меридиональной структурой того же ранга является Ергувемская зона (Ер), которая в морфоструктурном отношении выражена сгущением линейных элементов рельефа и на отдельных участках сериями депрессий. Ширина зоны колеблется от 30 до 50 км.

Третья структура такого же типа Колючинская (Кл). Она представляет собой меридиональный грабеноподобный прогиб с резко пониженным рельефом. На севере и юге эта особенность подчеркивается меридионально ориентированными бухтой Провидения и заливами Колючинской губы. Среди широтных структур сквозного типа наибольший интерес представляют Хатырская (Х), Корякская (К), Эгвекинотская (Эг), Ичувемская (Ич). Ширина зон не превышает 50 км.

Хатырская сквозная зона на всем протяжении трассируется линейными понижениями в рельефе территории. В центральной части она разделяет два блока с различным морфоструктурным рисунком. Корякская зона проходит по широтному уступу рельефа, представляющему собой северную оконечность Корякского нагорья. Далее на запад на ее широте наблюдается смена простираний основных морфоструктурных элементов или последние оканчиваются. Эгвекинотская и Ичувемская зоны выражены в рельефе сгущением линейных морфоструктур широтного простирания.

Кроме ортогональных, сквозной и часто скрытый характер имеют и некоторые линейные элементы диагональной сети. В том случае, если основной морфоструктурный план обладает северо-восточной ориентировкой, присутствуют и сопряженные сквозные структуры северо-западного простирания и наоборот.

Северо-западные линейные структуры сквозного типа особенно широко распространены в пределах Корякского нагорья. По простиранию они пересекают границу между континентальной частью материка и континентальной окраиной. Они весьма протяженны, ширина их колеблется от 20 до 60 км, азимуты простирания непостоянны.

Северо-восточные линейные структуры сквозного типа наиболее отчетливо распространены в пределах чукотской части территории. Они также поперечны по отношению к основному морфоструктурному плану региона. Ширина их от 13 до 40 км. Как те, так и другие устанавливаются по признакам, аналогичным тем, которые характерны для ортогональной се-

ти линеаментов, однако диагональные линеаменты не являются границами смены морфоструктурного плана крупных структур.

В пределах изученного региона помимо линейных структур и ограничиваемых ими блоков морфоструктурным анализом выявлены круговые образования разных порядков (см. рис. 22). Наиболее крупная Пекульнейская кольцевая структура кратко описана в начале главы. Корякская круговая структура представляет собой сводовое поднятие круговой формы с хорошо развитой системой радиальных линейных структур.

Марковская круговая структура имеет в плане овальную форму, вытянута на 750 км по длинной оси в северо-восточном направлении согласно генеральной ориентировке основных морфоструктур этой части территории. Центральная часть структуры — депрессионное опускание, периферия осложнена рядом валообразных поднятий. С северо-запада ее ограничивают прямолинейные структуры северо-восточного простирания, представляющие собой уступы рельефа.

Существуют также круговые структуры меньших размеров. Среди них: Хатырская (Хат) полукольцевая структура, выходящая на берег Берингова моря; Тамватнейская (Т) сложно построенная кольцевая и Пламенная (Пл) полукольцевая структуры. Их диаметр колеблется от 300 до 500 км.

Тамватнейская структура состоит из двух частей — поднятой северо-западной и опущенной юго-восточной. Их разделяет вытянутый в северо-восточном направлении депрессионный прогиб. Пламенная полукольцевая структура представляет собой сложно построенное опускание в рельефе. Полукольцо ограничено линеаментом северо-западного простирания, разделяющим Чаунскую депрессию и Пегтымельское поднятие.

Соотношение линейных и кольцевых структур представляет значительный интерес, особенно относительно металлогении региона. Выделенные крупные линейные структуры ортогональной ориентировки часто ограничивают блоки, в которых расположены крупные круговые морфоструктуры, на некоторых участках линеаменты проходят по их границам (Крестовская зона и Пегтымельско-Экитыкская круговая структура, Пегтымельская зона и Пекульнейская круговая структура). В то же время более мелкие круговые структуры пересекаются этими же линеаменстами. Таким образом, возникают морфоструктурные узлы сложного строения в результате пересечения линейных структур различных направлений и наличия здесь же круговых образований. На изученной территории к наиболее крупным узлам такого рода относятся Тамватнейский — 1 и Пламенный — 2 (рис. 23). Первый из них возник на пересечении Корякской широтной, Пегтымельской меридиональной и Тамватнейской круговой структур. Здесь же пересекаются крупные линейные структуры диагональной ориентировки. Второй узел — Пламенный возник на пересечении Ергувеевской (меридиональной) и Ичувеевской (широтной) зон с круговой морфоструктурой. Узел осложнен северо-западным линеаментом.

Установленные особенности морфоструктурного плана территории хорошо подтверждаются при анализе геологического строения. Особенности геологического строения крупнейших широтных сквозных зон (Чукотской, Усть-Анадырской, Гижигинской) кратко охарактеризованы выше.

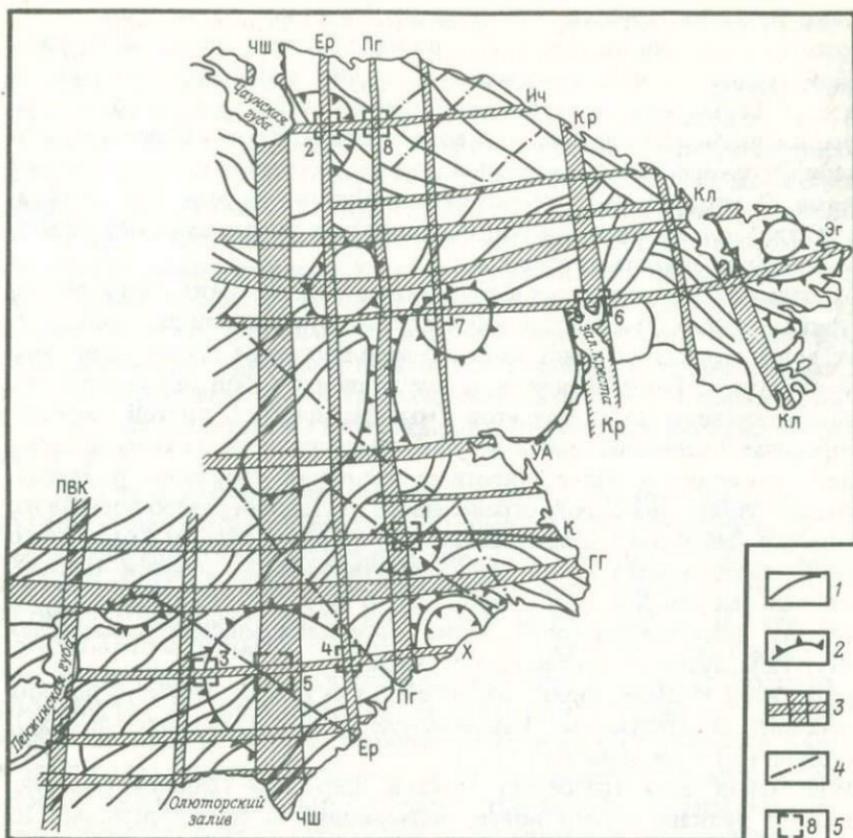


Рис. 23. Схема главнейших структурных элементов Чукотки и Корякского нагорья.
Составила Е.Н. Сапожникова.

Основные морфоограничивающие линейные элементы рельефа: 1 — прямолинейные, 2 — дуговые; сквозные зоны: 3 — секущие, 4 — поперечные, сопряженные с основными линейными элементами рельефа (названия зон см. рис. 22); 5 — морфоструктурные узлы

В качестве добавления можно отметить отдельные особенности этих структур. Так, Чукотская зона с востока на запад подчеркивается широтно ориентированными структурными элементами: южной границей Ванкаремской четвертичной впадины, отдельными разломами, участками границ неогеновых впадин, выполненных эффузивами кислого состава, контактами интрузий меловых гранитов, цепочкой выходов протерозойских пород в бассейне р. Ванкарем. Зона прослеживается также по широтной ориентировке складчатости в протерозойских образованиях Чукотского массива и в триасовых песчано-глинистых толщах западнее пос. Иультин. На участке от Колючинской губы до бассейна р. Танюерр эта линейная

сквозная зона трассируется структурами Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Так, по ней проходит широтный отрезок северной границы пояса, происходит изменение ориентировки структур в пределах Верхнеамгузского вулканогенного прогиба, выполненного кислыми эффузивами мелового возраста. Южная граница Чукотской зоны ограничивает с севера площади распространения палеогеновых базальтов. В западной части территории по Чукотской зоне далеко на запад вытягивается цепочка впадин, выполненных указанными базальтами и часто имеющих широтные границы.

Гижигинская зона сквозных нарушений на западе служит границей смены структурного плана Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Севернее зоны структуры пояса имеют северо-восточное простирание, южнее — широтное. Гижигинская зона представляет собой барьер для распределения четвертичных базальтов (мыс Наварин). С другой стороны, в ее пределах неогеновые лавы и туфы смешанного состава выполняют впадины, имеющие в плане широтные очертания (верховья р. Майн). Небольшие блоки этих пород, ограниченные разломами северо-восточного простирания (согласно с современным структурным планом Корякского нагорья), вытягиваются в широтно ориентированные цепочки (междуречье верховьев рек Хатырки и Великой). В пределах Гижигинской зоны происходит флексурообразный изгиб мезо-кайнозойских складчатых структур Иомраутского орогенного прогиба.

Среди более мелких широтных линейных сквозных структур подробнее рассмотрим следующие: Ичувеевскую (Ич), Эгвекинотскую (Эг), Корякскую (К) и Хатырскую (Х).

Ичувеевская зона трассирует участок широтной границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, подчеркивается серией разломов на южной границе Куульского поднятия, ориентировкой складчатости нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных отложений в его пределах [15], границами крупных тел раннемеловых гранитов.

Эгвекинотская зона на большей части трассируется структурами Охотско-Чукотского пояса. В восточной части в структурах Чукотского массива древних пород она подчеркивается широтными разломами, широтной ориентировкой складчатости в толщах протерозойского возраста. По всей длине она фиксируется впадинами, выполненными разного состава вулканогенными толщами палеогенового возраста.

Корякская зона повсеместно трассируется широтными разломами. Согласно с ее простиранием ориентирован ультраосновной интрузивный массив палеозойского возраста в бассейне р. Великой. От Анадырского залива до среднего течения р. Великой зона ограничивает Анадырскую неотектоническую впадину. На этом же участке широтные структуры меловых отложений срезают более древние структуры ёрских отложений северо-восточного простирания. Далее на запад в бассейне р. Ваги в ее пределах происходит разворот структур отложений нижнего мела с северо-восточных на широтные. Еще дальше на запад при пересечении Пенжинского прогиба в ее пределах отмечаются широтные выступы в неогеновых депрессиях, выполненных вулканогенными образованиями. В пределах Мургальского

антиклинория эта зона ограничивает с севера интрузии верхнемеловых гранитов, кроме того, по ней происходит смена простираения структур раннемеловых образований: к северу от зоны они строго северо-восточные, к югу же несколько разворачиваются в близширотном направлении.

Хатырская сквозная зона на всем протяжении трассируется широтными разломами и полями даек, субвулканических тел мел-палеогенового возраста. В верховьях р. Апуки северная ее граница проходит вдоль широтно ориентированного блока палеозойских пород. На востоке Хатырская зона служит границей Хатырского антиклинория, сложенного преимущественно юрскими образованиями, и Ватынского синклинория, выполненного породами мелового возраста. Далее на запад она подчеркивается широтными границами неогеновой впадины, выполненной базальтами. При пересечении зоной Таловско-Майнского антиклинория в ее пределах появляются массивы гипербазитов с широтными интрузивными контактами.

При детальном изучении территории Северо-Востока Азии были обнаружены геологические признаки, которые в деталях подчеркивают строе-ние крупнейших меридиональных зон. Так, Крестовская зона сквозных тектонических нарушений в северной части подчеркивается широким развитием субмеридиональных нарушений вдоль границы Паляваамского синклинория и Вельмайского поднятия. По ней в широтно ориентированном Иультинском поднятии изменяется простираение складчатости от северо-западного до широтного, а затем и до северо-восточного в песчано-глинистых породах нижнего и среднего триаса. В нижнем течении р. Амгуемы в пределах указанной сквозной зоны наблюдается плавное изменение простираения пород нижнего и среднего триаса с северо-западного на северо-восточное. С Крестовской зоной также связано возникновение выступа триасовых терригенных толщ южного окончания Вельмайского поднятия. Этот выступ расчленяет в меридиональном направлении вулканогенные толщи Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В то же время отдельные впадины, выполненные верхнемеловыми кислыми вулканопирокластическими толщами, вытягиваются цепочками в меридиональном направлении вдоль Крестовской зоны, проникая далеко на север в пределы палеозойских толщ Чаунской складчатой зоны.

Чаунско-Ширшовская меридиональная зона разделяет образования Раучанского прогиба и Чаунской складчатой зоны. Граница проявлена серией субмеридиональных разломов. В пределах западного ограничения указанной линейной структуры границы Чаунской и Эвенской вулканических зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса приобретают меридиональное направление. Зона является барьерной для интрузивных образований различных фациальной принадлежности и возраста. Исключение составляют небольшие субвулканические интрузивные тела трахилипаритов, развитые в пределах Таловско-Майнского антиклинория, а также мелкие и разрозненные тела гранитов и гранодиоритов мелового возраста, спорадически отмечающиеся на отдельных участках в северной половине сквозной зоны. Отмечается также экранирующая роль сквозной зоны для продуктов кислого вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса,

расположенных к востоку от нее. Она контролирует размещение продуктов основного вулканизма различного возраста. В северной части эта зона трассируется цепочками вулканогенных впадин, выполненных верхнемеловыми базальтами.

Более мелкие меридиональные зоны сквозных нарушений также проявлены в геологических признаках. Так, Ергувеевская зона трассируется отдельными меридиональными разломами. В пределах Чаунской складчатой зоны на площади указанной структуры происходит изменение простирания с северо-западного на широтное в складках нижнекаменноугольных отложений. Массивы верхнемеловых гранитоидов вытягиваются в цепочки вдоль сквозной зоны вопреки общей тенденции их размещения согласно складчатым структурам северо-западного простирания. Данная зона в восточной части является границей между Чаунской четвертичной впадиной и одноименной вулканической зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В пределах четвертичной впадины по зоне ориентирована цепочка выступов, сложенных триасовыми образованиями. Южнее в пределах Ергувеевской зоны отмечаются меридиональные ограничения впадины, выполненной палеогеновыми базальтами (верховья р. Анадырь). В самой южной части сквозной зоны она обуславливает меридиональное ограничение впадины, выполненной четвертичными андезито-базальтами (среднее течение р. Апуки).

Пегтымельская меридиональная сквозная зона нарушений явно выражена в геологических аномалиях. В северной части она ограничивает распространение верхнемеловых эффузивов Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По Пегтымельской структуре эффузивы Эвенской зоны в виде отдельных впадин цепочкой протягиваются далеко на север в пределы распространения отложений триаса. К югу от вулканического пояса к ней приурочен меридионально вытянутый участок Марковской наложенной впадины. Здесь же и далее к югу вдоль нее вытягиваются поля палеоцен-эоценовых эффузивов различного состава, простирание которых западнее преимущественно северо-восточное. На крайнем юге по Пегтымельской сквозной зоне обрываются северо-восточные мезо-кайнозойские структуры Хатырского поднятия.

Важное значение в геологическом строении региона имеют и круговые структуры различного ранга. Корякское сводовое поднятие (см. рис. 22, 23) занимает центральную часть Корякско-Олюторской структурно-геоморфологической провинции. Свод сложен морскими терригенными, вулканогенно-кремнистыми и континентальными угленосными отложениями мела. Толщи дислоцированы и образуют антиклинорную структуру, на ряде участков ограниченную разломами. По ее периферической части развиты поля четвертичных вулканогенных пород, в составе которых выделяются андезиты, андезито-базальты, дациты, риолиты и их туфы. По обрамлению структуры расположены впадины, выполненные неоген-палеогеновыми эффузивными и терригенными толщами. Эти образования неогласно перекрывают меловые породы центральной части свода.

Свод разбит на серию блоков различного размера по кольцевым и радиальным разломам. Наиболее крупные Пахачинский и Куйбивеевский

блоки разделены широтной Хатырской сквозной зоной. Пахачинский блок представляет собой впадину, выполненную палеогеновыми и неогеновыми терригенными толщами, перекрытыми четвертичными вулканогенными породами: Куйбивеевский — поднятие овальной формы, вытянутое в широтном направлении. Ядро поднятия сложено верхнепалеозойской эффузивно-осадочной толщей, а периферическая часть сформирована меловыми осадочными толщами и оконтурена серией дуговых разломов. На пересечении линейными структурами различного направления периферических частей Корякского свода — в тектонических узлах — размещены интрузии гипербазитов.

Тамватнейская круговая структура расположена в северной части Корякской складчатой зоны. Это опущенный блок, сложенный меловыми осадочными толщами, которые перекрыты четвертичными эффузивными породами. В центральной части этой структуры обнажается крупный интрузивный массив гипербазитов.

Хатырская структура — полукольцевое поднятие, осложненное четвертичными депрессиями неправильной формы. Наиболее поднятая центральная часть структуры сложена преимущественно зеленокаменными породами. Периферическая часть имеет гетерогенное строение. В северном блоке обнажается песчано-алевролитовая толща пермо-триасового возраста, в северо-восточном и юго-западном блоках залегают меловые песчано-алевролитовые отложения. В центральной части полукольцевой Хатырской структуры отмечаются различные по составу интрузивные массивы (от ультраосновных до кислых), внедрившиеся по дуговым разломам.

Все описанные структурные элементы находятся в сложных соотношениях. Крупнейшие сквозные линейные зоны — Чаунско-Ширшовская, Крестовская, Усть-Анадырская, Гижигинская, Чукотская — вычленяют крупные блоки, в пределы которых полностью вписываются выявленные наиболее крупные круговые структуры: Пекульнейская, Марковская, Корякская. Исключение составляют пересекающиеся Чаунско-Ширшовская меридиональная зона и Корякский свод.

Все более мелкие ортогональные линейные и круговые структуры пересекаются между собой и образуют тектонические узлы, сложное строение которых определяется также наличием диагональных линеаментов, часто являющихся главными элементами современного структурного плана.

Сложное блоковое строение крайнего Северо-Востока Азии обусловлено развитием ортогональных, диагональных линейных и круговых структур, проявленных в явном и скрытом виде. Анализ закономерностей размещения рудных объектов разных масштабов и металлогенического профиля в связи с особенностями блокового строения территории показал, что многие из выявленных линейных сквозных зон играют роль рудоконцентрирующих. Важное значение в размещении рудных объектов различных металлов (ртути, олова и др.) имеют и кольцевые структуры, но особый интерес представляют узлы пересечения линейных структур между собой, а также с кольцевыми.

В пределах Хатырской широтной сквозной зоны в западной части территории сосредоточены месторождения и рудопроявления различного

профиля. При этом наиболее интересные объекты размещены в морфоструктурных узлах 3 и 4 (см. рис. 23) на пересечении этой зоны с дуговым ограничением Корякского свода. В пределах самого свода оруденение также концентрируется в узле 5 (см. рис. 23) на пересечении двух зон ортогональной ориентировки: Чаунско-Ширшовской (меридиональной) и Хатырской.

Сложный узел 1 (см. рис. 23) возникает при пересечении Корякской широтной зоны с меридиональной Пегтымельской в пределах Тамватнейской кольцевой структуры. В формировании этого узла значительную роль играет и северо-западная линейная структура, проходящая вдоль Усть-Хатырского разлома и трассирующаяся р. Великой.

По-видимому, рудоконцентрирующее значение имеет и Эгвекинотская широтная сквозная зона нарушений, в пределах которой также размещается ряд месторождений и рудопроявлений различного металлогенического профиля. Рудные объекты сосредоточены в узлах 6 и 7 (см. рис. 23), возникших на пересечении ею соответственно Крестовской меридиональной зоны и центральной части Пекульнейской круговой структуры.

Рудоконцентрирующее значение имеет и Ичувеевская широтная зона, которая насыщена рудопроявлениями на всем протяжении. Интересные рудные районы приурочены к узлам ее пересечения с Ергуевемской, Пегтымельской и другими меридиональными сквозными зонами. Характерной особенностью указанных узлов является наличие в их пределах помимо линейных зон также и кольцевых структур. Другие охарактеризованные ранее сквозные зоны (Чукотская, Чаунско-Ширшовская, Крестовская, Усть-Анадырская, Гижигинская), по-видимому, не имеют рудоконцентрирующего значения, так как в их пределах размещены, как правило, либо единичные, либо незначительные объекты.

Примагаданье

Особенностью морфоструктурного плана описываемой территории является разнонаправленность ориентировки основных структурных элементов рельефа и, следовательно, большое число различных по своему структурному плану геоморфологических областей. При этом часто оказывается, что на продолжении основных линеаментов той или иной области в соседней зоне имеются линеаменты того же простирания, однако роль основных линеаментов здесь играют поперечные к ним линейные структуры. Это создает большую мозаичность блокового строения территории.

Исследуемая территория имеет очень сложное геологическое строение, что находит отражение в структурных особенностях рельефа и в целом всего морфоструктурного плана. Это выражается в том, что помимо основных прямолинейных структурных элементов в рельефе хорошо проявлены элементы дугового и кругового плана, фрагменты которых иногда согласны с простиранием линейных морфоструктур. Создается картина наложенных планов, что очень усложняет расшифровку структуры территории. Нами сделана попытка проинтерпретировать полученную схему морфоструктурных элементов следующим образом. Для иллюстра-

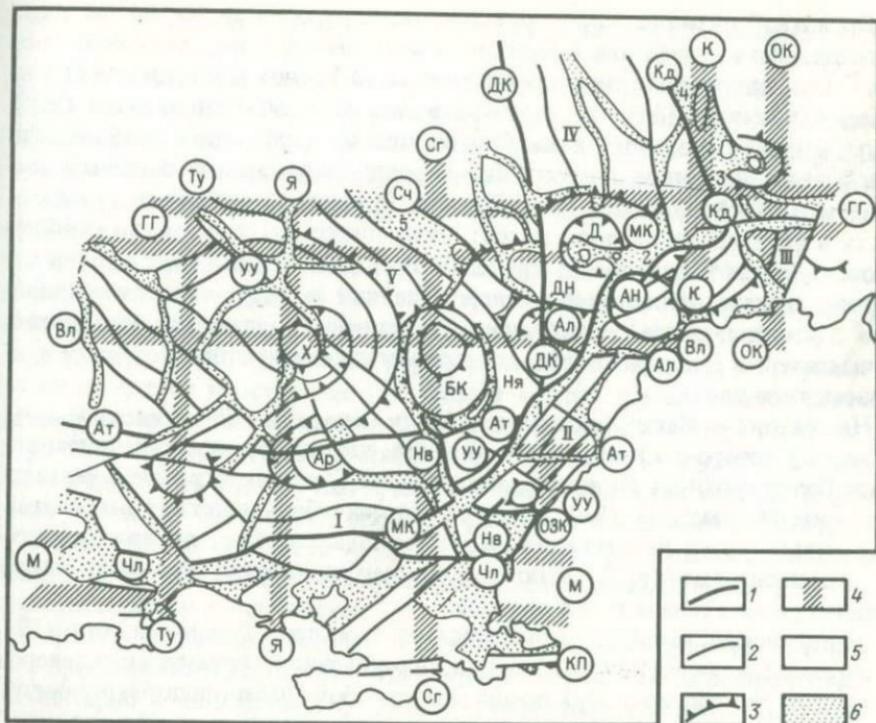


Рис. 24. Морфоструктурная схема Приморья. Составила Е.Н. Сапожникова.

Границы: 1 – крупнейших геоморфологических провинций и областей, 2 – геоморфологических зон и подзон, 3 – круговых образований, 4 – сквозные зоны, 5 – области относительных поднятий, 6 – относительно опущенные блоки.

Объемно-площадные морфоструктуры: блокового типа: I – Магаданская, II – Вилигинская, III – Туромчинская, IV – Омсукчанская, V – Колымская; кругового типа: Д – Дукатская, БК – Буюддино-Купкинская, Х – Хетинская, Ар – Арманская, ДН – Дагорская, Ня – Нябольская. Линейные зоны: Чл – Челомджинская, Ат – Аткинская, МК – Маякано-Купкинская, ДК – Дукатская, К – Коркодонская, АН – Аликинско-Наяханская, УУ – Угулан-Умарская, Сч – Сеймчанская, Ал – Аликинская, Нв – Нявленгинская, Я – Ясачинская, ГГ – Гижигинская, Вл – Вилигинская, Сг – Сигланская, ОЗК – Омсукчано-Западно-Камчатская (осевая линия), ОК – Омолонно-Камчатская, КП – Кони-Пьягинская, Ту – Тауйская (Кулу-Хурэнская), М – Магаданская, Кд – Кедонская. Впадины: 1 – Верхнекупкинская, 2 – Верхнесуйгская, 3 – Верхнеомолонская, 4 – Верхнекоркодонская, 5 – Сеймчано-Буюддинская

ции взаимоотношений крупнейших морфоструктурных единиц на приводимой схеме (рис. 24) выделены две градации основных линейных морфоструктур: 1) ограничивающие крупнейшие геоморфологические области; 2) главнейшие, хорошо выраженные элементы, согласные с основным простиранием структур внутри геоморфологической области (границы геоморфологических зон и подзон).

Линейные морфоструктуры, секущие линеаменты основного простирания, выделялись особым знаком. Анализ полученной схемы позволил провести геоморфологическое районирование территории.

По южной окраине территории простирается область, названная нами Магаданским мегаблоком (I), ограниченная широтными Челомджинским (Чл), являющимся одним из составляющих широтной Магаданской структуры, Аткинским (Ат) и северо-западным Маякано-Купкинским (МК) линеаментами первого порядка. Внутри этой геоморфологической области преобладает широтное направление хорошо выраженных линейных элементов и ограничиваемых ими блоков. Отмечается и широтная зональность в распределении поля высот: вдоль широтных линеаментов наблюдаются уступы в рельефе. В пределах этой области также достаточно отчетливо выражены некоторые северо-западные и северо-восточные линейные элементы, лишь меридиональные линейные элементы проявлены фрагментарно. В целом эта область соответствует широтному отрезку вулканического пояса.

На востоке к Магаданскому мегаблоку примыкает Вилигинский мегаблок (II) северо-восточного простириания, что подчеркивается линеаментами более высоких порядков внутри него. С юга он ограничен Челомджинским линеаментом (Чл), к югу от которого большинство линеаментов северо-восточного простириания не прослеживается, а те, что продолжают, изменяют азимут. По Челомджинскому линеаменту проходит также граница резкой смены типов рельефа.

Вилигинский мегаблок отделяется от соседнего Туромчинского (III) поперечной Аликинской (Ал) зоной, ограниченной линеаментами северо-западного простириания. Она представляет собой грабеноподобный прогиб, так как максимальные отметки рельефа здесь значительно ниже по сравнению с соседними территориями Вилигинского и Туромчинского мегаблоков. Эта зона прослеживается и далее на северо-запад в пределах Омсукчанской геоморфологической области (IV).

Омсукчанская область имеет близмеридиональное простириание и ограничена на западе Дукатским линеаментом (ДК) меридионального простириания, а на востоке линеаментом северо-северо-западного простириания, который отделяет ее от системы впадин. Главнейшие линеаменты, определяющие внутреннюю структуру этой области, имеют субмеридиональное простириание. Хорошо выражены также близширотные линейные зоны. Важным элементом структуры этой геоморфологической области является полукольцевая Дукатская (Д) структура, примыкающая к Маякано-Купкинскому (МК) линеаменту. Она имеет сложное строение: центральная часть ее опущена и резко расчленена.

На севере к широтному Магаданскому мегаблоку примыкает обширная Колымская геоморфологическая область (V), имеющая северо-западное простириание основных структурных элементов, осложненное Хетинским (Х) и Буюндино-Купкинским (БК) сводовыми поднятиями.

Картина распределения поля высот и главнейших линейных морфоструктур здесь очень сложна. Центральная часть Хетинского полусвода наиболее поднята и ограничена концентрической системой депрессионных зон. С некоторой долей условности можно говорить о радиально-концентрическом распределении поля высот в пределах относительно опущенной периферической части сводового поднятия. Этот свод не полно выражен,

так как на западе и северо-западе не удается проследить его внешнее дуговое ограничение. Дуговые линеаменты на севере переходят в структуры основного для Колымской области северо-западного простирания.

Как видно из рис. 24, дуговые ограничения Хетинского свода в ряде мест сильно нарушены. Это происходит, например, при пересечении свода меридиональной Ясачнинской структурой (Я), а также широтными зонами Гижигинской (ГГ) и Вилигинской (Вл) и широтным Аткинским линеаментом (Ат).

Анализ распределения поля высот как внутри области Магаданского блока (I), так и в пределах внешнего кольца Хетинского свода показывает, что здесь наблюдаются так называемые "складки облекания", т. е. мегаскладки*. Разворот дуговой периферической зоны свода с юго-западного на широтное простирание происходит вокруг Арманской круговой структуры (Ар), а затем, если судить по полю высот наиболее поднятых блоков, эта зона вновь разворачивается к северо-востоку и уходит за пределы Магаданского блока в Колымскую область, облекая с востока Буюндино-Купкинский свод (БК). Весьма вероятно, что здесь мы имеем дело с частью какого-то еще более крупного кругового образования. Внешняя его граница проходит по Челомджинскому, Маякано-Купкинскому и частично Дукатскому линеаментам.

На фоне хорошо выраженных в рельефе линейных структур того или иного простирания выделяются структуры, которые в рельефе проявлены фрагментарно и являются секущими по отношению к первым. По комплексу морфоструктурных признаков [39] они могут быть отнесены к типу сквозных. Таковы для данной территории широтные и меридиональные структуры. Однако следует оговориться, что они не для всех выделенных геоморфологических областей будут играть роль секущих: например, для Магаданского мегаблока продольными структурными элементами будут широтные, а для Омсукчанской области — меридиональные. Иногда секущими те или иные линейные элементы становятся лишь на отдельных участках. Таков отрезок Омсукчано-Западно-Камчатской (ОЗК) зоны в пределах Вилигинского мегаблока. Можно назвать и ряд других; в их числе восточный отрезок Вилигинской (Вл) и южный — Омолано-Камчатской (ОК) зон.

Остановимся на описании некоторых наиболее крупных сквозных структур. Широтная Гижигинская зона (ГГ) довольно отчетливо выражена депрессиями (Наяханской и Верхнесугойской впадинами, Омсукчанской депрессией и т. д.). Ширина этой зоны около 35 км. При пересечении с нею резко меняют азимут северо-западные структурные элементы Колымской области (V), а на востоке она подчеркнута широтным простиранием элементов орогидрографии — среднего течения р. Гижиги, хр. Корбэнды и др.

* Понятие близко к таковому С.С. Шульца-старшего, но с той разницей, что он рассматривал мегаскладки в вертикальной плоскости: хребты — мегантиклинали и межгорные депрессии — мегасинклинали. Нами же мегаскладки рассматриваются в горизонтальной плоскости.

Вилигинская широтная зона (Вл) проявлена слабее, чем описанная выше, однако ее удастся проследить на большом протяжении. К ней приурочены куполовидные структуры: Хетинская (Х), центральная часть Буюндино-Купкинского сводового поднятия (БК), Дагорское круговое опускание (ДН).

Среди меридиональных линейных структур выделяется в первую очередь Ясачнинский линеамент (Я). Он подчеркнут значительной ширины депрессионными участками того же простирания. Меридиональный Коркодонский линеамент представляет собой зону, где происходит резкое изменение простирания северо-восточных линеаментов. Кроме того, в северной части описываемой территории в пределах Коркодоно-Омолонской системы впадин к этому линеаменту приурочена цепочка изолированных поднятий, имеющая меридиональное простирание, секущее по отношению к общему простиранию системы впадин. На юге Туромчинского мегаблока зона подчеркивается меридиональным простиранием долины рек Таватум и Широкой.

Немаловажными элементами структурного плана территории являются так называемые поперечные структуры. К такого рода образованиям мы относим линейно вытянутые системы блоков, входящих в Аликинскую (Ал) и Нявленгинскую (Нв) зоны. Обе эти структуры, имеющие северо-западное простирание, располагаются на стыке структурно-геоморфологических областей. В их пределах происходят изменения простирания основных структурных элементов. Зоны продолжают далеко на северо-запад и в Колымской геоморфологической области трассируются Сеймчанской (Сч) и Угулан-Умарской (УУ) зонами, которые, однако, играют иную морфоструктурную роль — основных структурных элементов, согласных со складчатыми структурами.

Все установленные морфоструктурным анализом широтные и меридиональные зоны сквозных нарушений отчетливо проявлены в геологических признаках. Они фиксируются сериями широтных разломов, дайками, интрузивными массивами, цепочками вулканических и неотектонических впадин, зонами глубинных швов и т. п. Так, Челомджинской зоне сквозных тектонических нарушений на значительном протяжении соответствует Челомджа-Ямская зона длительно развивавшихся глубинных разломов. Эта крупная магмоконтролирующая структура ограничивает структурно-формационные зоны и отчетливо выражена в геофизических полях. По данным Н.В. Ичетовкина, она начала функционировать не позднее триаса, а возможно, и намного раньше. Западнее Челомджа-Ямской зоны разломов Челомджинская зона трассируется широтными отрезками границ внутренних структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На восточном фланге данная зона прослеживается до залива Шелехова. Данных об ее положении на дне залива нет, но на Камчатском перешейке она подчеркивается (помимо элементов морфоструктур) зоной непротяженных кулисообразных широтных разломов.

Аткинская сквозная зона нарушений включает серию широтных швов Охотско-Колымского водораздела, многие из которых фиксируются сериями даек базальтов и андезитов, мелкими штоками гранит-порфиров.

На западе она подчеркивается широтными отрезками границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и южной границей выходов метаморфических пород Охотского массива.

Наименее отчетливо в геологических признаках выявляются две другие широтные структуры: Вилигинская и Гижигинская, на отдельных отрезках которых наблюдаются сгущения разломов той же ориентировки. Вилигинская сквозная зона трассируется (с запада на восток) северной границей Куйдусунского вулканогенного прогиба, широтными изгибами контактов интрузий гранитоидов в Инъяли-Дебинской складчатой зоне, Орутуканским поднятием широтного простирания, широтными выступами границ Коркодонской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Нижнегижигинской неотектонической впадины. На восточном фланге продолжение зоны отчетливо дешифрируется по космическим снимкам. Анализ возраста структур, входящих в состав линеаментов (в том числе и разрывных дислокаций), свидетельствует о том, что они заложены в раннем палеозое, а возможно, и ранее.

Меридиональные сквозные зоны, так же как и широтные, на большей части своего протяжения в геологическом строении регионов проявлены в скрытой форме. Так, зоны, отчетливо устанавливаемые по результатам морфоструктурного анализа (Тауйская) или по геофизическим и другим данным (Ясачнинская), в геологических признаках выражены слабее. Тауйская зона трассируется следующими меридиональными структурными элементами (с юга на север): границей Кава-Тауйской и Хасынской вулканических дуг, выступом границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, цепочкой гранитоидных массивов юрского и мелового возраста в Инъяли-Дебинской складчатой зоне, серией разломов в пределах Омудевского поднятия, границей впадины, выполненной верхнепалеозойскими отложениями в долине р. Таскан, серией кулисообразных разломов, отделяющих юрские образования от силурийских и ордовикских в бассейне р. Рассохи. Севернее в пределах линеамента оказываются ориентированными в меридиональном направлении площади, выполненные мел-палеогеновыми породами на Алазейском выступе.

Ясачнинскую структуру можно лишь наметить в геологическом строении территории, но она отчетливо устанавливается по геофизическим материалам. Осевая часть этого линеамента может быть намечена (с юга на север) по близмеридиональным разломам в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, по западному ограничению Малтано-Ольского выступа в его пределах. Она подчеркивается меридионально вытянутыми юрскими и меловыми интрузиями, а также протяженным Мадаунским швом, далее на север протягивается через осевую часть Ясачнинского сегмента Алазейско-Олойской эвгеосинклинали системы. На основании обобщения геолого-геофизических материалов Л.В. Морозовой было установлено, что в южной части линеамента располагается меридионально вытянутый блок фундамента мезозойской геосинклинали, которому соответствует высокий уровень поля силы тяжести. На юге этот блок проходит, видимо, в пределы дна Охотского моря. Анализ фаций и мощностей позволил А.К. Кондратенко прийти к выводу, что этот блок на протяжении всей

истории развития мезозойской геосинклинали занимал приподнятое положение относительно сопредельной территории. Анализ трещиноватости, проведенный по мелкомасштабным аэрофотоматериалам А.А. Красильниковым, свидетельствует о том, что в районе Хетинского свода этот линейный элемент подчеркивается сгущением линейной трещиноватости меридионального направления.

Сигланская сквозная зона достаточно хорошо выражена в геологических признаках. Она подчеркивается вытянутыми в меридиональном направлении массивами гранитоидов, в том числе крупным раннемеловым Сигланским массивом. В бассейнах Буйнды и Среднекана она ограничена крупными разломами, а севернее проходит через зону торцового сочленения структур и резкого разворота простираний мезозоид. Далее на север к ней приурочены меридионально вытянутые выходы пород докембрия, ограниченные протяженными разломами, а затем цепочка выступов юрского, позднемелового и палеогенового возрастов, выполненных вулканогенными образованиями.

Омсукчанский участок Омсукчано-Западно-Камчатской сквозной зоны отчетливо прослеживается в явных геологоструктурных признаках. Так, по нему проходит граница мезозойских структур, заложившихся на архейском фундаменте Омолонского массива и на рифейско-палеозойском складчатом фундаменте. По зонам глубинных разломов она пересекает весь континент от Охотского моря до Северного Ледовитого океана.

Омолонский участок Омолонско-Камчатской сквозной зоны от берега Охотского моря трассируется (с юга на север) серией мощных, иногда протяженных разломов близмеридиональной ориентировки, вытянутыми в том же направлении интрузивными массивами меловых и палеозойских гранитоидов, меридионально вытянутым Коркодонским выступом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, цепочкой вулканотектонических депрессий в его пределах, меридионально ориентированными выходами докембрия на Коаргычанском выступе и Кедонском поднятии. Структура является восточным ограничением Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Общая характерная особенность меридиональных линейных зон — проникновение по ним далеко в глубь Колымской складчатой зоны эффузивов Охотско-Чукотского пояса. Все охарактеризованные и некоторые другие сквозные зоны отчетливо выявляются при анализе карты мощностей земной коры. Установленные ранее [36] крупные линейные структуры фиксируются изгибами изолиний равных мощностей (см. рис. 16).

Некоторые из описываемой системы широтно-меридиональных сквозных зон подчеркиваются зонами глубинных разломов фундамента Северо-Востока СССР (см. рис. 17).

Для территории Примагаданья В.Н. Смирновым была составлена карта плотности трещиноватости. Конфигурация изолиний плотности подчеркивает также наличие достаточно протяженных тектонических зон широтной и меридиональной ориентировки. Оси этих зон хорошо совпадают с осевыми частями охарактеризованных выше сквозных линейных элементов. Многие из характеризующихся зон являются магмоконтролирующими: они

трассируются гранитоидами, телами субщелочного состава, ограничивают ареалы распространения вулканических пород определенного состава, отчетливо проявлены на картах петрохимического тренда (см. рис. 18, 19) *lem*

Важное значение в пределах региона имеют линейные тектонические элементы северо-западной ориентировки, которые в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса проявлены часто в скрытом виде и устанавливаются по геологическим аномалиям, а в пределах Колымской складчатой области их продолжения часто трассируются явно выраженными структурными элементами. Наиболее мощные и протяженные среди них — Аликинская, Угулан-Умарская и Нявлентгинская. В пределах Аликинской и Нявлентгинской структур происходит резкий разворот простирания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что обуславливает расчленение его на отдельные блоки. Крупная Угулан-Умарская структура пересекает один из них. Общей особенностью всех перечисленных диагональных структур является их азимутальное изгибание при пересечении с ортогональной системой скрытых сквозных зон. Аликинская зона протягивается широкой (20–80 км) полосой на сотни километров. В пределах вулканического пояса она разграничивает два отличающихся по магматизму блока. Только в пределах зоны при ее пересечении с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом размещается серия экстрезивных массивов липаритов позднего мела. Отдельные интрузии, трассирующие зону, отмечаются в пределах Колымской складчатой области. На отдельных участках она фиксируется цепочкой выступов, сложенных песчано-алевролитовыми толщами юрского возраста. В отдельных юрских поднятиях складчатые структуры ориентируются в северо-западном направлении (нижнее и среднее течение р. Вилиги). В северо-западной части зона трассируется Сеймчано-Буондинской наложенной впадиной северо-западной ориентировки и далее зоной разлома Улахан. При пересечении с Вилигинской (широтной) и Сигланской (меридиональной) сквозными зонами описываемая структура испытывает азимутальное изменение простирания.

Угулан-Умарская зона имеет ширину 20–80 км, прослеживается на сотни километров, пересекая линейные и кольцевые структуры различного ранга. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса она трассируется вытянутыми в северо-западном направлении интрузивными массивами охотских гранитоидов; в том же направлении ориентированы и выступы фундамента, сложенные осадочными породами юрского возраста. В пределах Колымской складчатой области эта зона ограничена протяженными разломами — Умарским и Чай-Юрьинским.

Нявлентгинская зона (ширина ее до 60 км) под острым углом прилегает к Угулан-Умарской зоне. Северо-восточное ограничение Нявлентгинской зоны подчеркивается широким развитием кулисообразных разломов. Зона характеризуется концентрацией интрузивных тел разного состава и возраста. Развитые в ее пределах интрузивные массивы меловых гранитоидов имеют сложную конфигурацию, но отдельные тела или участки их контактов вытянуты в северо-западном направлении. Кроме того, в ней непосредственно в структурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обнажаются выступы, сложенные триасовыми породами Колымской складчатой области.

В узлах пересечения зоны с ортогональной сетью сквозных структур отмечается постоянное присутствие крупных экструзивных тел дацитового (преимущественно) или липаритового состава.

В Примагаданье широким распространением пользуются, как было показано при морфоструктурном изучении, и кольцевые структуры. Ниже кратко охарактеризованы особенности геологического строения наиболее крупных из них. *Через узел хатинского*

Хетинское полукольцевое сводовое поднятие сложено главным образом песчано-глинистыми толщами триасового возраста. В центральной части свода (Бахапчинские горы) располагается крупный интрузивный массив юрских гранитов. По периферии свод оконтуривается тектоническими выступами, в которых обнажаются толщи глинистых и алевроитовых сланцев нижней перми. Триасовые отложения дислоцированы, а оси складок веерообразно разворачиваются по радиальным направлениям от центра свода к его периферии. Юго-восточная часть этой структуры подчеркивается ориентировкой впадин, выполненных меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В ряде случаев свод ограничен дуговыми разломами.

С Хетинским сводом сопряжена другая кольцевая структура — Арманская. Ее границы, выявленные морфоструктурным анализом, почти точно совпадают с границами геологической структуры Арманской вулканотектонической депрессии.

Буюндино-Купкинский свод сложен песчано-глинистыми толщами триаса. Эти образования смяты в складки, оси которых, с одной стороны, подчеркивают радиальные направления, а с другой — разворачиваются по дуговым элементам внутренней структуры свода, особенно в его периферической части. В отличие от Хетинского свода в ядре характеризуемого отсутствуют интрузии гранитов, но они оконтуривают рассматриваемый свод по периферии.

Дукатская полукольцевая структура сложена преимущественно меловыми породами. В центральной ее части обнажаются терригенные и вулканогенные толщи нижнего мела. Эта часть оконтуривается интрузивными массивами позднемеловых гранитов, форма выходов которых оттеняет ее дуговые ограничения. В периферической части структуры среди терригенных нижнемеловых образований развиты верхнемеловые эффузивно-пирокластические толщи кислого состава, выполняющие впадины. Их ориентировка и форма подчеркивают кольцевое строение Дукатской структуры. Описываемая структура в юго-восточной части обрывается разломом северо-восточного простирания, проходящим вдоль оси Верхнесугойской наложенной впадины.

Все охарактеризованные линейные зоны разных рангов и направлений, как правило, секут кольцевые структуры. Тектонически проработанные узлы пересечения линейных структур и в первую очередь линейных зон ортогональной сети размещаются в пределах внутренних частей кольцевых структур. Наиболее проработанные узлы формируются при пересечении максимального числа линейных зон различных направлений.

Для территории Примагаданья была построена схема экстенсивности

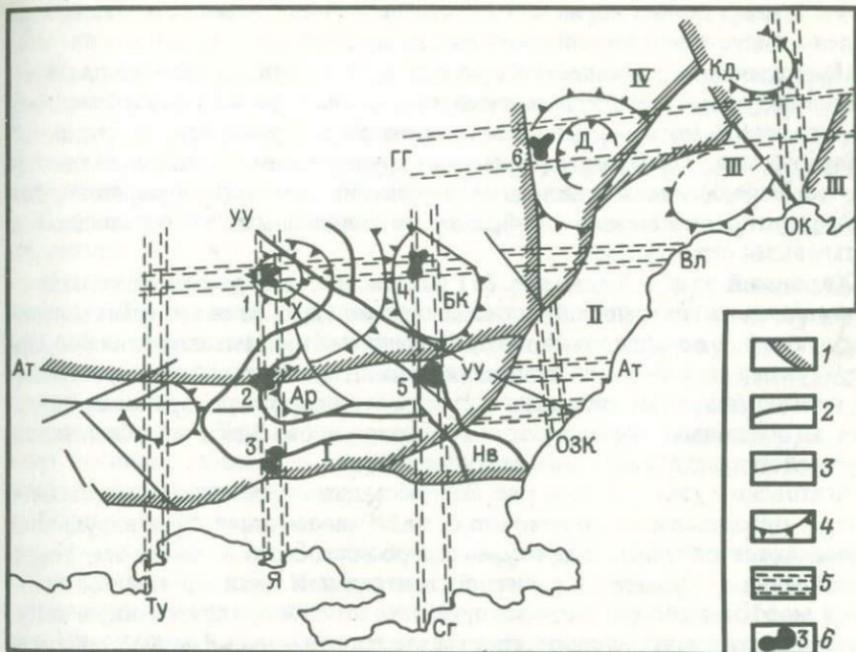


Рис. 25. Схема некоторых главнейших структурных элементов Приморья (по морфоструктурным данным), Составила Е.Н. Сапожникова.

Границы: 1 — крупнейших геоморфологических провинций и областей (линейные морфоструктуры первого порядка), 2 — геоморфологических зон и подзон (линейные морфоструктуры второго порядка); 3 — прочие линейные морфоструктуры; 4 — границы круговых структур; 5 — сквозные зоны; 6 — морфоструктурные узлы и их номера. Названия структур см. рис. 24

оруденения. Анализ ее показывает, что, например, периферическая часть Арманской полукольцевой структуры фиксируется изолиниями повышенной плотности оруденения. Менее отчетливо выражена аналогичная картина размещения оруденения в пределах Буюндино-Купкинского свода и Дукальской полукольцевой структуры. Таким образом, на изученной территории периферические части кольцевых структур имеют важное металлогеническое значение. Оруденение размещается также по Угулан-Умарской и Нявленгинской диагональным линейным зонам тектонических нарушений. На схеме также хорошо прослеживается широтная зональность в размещении оруденения: отмечается два ярко выраженных широтных рудоносных пояса, которые соответствуют по площади мегаблокам, установленным по морфоструктурному анализу.

Южный рудоносный пояс (рис. 25) находится на площади крупного широтного Магаданского мегаблока (I), имеющего внутреннее структурное расчленение того же простирания (см. рис. 24). Северный рудоносный пояс размещается в пределах Туромчинского широтного мегаблока (III), обладающего аналогичным структурным рисунком. Расположенный между ними Вилигинский мегаблок (II) оказывается наименее рудоносным.

В рудоносных поясах также отмечается широтная зональность, заключающаяся в смене типов оруденения с юга на север.

Наибольшей интенсивностью оруденения в пределах поясов характеризуются широтные зоны: Челомджинская, Аткинская — на юге и Гижигинская на севере, которые в данном случае и рассматриваются как рудоконцентрирующие. Наиболее интересными рудоносными узлами являются участки пересечения зон сквозных нарушений широтной и меридиональной ориентировки между собой, а также с линейными диагональными и кольцевыми структурами.

Хетинский узел — 1 (см. рис. 25) расположен на пересечении кольцевого ограничения центральной части Хетинского свода со сквозными зонами ортогональной ориентировки и с протяженными продольными линейными структурами северо-западного простирания. В пределах узла распространены песчано-глинистые отложения триасового возраста, прорванные крупным интрузивным телом юрских плагиогранитов. Здесь же обнажаются и вулканогенные образования верхнего триаса.

Агатовский узел — 2 (см. рис. 25) также достаточно сложно построен. Здесь с ортогональной системой сквозных зон тектонических нарушений пересекаются линейные структуры северо-восточного и северо-западного простирания и дуговое ограничение центральной части Арманской кольцевой морфоструктуры, которое представляет собой депрессионную зону. В геологическом строении этого узла участвуют меридионально ориентированные песчано-глинистые и песчано-сланцевые толщи верхнего триаса и нижней юры. Здесь же находится выступ, сложенный песчано-глинистыми (с примесью туфогенного материала) отложениями верхней перми. Все отложения перекрыты эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в контуре которого на данном отрезке наблюдается меридионально вытянутая ветвь.

Охринско-Нельканджинский узел — 3 (см. рис. 25) представляет собой интенсивно тектонически проработанный участок земной коры. Центральная часть узла сложена преимущественно эффузивно-пирокластическими образованиями кислого состава поздне мелового возраста. Они окаймлены эффузивами основного и среднего состава раннего мела. По данным А.А. Красильникова и Н.Л. Шилина, здесь располагается палеокальдера, интенсивно разбитая тектоническими нарушениями различной ориентировки, однако наиболее явные и протяженные среди них — субширотные и субмеридиональные. Меловые вулканогенные образования прорваны разнообразными по составу и возрасту интрузивными телами. Узел расположен на юго-восточной периферии Арманской кольцевой морфоструктуры, которая, как было показано, в геологическом отношении соответствует Арманской вулканотектонической депрессии.

На пересечении двух сквозных зон (Гижигинской и Омсукчано-Западно-Камчатской) между собой, а также с периферической частью Дукатской кольцевой структуры, намечается крупный морфоструктурный и тектонический узел 6, названный Омсукчанским (см. рис. 25). Он расположен в пределах полей развития меловых магматических образований Омсукчанской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На тер-

ритории узла устанавливается небольшая кольцевая структура с концентрическим внутренним строением: в центральной части имеется выступ осадочных образований нижнего мела, оконтуренный по периферии эффузивами верхнего мела кислого состава. Внешняя зона кольцевой структуры также сложена образованиями нижнего мела, прорванными мелкими интрузиями диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, а также экструзиями липаритов верхнего мела. Все указанные плутонические образования расположены по дугам и тем самым трассируют внешнюю зону кольцевой структуры.

Нявленгинский узел — 5 (см. рис. 25) размещен на пересечении сквозных зон: Сигланской меридиональной и Аткинской широтной, ограничивающей с севера охотский отрезок Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь же сочленяются две линейные зоны тектонических нарушений северо-западного простирания: Нявленгинская и более крупная структура такого же типа — Угулан-Умарская. Эти линеаменты, по-видимому, оказывают активное влияние на структуры других направлений, вдоль них происходили интенсивные движения блоков.

Обычно при пересечении двух мощных ортогональных зон (таких, как Аткинская и Сигланская) возникают области повышенной тектонической проработки, и поэтому Нявленгинский узел — это узел повышенной проницаемости, имеющий очень сложное геологическое строение. В его пределах размещена кольцевая структура, которая подчеркивается дуговым расположением гидрографической сети и размещением геологических образований. Центральная часть, сложенная песчано-глинистыми толщами карнийского яруса верхнего триаса, обрамляется дугообразными складчатými образованиями рэтского яруса. Триасовые отложения прорваны нижнемеловым штоком гранодиоритов. Все перечисленные образования по дугам оконтуриваются ниже- и верхнемеловыми пестрого состава эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По дальней периферии описанная структура ограничивается впадинами, сложенными песчано-сланцевыми толщами нижней юры.

Проведенный анализ металлогении региона показал, что перечисленные тектонические узлы имеют важное металлогеническое значение.

Камчатка

Территория Камчатки крупными широтными линейными зонами разделена на три крупных блока: Южный, Центральный и Северный. Они отделены друг от друга соответственно Больше-Банной и Ичинско-Адриановской широтными сквозными зонами (рис. 26). Блоки значительно различаются по структурному плану. Так, на широте Больше-Банной зоны наблюдается резкое азимутальное изменение ориентировки и смещение северо-восточных линейных морфоструктур. На широте Ичинско-Адриановской зоны происходит поворот в ориентировке береговой линии, а также в простирании хребтов и разделяющих их впадин. Значительны различия между блоками по такому важному для морфоструктурного анализа показателю, как поле высот. Так, к югу от Больше-Банной зоны фоновые

высоты близки к 1000 м и не превышают 1400 м и только конусы вулканов достигают значительных высот (2323 м — влк. Мутновская Сопка). В пределах самой зоны фоновые высоты колеблются от 900 до 1450 м. Севернее Больше-Банной зоны, в пределах Центрального блока, высоты как фоновые (1800—2100 м), так и отдельных вулканов (Корякская Сопка — 3456 м, Кроноцкая Сопка — 3528 м) значительно больше. В Северном блоке фоновые высоты изменяются от 1800 до 2500 м, а максимальная высота составляет 4750 м (Ключевская Сопка).

Таким образом, выявляются гипсометрические ступени вдоль широтных Ичинско-Адриановской и Больше-Банной зон: вся территория полуострова Камчатка как бы ступенчато погружается к югу. Высота гипсометрической ступени по Ичинско-Адриановской зоне достигает 600 м по фоновым и 1000—1100 м по максимальным отметкам, по Больше-Банной зоне соответственно 700 и 1200 м, т. е. порядок величин тот же.

Высотная неоднородность полуострова отражается и в морфологическом облике рельефа. Так, в пределах Южного блока отмечается по сравнению с Центральным меньшая интенсивность густоты и глубины расчленения, рельеф в целом имеет облик среднегорья со сглаженными вершинами. Простираение основных северо-восточных структур Южного блока сильно варьирует под влиянием хорошо выраженных широтных структурных элементов. Густая сеть интенсивно проработанных эрозией линеаментов предопределяет широкое развитие здесь депрессионных зон. Это и создает своеобразный морфологический облик территории.

В рельефе значительного по площади Центрального блока наблюдаются неоднородности, связанные с поперечной зональностью. В его пределах выделяются две широтные зоны — Кагнисинско-Карымская (КГК) и Кроноцкая (Кк) — более высокого порядка по сравнению с Больше-Банной и Ичинско-Адриановской. Они разделяют данный блок на три более мелких поперечных блока. Последние характеризуются различным для каждого азимутальным простираением северо-восточных структурных элементов. Средний блок относительно погружен, его фоновые высоты и максимальные отметки водоразделов ниже, чем соседних (см. рис. 26).

Ичинско-Адриановская зона первого порядка, ограничивающая Центральный блок с севера, морфологически хорошо выражена. Она имеет ширину около 65 км. Южная часть зоны на западе полуострова представляет собой относительно опущенный линейно вытянутый блок шириной около 20 км, ограниченный уступами в рельефе. Этот грабеноподобный прогиб несколько расширяется (до 40 км) к востоку. Восточнее Центрально-Камчатской депрессии на продолжении южного пограничного блока расположены относительно приподнятые блоки. Северная граница Ичинско-Адриановской зоны выявляется как линия смещения северо-восточных линейных элементов и изменения азимута их простираения. В целом она характеризуется наличием большого числа круговых куполовидных образований, часто располагающихся цепочками широтного простираения. Внутри зоны наблюдается интенсивная блоковая расчлененность, особенно в ее западной части. Северный блок Камчатки также характеризуется преобладанием главнейших линеаментов северо-восточного направления, хотя

азимут простираения их несколько меняется по сравнению с Центральным блоком.

Помимо линейных структурных элементов при морфоструктурном анализе выявляются круговые образования различного генезиса. Для Камчатки характерно наличие большого числа круговых структур. По своей морфологии отчетливо выделяются купола и конусы современных и четвертичных вулканов. Большинство их приурочено к зоне северо-восточно-го простираения близ восточного побережья Камчатки, ограниченной линеаментами того же простираения. Ширина ее колеблется от 20 до 40 км. Круговые морфоструктуры вулканических построек хорошо "упаковываются" в рамки этой зоны (см. рис. 26). Однако в ряде случаев эта общая закономерность нарушена, что связано с поперечными структурами — как широтными, так и северо-западными. Так, аномальное положение по отношению к северо-восточной зоне вулканов Ичинская Сопка, Николка и Ключевской группы вулканов объясняется наличием широтной Ичинско-Адриановской зоны. Вулканы Ипелька и Опала, расположенные в западной части полуострова, приурочены к Больше-Банной зоне, а группа вулканов Унана, Тауншиц вместе с вулканическими постройками Узона, Кихпиньча образуют цепочку, располагающуюся вдоль северо-западной зоны (см. рис. 26). Последняя также коленообразно изгибает всю вулканическую зону.

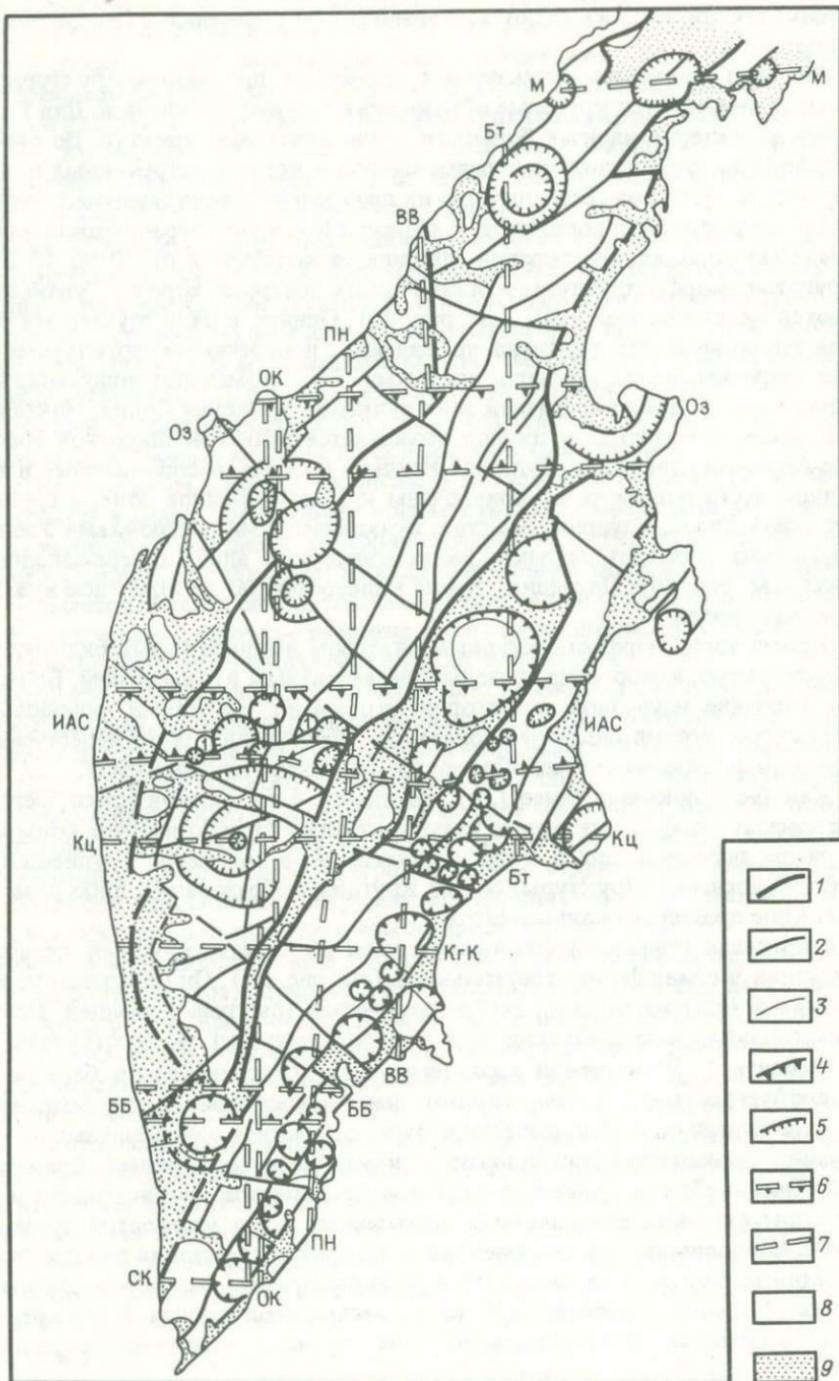
Кроме того, морфоструктурным анализом выявлен целый ряд круговых структур, которые не связаны с четвертичным вулканизмом. Блоковое строение изученной территории усложнено секущими линейными морфоструктурами близмеридионального простираения. На их пересечении с широтными линеаментами образуются морфоструктурные узлы.

Как было показано ранее [39], крупные и с прогнозной точки зрения интересные морфоструктурные узлы предполагают либо наличие большого числа пересекающихся в них линеаментов, в том числе крупнейших, либо усложнение структуры за счет круговых образований, либо резкое смещение продольных линеаментов.

В пределах Ичинско-Адриановской зоны выделяется крупный регион, имеющий в плане форму треугольника (см. рис. 26). Он образован пересечением северо-западной, северо-восточной (разграничивающей Центрально-Камчатскую депрессию и Западную Камчатку) морфоструктур и линеамента 1. Этот регион характеризуется: 1) повышенной блоковой раздробленностью; 2) изменениями знака относительного перемещения блоков внутри описываемой территории; 3) сменой азимутальных простираений линеаментов внутри него; 4) наличием куполовидных образований. Таким образом, можно говорить о повышенной проницаемости и о сложном строении этого региона, отраженных в его морфоструктурном плане. Следовательно, здесь имеются благоприятные условия для проникновения магматических эманаций и рудообразующих растворов. Данный регион по своей внутренней структуре весьма неоднороден. В его пределах выделяются крупные, часто рудоносные тектоно-магматические узлы.

Геологические съемки различных масштабов, а также региональные

К септис



тематические исследования, проведенные на по-ове Камчатке, показывают, что линейные структуры ортогональной ориентировки пользуются широким развитием. Достаточно указать на неоднократно описанную в литературе меридиональную структуру Срединного массива Камчатки, которая севернее сменяется меридионально ориентированным Тигильским поднятием. Широтные структуры были установлены в середине 60-х гг. и впервые достаточно подробно были описаны в работе О.И. Супруненко и Г.П. Декина. Затем аналогичные структуры были охарактеризованы В.А. Ермаковым и др. Если структурные направления северо-восточного и северо-западного планов хорошо картируются и обнаруживаются прямыми наблюдениями, то структуры ортогональной сети часто выступают в виде скрытых зон. Так, по отношению к господствующему структурному плану региона широтные линейные структуры аномальны и проявляются в завалуированном виде. Для их выявления была составлена схема геолого-геофизических аномалий Южной Камчатки (рис. 27), сгущения которых и трассируют скрытые сквозные зоны нарушений. На схеме показаны разнообразные аномалии, которые относятся к трем типам: 1) аномалии вещественного состава, 2) аномалии пликативных и дизъюнктивных структур, 3) геофизические аномалии. Анализ размещения областей сгущения аномалий позволил выделить четыре широтные зоны. Сопоставление полученной и морфоструктурной схем показывает, что положение зон полностью совпадает.

Ичинско-Адриановская зона скрытых сквозных нарушений (ИАС). Северная граница зоны проходит от устья р. Ичи до устья р. Адриановки, южная трассируется по широте: устье р. Крутогоровой — мыс Чажма. В пределах этой полосы намечается комплекс геологических аномалий. Так, в Срединном хребте Камчатки в бассейнах северных притоков р. Ичи проходит северная граница площадей развития верхнемеловых пород. В пределах восточного обрамления Срединного хребта происходит смена фаций верхнемеловых образований: южнее р. Кирганик доминируют эффузивные породы, севернее — вулканогенно-кременистые. Здесь же ориентированная в субмеридиональном направлении полоса выходов верхнемеловых образований на широте р. Облуковины резко обрывается и границы выходов смещаются на запад в субширотном направлении.

На востоке Камчатки также выявлены особенности в распределении

Рис. 26. Морфоструктурная схема Камчатки. Составила Е.Н. Сапожникова.

Границы: 1 — геоморфологических областей, 2 — геоморфологических зон и подзон; 3 — прочие линейные элементы рельефа; границы: 4 — вулканических структур, 5 — прочих круговых образований, 6 — сквозных зон первого порядка; 7 — осевые линии прочих сквозных зон; области: 8 — относительных поднятий, 9 — относительных опусканий.

Сквозные зоны: М — Магаданская, Оз — Озерновская, ИАС — Ичинско-Адриановская (Ичинско-Становая), Кц — Кроноцкая, КгК — Кагнисинско-Жарымская, ББ — Больше-Банная, СК — Кошелевско-Курильская (Сюркумско-Камчатская), ОК — Омолонско-Камчатская, ПН — Паратунско-Напанская, ВВ — Вахильско-Ваямпольская, Бт — Богачевская

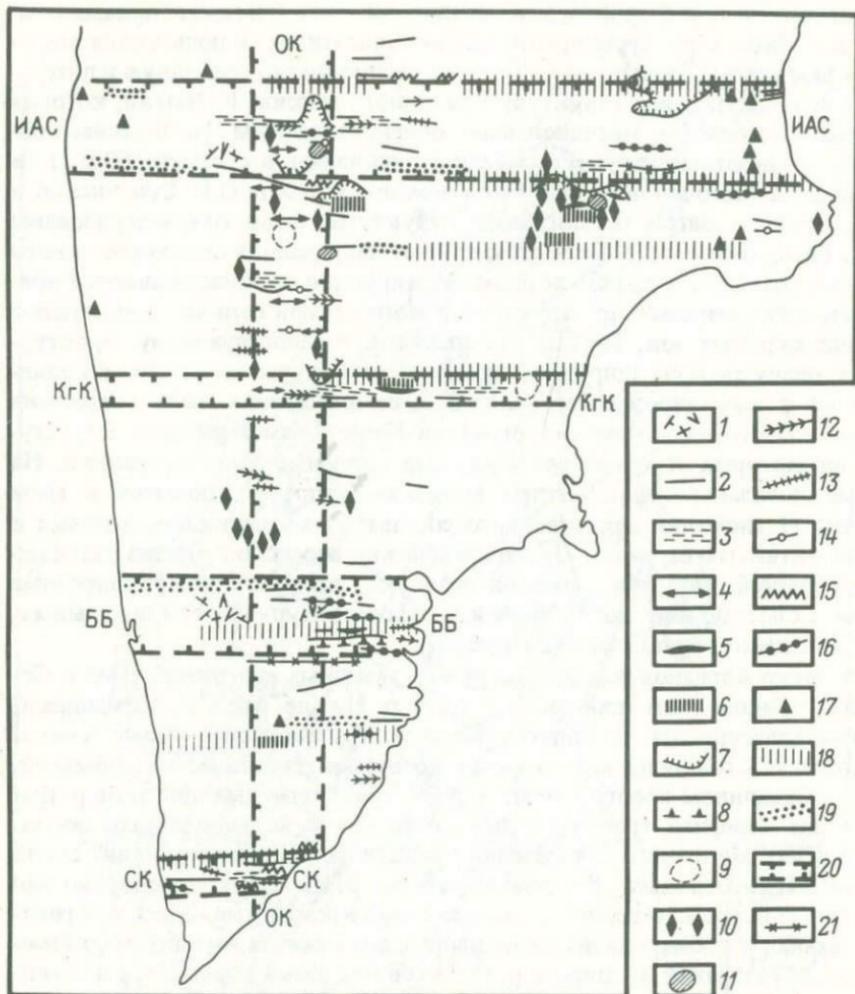


Рис. 27. Схема геолого-геофизических аномалий Центральной и Южной Камчатки, по [32].

1 — узлы сочтения разломов различного направления; 2 — разломы субширотного направления; 3 — зоны повышенной трещиноватости; 4 — элементы прототектоники субширотного направления; 5 — ориентировка складчатости субширотного направления; 6 — зона фациальных переходов; 7 — границы площади развития вулканогенных пород верхнемелового возраста; 8 — северная граница области широкого развития вулканитов кислого состава в пределах Южной Камчатки; площади развития: 9 — кислых вулканитов среди вулканитов преимущественно основного состава, 10 — ультраосновных пород, 11 — щелочных метасоматитов; субширотная ориентировка: 12 — выходов интрузивных массивов, 13 — контактов интрузивных массивов, 14 — дайковых полей, 15 — рудных жил, 16 — площадей развития минеральных источников (в том числе термальных); 17 — проявления нефти и газа; 18 — зоны повышенных градиентов силы тяжести; 19 — зоны широтных изменений мощности земной коры; 20 — границы зон сгущения геолого-геофизических аномалий — скрытых сквозных зон тектонических нарушений (названия зон см. рис. 26); 21 — широтные цепи современных вулканов

фаций верхнемеловых пород. Так, в хр. Кумроч, на северной границе Ичинско-Адриановской зоны в верхнемеловых разрезах значительную роль играют терригенные породы, в основании которых залегает пачка вулканитов основного и среднего состава. Южнее, в хребтах Тумрок и Валагинском, в пределах Ичинско-Адриановской сквозной зоны преимущественно терригенные породы разрезов верхнего мела замещаются гуфами и лавами высокоглиноземистых базальтов, щелочных оливиновых базальтов и меймечитов. В пределах сквозной зоны на широте р. Николки полоса развития меловых пород (северо-восточного простирания) разрывается субширотно ориентированными выходами плиоценовых образований. По данным А.Е. Шанцера, эта полоса вытягивается в направлении Срединного хребта, образуя поперечную по отношению к Камчатской депрессии тектоно-аккумулятивную структуру. В пределах характеризуемой зоны фиксируется северная граница площадей развития метаморфических пород Срединного хребта.

Аномалии наблюдаются также в форме, размещении и составе интрузивных массивов. Из анализа геологических карт можно заключить, что в пределах Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны интрузивные образования пользуются сравнительно ограниченным распространением. Однако в бассейне среднего течения р. Щапиной (в пределах Ичинско-Адриановской зоны) расположено поле наиболее широкого развития небольших по размерам и пестрых по составу интрузивных массивов. Среди них отмечаются массивы гипербазитов, образующие две цепочки, одна из которых трассирует зону разломов субширотного направления. В Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне, в пределах северного ограничения Срединного массива метаморфических пород гипербазиты в виде отдельных, часто крупных массивов прослеживаются вдоль зон повышенной трещиноватости и рассланцевания субширотного простирания.

Ряд интрузивных тел различного состава в пределах Ичинско-Адриановской сквозной зоны вытянуты в субширотном направлении (бассейн р. Самки, истоки р. Козыревки, бассейн р. Филиппа) или имеют так же ориентированные довольно протяженные рвущие контакты (бассейн р. Кимитиной). Сквозная зона насыщена аномально ориентированными по отношению к господствующему структурному плану широтными разломами. К ним относятся в первую очередь Толбачинско-Адриановский, Чажминско-Щапинский, Облуковинский, зоны более мелких, но сближенных разломов в устье р. Адриановки, в бассейнах рек Ичи и Бахапчи. Широкое развитие дизъюнктивных структур субширотного направления определяет появление дайковых полей той же ориентировки, а также субширотных рудных тел на некоторых рудопроявлениях и месторождениях. В пределах Ичинско-Адриановской сквозной зоны отмечается сгущение узлов сочленения разломов различного направления, что подчеркивает повышенную степень проницаемости территории. В бассейне р. Облуковины установлена субширотная ориентировка элементов прототектоники, гнейсоватости и сланцеватости в наиболее древних интрузивных породах, а также в гнейсах и сланцах. В ряде случаев наблюдается резкое изменение направления осей крупных складок.

В зонах разломов глубокого заложения в отдельных случаях выявляются поля развития калиевых метасоматитов. В пределах изученной территории Камчатки такие поля обнаружены в бассейнах рек Кирганик, Кувагдач, Адриановка и в районе горы Шаромской, а также в некоторых других районах. Большая часть этих полей находится или в пределах Ичинско-Адриановской зоны, или в ее пограничных частях. На площади зоны имеется большое число минеральных, и в том числе термальных, источников, которые образуют цепочки субширотного направления (источники в бассейнах рек Шапиной, Сторож, Малой Чажмы, Облуковины, Кирганика).

Кагнисинско-Карымская зона сквозных нарушений расположена южнее Ичинско-Адриановской. Северная ее граница проходит по широте гора Кагнисин — вулкан Карымская Сопка, южная — по широте вулкана Бакенинг. В пределах Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны на широте верховьев р. Авачи происходит фациальный переход от вулканогенных образований верхнего мела к терригенно-осадочным. Структуры, сложенные ими у южной границы зоны, резко меняют простирание от субмеридионального в бассейне р. Авачи до северо-восточного в Валагинском хребте.

Кагнисинско-Карымская зона служит границей распространения магматических образований различного возраста. Так, в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне на восточных склонах Срединного хребта фиксируется южная граница развития вулканогенных пород ирунейской серии верхнего мела. В пределах Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны, в бассейне верхнего течения р. Авачи появляются и получают широкое распространение в юго-восточном направлении третичные вулканогенные образования. Одной из аномалий вещественного состава магматических образований в пределах зоны можно считать дацитовый и андезитодацитовый составы современных лав Карымского вулкана, так как подавляющее большинство вулканов изливало в четвертичное время и изливает лавы базальтового и андезито-базальтового составов.

В верховьях рек Средней Воровской и Лунтос в метаморфических породах выявляются элементы простирания гнейсоватости субширотного направления. К Кагнисинско-Карымской зоне приурочена южная граница Колпаковского комплекса метаморфизованных гнейсов и мигматитов, составляющих древнее ядро Срединного массива. Эта граница сопровождается широтно ориентированной зоной бластокатаклизитов, мигматитов и филлонитов мощностью 2–3 км.

Некоторые геологические аномалии выявлены и при анализе интрузивного магматизма. Среди развитых в характеризуемой зоне интрузивных тел отмечаются как массивы, вытянутые в широтном направлении (бассейн р. Юртиная), так и массивы, вытянутые в ином направлении, но имеющие рвущие субширотные контакты (бассейн р. Средней Воровской, район горы Касанга и др.).

Из особенностей локализации дизъюнктивных нарушений нужно отметить сгущение узлов сочленения разломов северо-западного и северо-восточного направлений в пределах зоны на площади развития Кольской системы дислокаций. Выявлены также отдельные разломы субширотной ори-

ентировки в бассейнах рек Средней Воровской, Кагнисин, Тимановской и вулкана Карымская Сопка.

В пределах сквозной зоны наблюдаются также поля даек, приуроченных к серии сближенных разломов субширотной ориентировки. Дайки сложены как кислыми (гранодиорит-порфирами), так и основными (базальтами) породами. Подобные поля находятся в бассейне р. Кагнисин и в верховьях р.левой Авачи.

В южных отрогах Валагинского хребта и в верховьях р. Авачи отмечаются флексурные перегибы толщ и локальное изменение ориентировки осей складок в верхнемеловых образованиях с северо-восточной и субмеридиональной на широтную.

Широтная Больше-Банная зона скрытых сквозных нарушений (рис. 28) имеет северную границу на широте пос. Паратунки, а южная проходит от устья р. Большой до Вилючинской бухты. В геологическом строении этой зоны принимают участие преимущественно магматические образования третичного и четвертичного времени. Северная граница зоны проходит по южному обрамлению Срединного массива метаморфических пород и ограничивает поля развития дотретичных магматических и терригенных образований. Центральная часть зоны трассируется серией разломов широтной ориентировки, которые проходят по долинам рек Банной, Карымчины и Карымшины. Эти разломы хорошо выражены в поле силы тяжести. Их фрагменты устанавливаются в процессе крупномасштабной геологической съемки и дешифрируются на космических снимках. Широтные нарушения развиты и в восточной части сквозной зоны (в районе бухты Большой Саранной и низовьев р. Мутновской). Здесь в пределах характеризуемой зоны отмечаются широтно ориентированные массивы миоценовых интрузий.

При доминирующем северо-западном плане складчатых дислокаций в ряде районов отмечаются развороты их ориентировки до широтной (водораздел рек Карымчины и Карымшины). Широтная складчатость развита и в ряде районов вблизи Тихоокеанского побережья. Сквозная зона делит южную половину полуострова на две части. В южной среди вулканогенных образований разного возраста большую роль начинают играть породы кислого состава. Здесь, в отличие от северной части, широко развиты толщи игнимбритов, экструзий липаритов и дацитов, продукты арельного вулканизма кислого состава (вулкан Горелая Сопка, хр. Толмачёв Дол и др.).

В пределах зоны отмечается интенсивная блоковая раздробленность, наблюдается сгущение узлов сочленения и пересечения дизъюнктивных нарушений. Вся площадь зоны насыщена горячими и холодными минеральными источниками. Третичные и четвертичные вулканические образования, развитые в ней, слагают серию вулканических построек, которые обуславливают сложность и мозаичность ее строения. Большую часть площади сквозной зоны занимает Карымшинская вулканотектоническая депрессия, которая почти полностью вписывается в центральную и западную части сквозной зоны. Эта депрессия детально откартирована геологами КТГУ под руководством Е.А. Лоншакова. Она охватывает бассейны

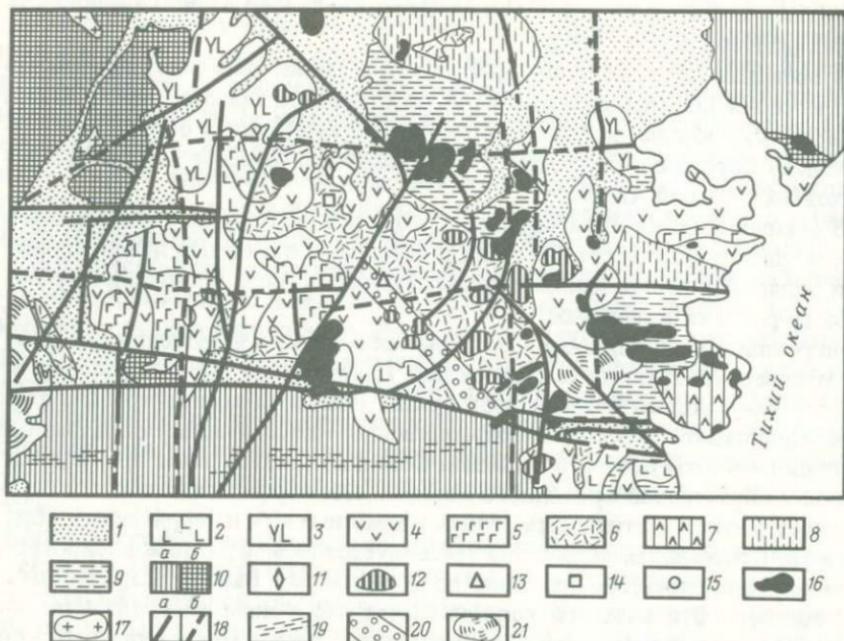


Рис. 28. Геологоструктурная схема Больше-Банной скрытой сквозной зоны тектонических нарушений. Составил Н.Л. Шилин.

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – четвертичная базальтовая, андезито-базальтовая формация: оливин-пироксеновые и двупироксеновые базальты, андезито-базальты; позднемиоцен-плиоценовая контрастная базальт-липаритовая формация: 3 – пироксен-плагиоклазовые андезито-базальты, 4 – двупироксеновые базальты, их туфы, туфобреккии с прослоями туфов и лав липаритового состава; 5 – позднемиоценовая андезито-базальтовая формация: амфибол-пироксеновые и плагиоклазовые андезито-базальты, андезито-дациты, их туфы и туфобреккии с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов; 6 – среднемиоценовая липарит-дацитовая (игнимбритовая) формация: туфы и туфобреккии пироксен-плагиоклазовых андезитов, дацитов, туфы и игнимбриты липарито-дацитов; раннемиоценовая андезито-дацитовая формация: 7 – андезитовые порфириты с прослоями туфов и туфопесчаников, 8 – туфопесчаники с прослоями туфов и порфиритов, 9 – кремнистые туфоалевролиты, туфопесчаники, мелкогалечные конгломераты; 10 – магматические и метаморфические комплексы обрамления сквозной зоны: а – нерасчлененный позднечетвертичный магматический, б – домеловой метаморфический и меловой вулканогенно-кремнистый; 11 – четвертичные экструзии различного состава; плиоцен-четвертичные экструзии формации гранодиорит-порфир-дацитов: 12 – липариты, 13 – дациты, 14 – трахиллариты, трахидациты, латиты, 15 – амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры; 16 – миоценовая интрузивная формация габбро-гранодиоритов: пироксен-амфиболовые габбро, кварцевые диориты, амфиболовые гранодиориты, амфибол-биотитовые граниты; 17 – позднемеловая – палеогеновая интрузивная формация габбро-плагиогранитов: амфиболовые и кварцевые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, биотитовые плагиогранодиориты, плагиограниты; тектонические нарушения: 18 – отдешифрированные по аэрокосмическим материалам и заверенные по геологическим признакам: а – достоверно, б – частично (в том числе границы скрытой сквозной зоны тектонических нарушений), 19 – зоны повышенной трещиноватости, 20 – зоны интенсивной трещиноватости, завершенные продуктами кислого магматизма; 21 – стратовулканы

рек Банной, Карымшины и Карымчины, имеет форму, приближающуюся к треугольнику с вершинами, расположенными в районе поселков Апача, Начики и северо-западного подножия вулкана Вилочинская Сопка. Вулкано-тектоническая депрессия ограничивается сбросами с амплитудой вертикального перемещения до 1000 м и обрамляется линейными структурами более крупного порядка: Начикинской складчато-глыбовой зоной с северо-востока, горстовой структурой обрамления Срединного Камчатского антиклинория с запада, а с юга (по широтной зоне) — областью развития ареального вулканизма. В основании депрессии залегают вулканогенно-осадочные образования раннемиоценовой андезит-дацитово-формации. Заполняющие структуру продукты магматизма относятся к среднемиоценовой липарит-дацитовой, раннемиоцен-плиоценовой контрастной базальт-липаритовой и четвертичной базальтовой формациям, а общая мощность их достигает 2000 м. Они слагают в пределах депрессии ряд палеовулканических построек, наиболее крупными из которых являются вулканоструктуры гор Халзан-Шапочки, Банной, Горячей, Шемедоганской и Ягодки [28].

Больше-Банная зона сквозных нарушений служит барьером для структур различного типа и ориентировки. Так, на ее широте замыкается выявленный по геофизическим данным Гольгинский прогиб, выполненный кайнозойскими осадками. Сложность блокового строения зоны подчеркивается наличием ряда меридиональных разломов и их систем. Западная часть структуры пересекается системой протяженных меридиональных швов, которые отчетливо дешифрируются на космических снимках. По данным В.В. Оточкина, наиболее мощный из этих разломов прослеживается от бухты Три Сестры через Курильское озеро до Центрально-Камчатской депрессии, где он сочленяется с крупным разломом, вытягивающимся вдоль восточных склонов Срединного хребта*.

В восточной части сквозной зоны прослеживается мощная Паратунско-Напанская меридиональная структура, которая подчеркивается серией меридиональных разломов, трассируется цепочками экструзивных тел и термальных источников. Она является частью более крупной линейной структуры, названной Е.А. Лоншаковым Паратунско-Асачинской [28].

В центральной части сквозной зоны устанавливается еще одна меридиональная линейная структура, которая трассируется серией плиоценовых и четвертичных экструзий, часть из которых имеет субщелочной характер. В пределах этой структуры сочленяются палеовулканические постройки, размещается субмеридиональное интрузивное тело миоценовых гранитоидов горы Кусапак, вытягивается цепочка термальных источников (Начикинские, Банные, Карымчинские). Эта структура является частью выделяемой Е.А. Лоншаковым более крупной Банно-Карымчинской меридиональной зоны разломов, которая прослеживается на юг до горы Желтой [28].

* Этот разлом является восточной границей камчатского отрезка Омолон-Камчатской сквозной зоны тектонических нарушений, которая будет охарактеризована ниже.

Таким образом, Больше-Банная зона скрытых сквозных тектонических нарушений имеет резко выраженное блоковое строение, которое определяется сложным сочетанием кольцевых и линейных структурных элементов. Среди них в наиболее явном виде выражены разломы северо-восточного, северо-западного и в ряде случаев — широтного направлений. Меридиональные и частично широтные зоны разломов на большей части своего протяжения выражены неявно.

Кошелевско-Курильская широтная зона сквозных нарушений расположена на самом юге полуострова. Северная граница зоны проходит вдоль линии: устье р. Озерной — м. Желтый. Южная граница трассируется по широте прикратерной части вулкана Кошелева к мысу Инканюш. Обосновывать существование этой зоны геологическими аномалиями труднее. Их меньше, чем в других зонах, однако большая часть аномалий, отмеченных в пределах юга Камчатки, группируется в пределах указанной зоны. Здесь отмечается широтная ориентировка интрузивных массивов (на водоразделе между оз. Курильским и бухтой Вестник). Вдоль южной границы зоны отмечается широтно ориентированная полоса вулканитов раннеэоценовой паратунской свиты. Отдельные складки в толщах этой свиты при общем северо-восточном простирании разворачиваются в субширотном направлении. Некоторые дизъюнктивные нарушения также имеют широтную ориентировку. В районе Кошелевского вулкана ряд термальных источников образует цепочки, вытянутые в широтном направлении. Широтные дизъюнктивные структуры подчеркиваются ориентировкой кварцевых и кварц-адуляровых рудных жил в бассейнах рек Инканюш и Беляева.

Наиболее характерный структурный элемент Кошелевско-Курильской зоны сквозных нарушений — Паужетская вулкано-тектоническая депрессия, вытянутая в широтном направлении и сложенная пирокластическими образованиями плиоцен-четвертичного возраста.

Помимо широтных сквозных зон тектонических нарушений большое значение имеют и меридиональные зоны того же типа, проявленные фрагментарно. Они широко развиты на территории Камчатки, но менее отчетливо выражены в геологических аномалиях, по сравнению с широтными. Однако влияние этих структур постоянно ощущается в рельефе и в геологическом строении. Так, меридиональные линейменты определяют направление береговых линий как на западе, так и на востоке, изменяют простирания хребтов. В геологическом строении территории они трассируются отдельными, часто протяженными разломами, цепочками интрузий, изменениями простираний структурно-формационных зон, размещением термальных источников, вулканических аппаратов и т. п. Наиболее крупные среди них (см. рис. 26) (с востока на запад): Богачевская (р. Усть-Богачевка — м. Теви, БТ), Вахильско-Ваямпольская (ВВ), Паратунско-Напанская (ПН), камчатский отрезок Омолono-Камчатской зоны (ОК).

Богачевская зона хорошо проявлена в рельефе и прослеживается по меридионально вытянутым депрессионным зонам, образуемым долинами рек Богачевки, Левого Лесной, нижнего течения р. Еловки.

Среди геологических признаков следует отметить следующие: меридионально вытянутая нефтеносная впадина р. Богачевки; размещение в пре-

делах зоны интрузий ультраосновных пород в верховьях р. Адриановки; меридионально вытянутая цепочка вулканов Ключевской группы; цепочка четвертичных вулканов в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне севернее долины р. Камчатки; зона служит западной границей Лесновского выступа меловых пород и ограничивает с запада ареал выходов интрузий неогеновых гранитоидов (верховья р. Паланы).

Вахильско-Ваямпольская зона в морфоструктуре прослеживается: по депрессиям долин рек Вахиль, Щапина и на севере — р. Ваямпольки; по меридиональным коленам русла р. Камчатки; по меридиональным простириям отрогов Срединного хребта. По геологическим признакам она трассируется плиоценовыми экструзиями липаритов, является восточной границей ареалов распространения интрузий гранодиоритов неогенового возраста в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне. По ней цепочками вытягиваются термальные минерализованные источники.

Паратунско-Напанская зона в морфоструктуре проявлена меридионально вытянутыми участками депрессий рек Паратунки, Авачи, Кавычи, Быстрой Хайрюзовской, меридиональными отрезками рек Тихой, Рассошины, меридиональными отрогами Срединного хребта в районе горы Кетепана. По геологическим признакам она трассируется серией разломов меридиональной ориентировки, цепочками меридионально вытянутых интрузий неогеновых гранитоидов в бассейнах рек Паратунки, Авачи, Кавычи, выступами полей ранчетвертичных образований в районе горы Кетепана, далее на север меридиональными выходами кремнистых образований ирунейской и лесновской серий мелового возраста. Эта зона подчеркивается также полосой развития щелочных базальтоидов в бассейнах рек Быстрой и Тихой.

Камчатский отрезок Омолано-Камчатской зоны отчетливо выражен как в геоморфологических, так и в геологических признаках. По геоморфологическим данным эта зона на юге Камчатки (южнее Больше-Банной широтной зоны) выявляется по меридиональным отрезкам притоков рек Опалы, Карымчины и др. Эти отрезки расположены кулисообразно в широкой полосе. Севернее линейная структура подчеркивается меридиональными уступами бортов долины верхнего течения р. Камчатки и ориентировкой широкой полосы Центрально-Камчатской депрессии. В пределах восточного склона Срединного хребта она фиксируется депрессиями долин р. Озерной Камчатки, притоков рек Андриановки, Облуковины. Так же она выражена и далее на север.

Очень отчетливо проявлена эта зона в геологических признаках. В ее пределах находится меридионально ориентированный выступ метаморфических пород Срединного хребта. Здесь же проходит меридиональный отрезок Центрально-Камчатского глубинного разлома. Данная зона трассируется разновозрастными интрузиями, меридиональным простирием отложений, в том числе самых древних. Севернее она отчетливо выявляется в меридиональном простириании толщ Тигильского поднятия.

Как следует из приведенного описания, геологические признаки, характеризующие систему ортогональных линеаментов, часто общие как для широтных, так и для меридиональных зон. Тесная взаимосвязь струк-

тур ортогональной сети хорошо видна в изменениях простирания структурно-фациальных зон. Так, Центрально-Камчатская зона представляет собой структуру S-образной формы. Ее южная ветвь имеет северо-восточное простирание, севернее широты мыса Полосатого она прослеживается в меридиональном направлении по Паратунско-Напанской сквозной зоне до широты м. Опасного, т. е. до Больше-Банной широтной сквозной зоны. Здесь указанная структурно-фациальная зона резко меняет простирание на северо-западное и протягивается в этом направлении до Омолону-Камчатской меридиональной зоны, в пределах которой она проходит далее на север.

Следующий резкий разворот простирания описываемой зоны также приходится на область пересечения ортогональных линеаментов: Омолонско-Камчатской сквозной зоны и Ичинско-Адриановской широтной структуры того же типа. В этом узле Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона приобретает северо-восточное простирание.

Ортогональная система линеаментов прослеживается и в геофизических полях. Однако меридиональные линеаменты выражены менее отчетливо, чем широтные. Последние в виде протяженных комплексных аномалий, по данным В.М. Воробьева, прослеживаются по дну Тихого океана вплоть до возвышенности Обручева. Меридиональные — проявлены либо в виде редких аномалий того же простирания на разных отрезках конкретного линеамента, либо прослеживаются в неявном виде как участки перегибов, стыков и окончания аномалий других простираний. На основе анализа геолого-геофизических материалов В.А. Ермаков интерпретирует границы выделенных широтных сквозных зон как длительно живущие разломы глубокого заложения. В Южной и Центральной Камчатке выделяется семь таких зон разломов: 1) Толбачинско-Адриановская, 2) Щапинско-Чажминская, 3) Мильковско-Кроноцкая, 4) Бакенинг-Карымская, 5) Карымчинская, 6) Асачинская, 7) Озерновская. Первая и вторая зоны трассируют северную и южную границы Ичинско-Адриановской зоны сквозных разломов. Четвертая, пятая и седьмая находятся в пределах соответственно Кагнисинско-Карымской, Больше-Банной и Кошелевско-Курильской сквозных структур.

Характеризуемые линейные структуры хорошо выражаются и в изменениях мощностей земной коры. При общей северо-восточной ориентировке структур земной коры в конфигурации изолиний равных мощностей отмечаются некоторые отклонения, большинство из которых подчеркивают широтные и меридиональные сквозные зоны (рис. 29). Так, в пределах Ичинско-Адриановской зоны в изолиниях наблюдаются аномальные изгибы, трассирующие зону; выделяется также субширотная ориентировка отдельных участков изолиний. В пределах Больше-Банной сквозной структуры отмечается уступ в мощности земной коры, имеющий субширотную ориентировку.

Меридиональные сквозные зоны прослеживаются по уступам в рельефе земной коры.

В изученном регионе морфоструктурным анализом была установлена серия круговых морфоструктур. Большинство из них отчетливо совпада-

ют с выделенными на полуострове С.Е. Апрельковым, М.М. Василевским и др. вулcano-тектоническими структурами.

Наиболее интересная Хангарская кольцевая структура представляет собой свод, имеющий концентрическое строение. Эта особенность строения подчеркивается дугowymi разломами, разделяющими структуру на центральную и периферическую части. В центральной части свода располагается четвертичный кальдера-вулкан Хангар, сложенный контрастной серией пород. По его периферии в складчатых образованиях фундамента обнажается крупный интрузивный массив мезозойских гранитоидов, имеющий кольцевую форму. Древние метаморфические породы, слагающие как внутреннюю, так и внешнюю часть структуры, изменяя свое простираие, также выявляют концентрическое строение свода. Массивы ультраосновных пород расположены в пределах указанной кольцевой структуры и локализованы на ее периферии.

В металлогеническом отношении наибольшего внимания заслуживают узлы пересечения линейных (в первую очередь ортогональных) структур между собой, а также с круговыми структурами (рис. 30). В таких узлах размещены известные и наиболее интересные рудные объекты, поэтому геологическая характеристика указанных узлов имеет большое значение. Морфоструктурные узлы, в которых в настоящее время оруденение не обнаружено, могут быть отнесены к разряду прогнозных.

На камчатском отрезке Омолono-Камчатской меридиональной сквозной зоны в местах ее пересечения с широтными сквозными зонами, описанными выше, и в отдельных случаях с зонами других направлений отмечается несколько рудоносных узлов.

Вьюнский узел 1 (см. рис. 30) расположен в верховьях р. Ичи. В морфоструктурном отношении узел охватывает небольшое сводовое подня-

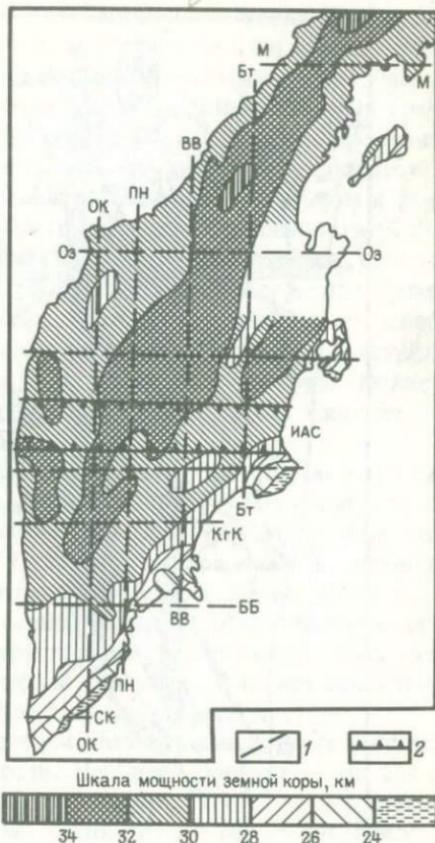


Рис. 29. Схема сопоставления мощности земной коры п-ова Камчатки, по Ю.А. Павлову и А.Ю. Юнову, и положения сквозных зон тектонических нарушений.

1 — оси сквозных зон; 2 — границы Ичинско-Адриановской зоны (названия зон см. рис. 26)

Ксеркс

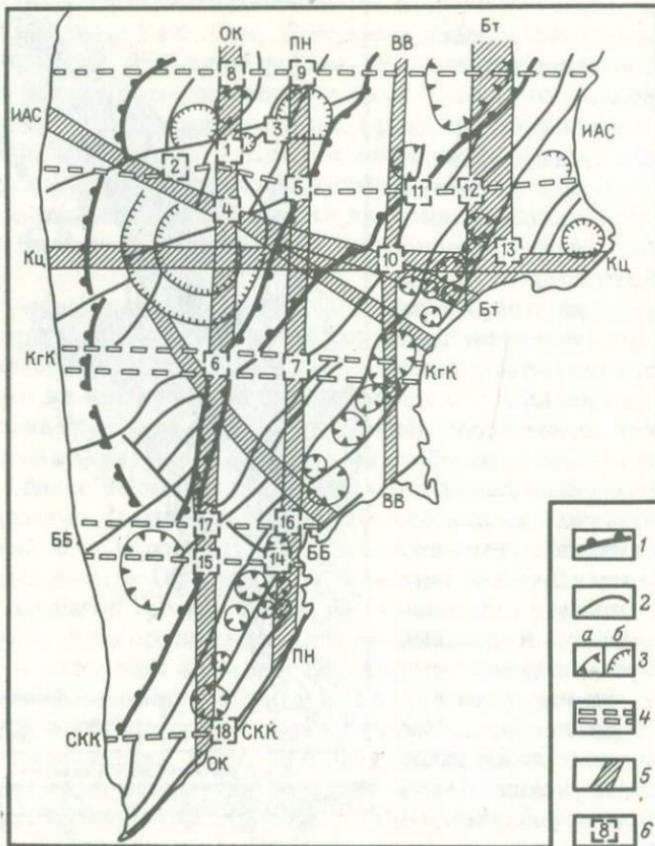


Рис. 30. Схема главнейших структурных элементов Центральной и Южной Камчатки.
Составила Е.Н. Сапожникова.

Линейные морфоструктуры: 1 – первого порядка, 2 – второго порядка; 3 – границы круговых образований: а – современных вулканических построек, б – прочих; 4 – сквозные зоны разломов – границы крупнейших поперечных блоков; 5 – прочие поперечные структуры; 6 – морфоструктурные узлы и их номера. Названия морфоструктур см. рис. 26

тие, расположенное на пересечении северо-восточных, меридиональных и широтных линеаментов. В геологическом строении узла принимают участие неогеновые эффузивно-пирокластические толщи, слагающие вулканическую постройку, в центральной части которой находится интрузивное тело неогеновых диоритов и диоритовых порфиров. Вулканическая постройка осложнена серией мелких разломов различной ориентировки, что создает сложное блоковое строение узла.

Оганчинский узел 4 (см. рис. 30) размещается на пересечении меридиональной и северо-западной крупных линейных зон, с северо-восточной линейной морфоструктурой. Он приурочен также к кольцевой морфострук-

туре, участвующей в строении крупного Хангарского свода. Этот узел представляет собой сложное геологическое образование. Он локализуется в пределах неогеновой вулканической постройки — палеовулкана Левинсон-Лессинга, сложенного эффузивно-пирокластическими толщами среднего состава анавайской и алнейской серий. Эти образования прорваны меридионально ориентированными интрузивным телом гранодиоритов и кварцевых диоритов, относимых Н.Л. Шилиным и О.Н. Волынцом к формации габбро-гранодиоритов миоценового возраста. В плиоценовую эпоху в узле сформировались экзструзии и дайки гранодиорит-порфиры, рогово-обманковых андезитов и андезито-дацитов. В раннечетвертичное время внедрялись дайки двупироксеновых базальтов. Центральная часть палеовулкана рассечена серией субширотных разломов, которые в сочетании с разломами других направлений создают сложную блоковую мозаику узла. В пределах узла известны ртутная и медная и другая минерализация, а также проявления минерализованных вод.

Кагнисинский узел 6 (см. рис. 30) находится на пересечении двух линеаментов ортогональной системы, проходящих через весь полуостров (Омолоно-Камчатской меридиональной и Кагнисинско-Карымской широтной сквозных зон нарушений). Узел представляет собой небольшую полукольцевую морфоструктуру, опирающуюся на линейную морфоструктуру. Последняя ограничивает с запада Центрально-Камчатскую депрессию, вдоль нее прослеживается крупный уступ в рельефе. Через узел проходит также крупный северо-западный линеамент, фиксирующий зону изменения простираний элементов морфоструктуры региона.

В геологическом строении узла принимают участие породы различного возраста и фациальной принадлежности. Наиболее древние — гнейсы и сланцы метаморфического комплекса Срединного хребта — несогласно перекрыты вулканогенными породами кагнисинской толщи анавайской серии, возраст которых определяется как ранний — средний миоцен. Гнейсы и сланцы прорваны меридионально вытянутыми интрузиями двух фаз внедрения палеоген-раннемеловой формации габбро-плагиогранитов. Указанные интрузивные породы, а также вулканогенные образования кагнисинской толщи, в свою очередь, прорваны более молодыми интрузиями миоценового возраста, относимыми к формации габбро-гранодиоритов.

На заключительных этапах магматизма в этом узле сформированы дайки и жилы гранодиорит-порфиры гранодиорит-порфир-дацитовой формации плиоценового возраста. Разрез завершается древнечетвертичными базальтами. В пределах узла отмечается рудная минерализация, представленная, в частности, штокверком кварцевых жил с молибденитом.

Баный узел 17 (см. рис. 30) расположен на пересечении Омолоно-Камчатской меридиональной зоны с крупной широтной зоной сквозных нарушений — Больше-Банной. В его пределах на северной границе Больше-Банной широтной зоны намечаются торцовое сочленение и изгиб морфоструктур основного северо-восточного плана, наблюдаются широтные простирания более мелких морфоструктур, подчеркнутых депрессионными зонами, проявлено интенсивное блоковое расчленение пересекающимися мелкими линейными морфоструктурами различного направления.

Особенности геологического строения узла (так же, как и всех предыдущих узлов) указывают на длительность его эндогенного развития. Здесь развиты породы, по времени формирования относимые к палеогеновому, неогеновому и четвертичному времени. На большей части территории узла обнажаются породы Ягоднинского палеовулкана, сложенного преимущественно андезитами и андезито-базальтами с подчиненным количеством дацитов, их туфов и игнимбригов липаритового состава. Палеовулкан расчленен на блоки разломами различной ориентировки. В пределах узла известны разнотипная минерализация и проявления термальных вод.

Порожистый узел 15 (см. рис. 30) находится на пересечении южной границы широтной Больше-Банной сквозной зоны с той же меридиональной структурой. Сложность его геоморфологического строения определяется наличием круговой структуры куполовидной формы, а также интенсивной блоковой расчлененностью. Последняя обусловлена в значительной степени наличием крупной линейной морфоструктуры северо-западной ориентировки, влияние которой так же, как и широтной зоны, определяет изгиб морфоструктур северо-восточного плана.

Узел охватывает юго-восточную часть палеовулканической структуры горы Шемедоган и западную часть палеовулканической постройки горы Горячей. Он сложен вулканогенными, интрузивными и экструзивными породами преимущественно среднего состава неогенового возраста, которые разбиты на блоки широтными и меридиональными разломами. К меридиональным тектоническим нарушениям часто приурочена редкометальная минерализация.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ, ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНОСТИ СКВОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ

Морфоструктурное изучение территории позволило наметить густую ортогональную сеть линеаментов, различным образом проявленных в рельефе и потому подразделенных на ряд рангов. Помимо линейных морфоструктур были выявлены круговые морфоструктуры различных размеров.

Комплексный геолого-геоморфологический анализ показал, что наиболее крупные и протяженные — пояса нарушений сквозного типа, которые пересекают изученный регион, выходят за его пределы и продолжают по территории материка. Эти структуры были описаны выше (см. гл. II). В состав этих поясов входят протяженные, часто кулисообразно сменяющие друг друга структуры, такие как Алданско-Мяочанская, Охотско-Сахалинская, Чукотская и др.

Более мелкие по размеру — зоны скрытых сквозных нарушений — имеют региональный характер. Они пересекают отдельные крупные регионы и обрезаются более крупными тектоническими зонами. К таким структурам в изученном районе можно отнести широтные Гижигинскую, Челомджинскую, Кагнисинско-Карымскую и др., меридиональные Колочинскую, Крестовскую, Пегтымельскую. Еще более мелкие — сквозные

скрытые линеаменты — имеют локальный характер и ограниченную протяженность. Они, как правило, не выходят за пределы того или иного региона или провинции. Это, например, Ясачнинская, Тауйская и ряд других структур.

Все сквозные зоны тектонических нарушений характеризуются более интенсивной расчлененностью на блоки по сравнению с прилегающими участками. В Примагаданье данная особенность наиболее ярко проявлена в широтных сквозных зонах, а в пределах Камчатского региона в широтной Больше-Банной зоне. Интересен и тот факт, что расположенные рядом зоны часто имеют противоположную направленность развития на протяжении больших временных отрезков. Так, в Примагаданье Омсукчанская зона на протяжении позднего палеозоя и мезо-кайнозоя была преимущественно прогибом, в пределах которого периодически существовали локальные поднятия, тогда как рядом расположенная Омолонская представляла собой устойчивое поднятие с приуроченными к нему локальными прогибами.

Многие из изученных структур ортогональной сети линеаментов имеют трансструктурный характер. Они пересекают границы океан — континент и трассируются по дну акваторий. Одним из характерных примеров этого является Омолоно-Камчатская зона сквозных нарушений. Она пересекает Азиатский континент, проходит по дну залива Шелехова и далее трассируется через весь п-ов Камчатку. По дну залива Шелехова границы зоны совпадают с разломами субмеридионального простирания (рис. 31), установленными на основании морских магнитометрических и сейсмологических исследований.

Не менее характерна в этом отношении и Омсукчано-Западно-Камчатская зона. Она также пересекает Азиатский континент и по дну Охотского моря с севера на юг ее западная граница прослеживается по восточным границам впадины Тинро и желоба Лебеда. Восточная граница зоны проходит по прибрежной части Западной Камчатки и подчеркивается меридиональным отрезком линии берега полуострова. Чаунско-Ширшовская зона, переходя в пределы дна океана, отчетливо трассируется подводным хребтом Ширшова, вытянутым в меридиональном направлении.

Ичинско-Адриановская широтная зона сквозных нарушений, по данным В.М. Воробьева, фиксируется по сейсмологическим материалам восточнее Курило-Камчатского глубоководного желоба, затем подчеркивается широтными разломами дна океана (по комплексу геофизических данных), пересекает п-ов Камчатку и отчетливо проявляется в геофизических полях и в морфоструктурах дна Охотского моря (см. рис. 21). На восточноазиатском побережье эта зона переходит в Становую зону сквозных линеаментов (вся зона в целом именуется Ичинско-Становая).

Кошелевско-Курильская широтная зона сквозных тектонических нарушений в пределах дна Тихого океана (восточнее п-ова Камчатки) также отчетливо фиксируется в геофизических полях [6]. В пределах дна Охотского моря она трассируется широтно ориентированными желобами Макарова и Петра Шмидта, пересекает Сахалин в области Центрального широтного разлома и сочленяется на континенте с Сюркумской широтной

зоной. Таким образом, часто продолжения крупных линейных структур сквозного типа на дне акваторий прослеживаются по глубоководным желобам и впадинам или по их границам.

Особенностью сквозных зон является их скрытый характер, причем показательно, что эти структуры более отчетливо проявлены во всех признаках в пределах континентальной окраины и значительно слабее в собственно материковой части. Изученные структуры в скрытом виде проявлены не на всем протяжении. Отдельные участки выявляются в геологическом строении регионов, соответствуя зонам повышенной трещи-

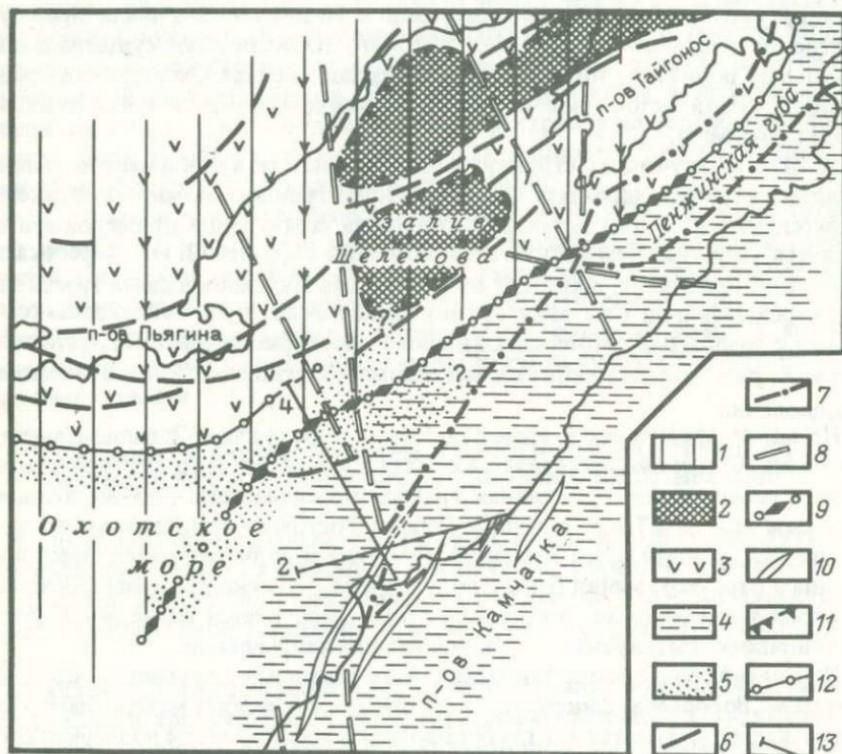
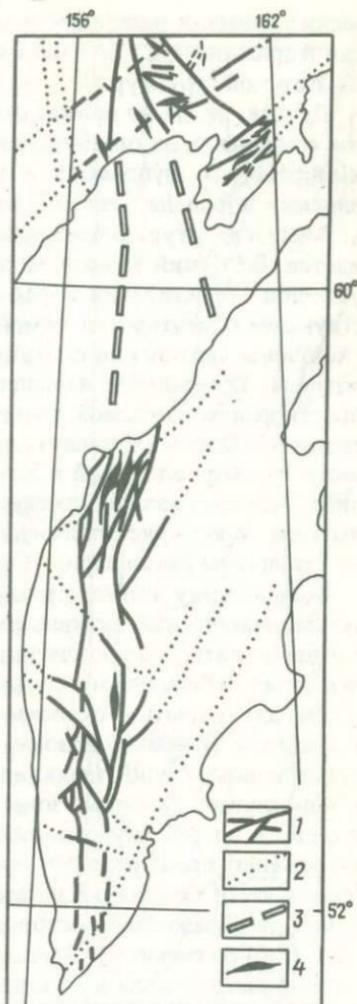


Рис. 31. Схема структурного районирования залива Шелехова и прелегающих территорий, по И.В. Беляеву.

1 — Охотоморская шита; 2 — жесткий массив полуострова Тайгонос и залива Шелехова; 3 — область развития магматических комплексов Охотско-Чукотского пояса (Магаданская зона); 4 — складчатые комплексы Корьяско-Камчатской области (Камчатская зона); 5 — слабоуплотненные осадки Северо-Охотского прогиба; зоны глубинных разломов; 6 — вулканического пояса, 7 — Камчатской области и области перехода к вулканическому поясу; 8 — поперечные разломы; 9 — граница между Камчатской геосинклинальной областью и Охотоморской плитой; 10 — складки в районе сейсмических профилей; границы: 11 — Тайгоносского массива, 12 — распространения вулканических пород Магаданской зоны; 13 — сейсмические профили и их номера

Рис. 32. Геологоструктурные признаки выделения Омолono-Камчатской скрытой сквозной зоны тектонических нарушений. Составил Н.Л. Шилин.

1 — разломы и их фрагменты, установленные по геологическим, геофизическим и аэрокосмическим материалам, позволяющие наметить сквозную зону; 2 — крупные региональные (фоновые) разломы, определяющие современную структуру регионов; 3 — разломы, намеченные по дну залива Шелехова по геофизическим материалам И.В. Беляева; 4 — ориентировка складчатости в разновозрастных образованиях (палеогеновых — докембрийских)



новатости определенного направления. Часто на данных участках некоторые тектонические элементы ориентированы согласно с простиранием указанных структур. Другие участки имеют скрытый характер как, например, отрезки Омолono-Камчатской сквозной зоны в пределах материка и южной части п-ова Камчатки. Лишь после дешифрирования разнообразных аэрокосмических материалов (космическая съемка, радиолокационная съемка и т. п.) удалось обнаружить ряд протяженных зон разломов, которые фиксируют Омолono-Камчатскую зону сквозных тектонических нарушений в пределах южной части п-ова Камчатки (рис. 32). В пределах Центральной Камчатки зона отчетливо проявлена в меридионально вытянутых разновозрастных дизъюнктивных и пликативных структурах Срединного массива кристаллических пород и его обрамления. На материке сквозная зона является как бы барьером, вблизи которого меняется ориентировка складчатости в палеозойских и раннемезозойских образованиях с северо-западной на северо-восточную, происходит торцовое сочленение дизъюнктивных структур и т. п. Такие же особенности присущи и другим зонам. Так, Челомджинская широтная зона в Примагданье отчетливо выявляется на довольно протяженном отрезке в виде Челомджа-Ямской зоны глубинных разломов, а на других участках проявлена лишь в геологических аномалиях.

Важный материал для идентификации скрытых сквозных структур дает анализ аэрокосмических материалов. Например, границы многих камчатских структур подобного типа отчетливо дешифрируются на косми-

ческих снимках в виде протяженных линейных зон. Это относится к Ичинско-Адриановской, Больше-Банной и к камчатскому отрезку Омолонно-Камчатской структур.

Другая, не менее важная характерная черта изученных структур — частое совпадение их ориентировки с ориентировкой структурного плана докембрийского фундамента. Практически все известные выходы докембрийских пород на Северо-Востоке Азии размещаются в пределах ортогональных структур. В центральной части Охотско-Сахалинской зоны обнажается Охотский массив метаморфических пород. Доминирующее направление простираения пород в его пределах — меридиональное, соответствующее ориентировке самой зоны. В восточной части широтной Чукотской зоны выходят на поверхность метаморфические породы Чукотского массива. Генеральное направление простираения этих пород совпадает с простираением сквозной зоны. Омолонно-Камчатский линеамент на всем своем протяжении трассируется выходами пород фундамента. В северной части это Коркодонский и Кедонский выступы. Южнее в пределах дна залива Шелехова на продолжении данного линеамента также предполагаются выходы пород кристаллического фундамента. На Камчатке в пределах той же структуры размещается Срединный массив кристаллических пород.

Большинству выделенных сквозных структур свойственна повышенная магматическая активность аномального профиля. Особенно показательно развитие магматических и связанных с ними метасоматических образований субщелочного состава, причем они в наибольшей степени характерны для скрытых сквозных зон меридионального направления. Так, в пределах Ясачинской зоны А.К. Кондратенко установлены в составе экструзивных фаций трахилипариты и трахидациты. Интересно и то, что в ряде случаев сквозные зоны, пересекающие крупные структуры, различающиеся по режиму становления, трассируются на всем протяжении одновременно проявленными продуктами субщелочного магматизма. В северной части Омолонно-Камчатской зоны (рис. 33) концентрируются интрузивные образования мелового возраста субщелочного и щелочного состава (габбро-сиениты, сиениты, граносиениты). В пределах камчатского отрезка данной зоны в меловое время также проявлен субщелочный магматизм в виде уникальной для всей геологической истории Камчатки вулканоплутонической ассоциации. Последняя состоит из двух формаций: вулканической трахиандезитовой и плутонической габбро-сиенитовой. Этот факт подчеркивает глубокий характер указанной сквозной структуры.

Сквозные структуры часто служат границами блоков, в которых развиты продукты магматизма определенных фациальной принадлежности, состава и возраста. Для этих зон характерно многократное проявление интрузивного магматизма, причем интрузивные массивы вытягиваются согласно с ориентировкой сквозной зоны. Так, в пределах Омолонского участка Омолонно-Камчатской сквозной зоны наряду с докембрийскими образованиями проявлены и палеозойские гранитоиды. Последние слагают отдельные редкие массивы, отчетливо вытянутые в меридиональном направлении согласно с простираением зоны. В меловое время Омолонно-

Камчатская зона являлась ареной интенсивной магматической деятельности. На всем ее протяжении формировались интрузии гранитов, эффузивные толщи различного состава. Поля развития эффузивов и массивы гранитов вытягивались вдоль зоны. Причем если в Омолонской ветви доминировали среди эффузивных образований продукты кислого магматизма, то в Камчатской — среднего и основного. На современном эрозионном срезе указанные магматические проявления отчетливо трассируют зону от островов Медвежьих на севере до вулкана Опала на юге.

На Чукотке и Корякском нагорье скрытые сквозные зоны тектонических нарушений играют важную роль, влияя на особенности распределения разновозрастных продуктов магматизма. На указанной территории граниты раннемелового возраста преимущественно проявлены (рис. 34) в крупных блоках, ограниченных с запада Пегтымельской (Пг) и с юга Чукотской (Ч) сквозными зонами. Крупные массивы раннемеловых гранитов полуострова Чукотки размещены к востоку от Крестовской зоны скрытых сквозных нарушений (Кр). На всем протяжении Чаунско-Ширшовской (ЧШ), Ергувемской (Ер) и Пегтымельской (Пг) зон интрузии раннемеловых гранитов отсутствуют. Западнее Чаунско-Ширшовской зоны в отдельных блоках снова отмечаются их разрозненные выходы. Ареал распространения позднемеловых гранитных интрузий располагается несколько южнее и приурочен к тем блокам, в которых раннемеловые граниты не проявлены. Он (рис. 35) ограничен широтными зонами с севера Чукотской (Ч), а с юга Усть-Анадырской (УА). Чаунско-Ширшовская (ЧШ), Ергувемская (Ер) и Пегтымельская (Пг) зоны амагматичны и для позднемеловых гранитов, зато Колючинская (Кл) меридиональная зона насыщена ими.

В размещении впадин, выполненных эффузивными образованиями палеогенового возраста (рис. 36), обращает на себя внимание тот факт, что ареал их распространения четко ограничен с севера Чукотской широтной зоной (Ч). Кроме того, Крестовская меридиональная зона (Кр) расчленяет ареал на

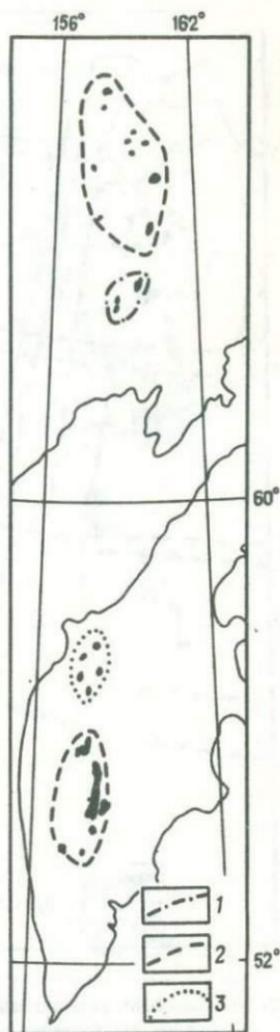


Рис. 33. Ареалы размещения домезозойских (1), мезозойских (2) и кайнозойских (3) разнофацциальных магматических образований щелочного и субщелочного состава, трассирующих сквозную Омолонско-Камчатскую зону. Составил Н.Л. Шилин.

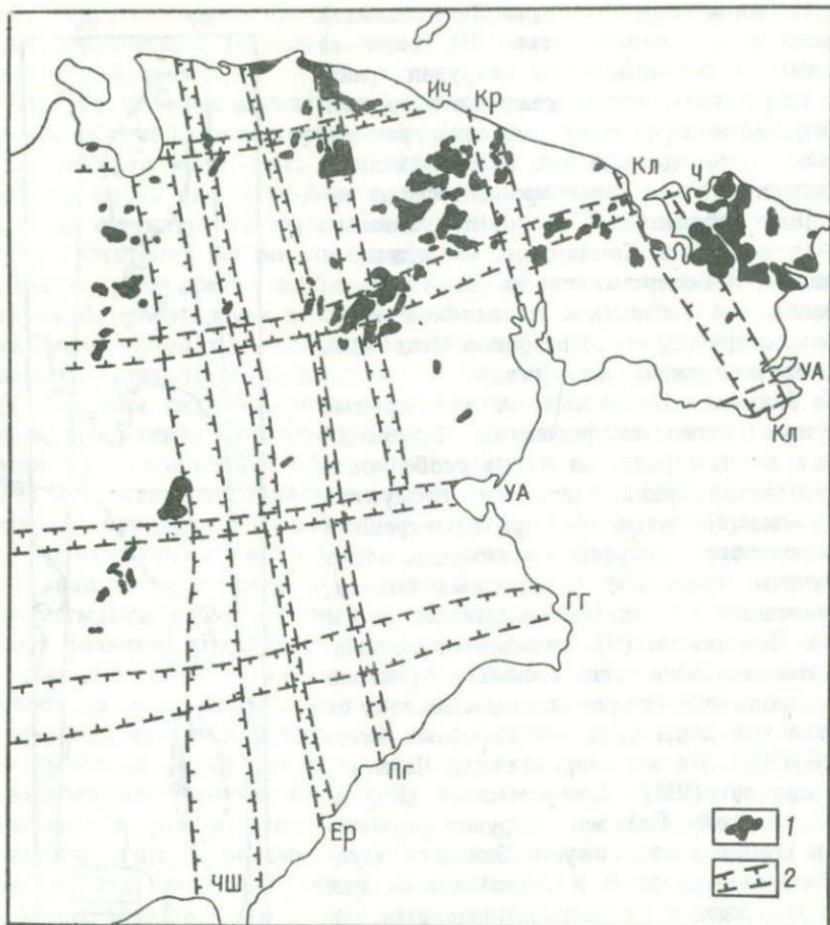


Рис. 34. Контроль размещения раннемеловых гранитоидов сквозными зонами тектонических нарушений. Составил Н.Л. Шилин.

1 – гранитоиды; 2 – границы сквозных зон.

Сквозные зоны: ГГ – Гижигинская, УА – Усть-Анадырская, Ч – Чукотская, Ич – Ичуевская, ЧШ – Чаунско-Ширшовская, Ер – Ергувеемская, Пг – Пегтымельская, Кр – Крестовская, Кл – Колючинская

две части: в западной развиты базальты, а в восточной – андезиты и липариты. Цепочки впадин, выполненных палеогеновыми эффузивами, часто вытягиваются вдоль сквозных зон: широтной Чукотской (Ч) и меридиональной Пегтымельской (Пг). Не менее показательное распределение эффузивных образований неогенового возраста. Они преимущественно развиты в блоке, который с севера ограничен Чукотской сквозной зоной. Севернее ее неогеновые эффузивные образования практически не встречаются, за исключением отдельных мелких полей, сложенных преи-

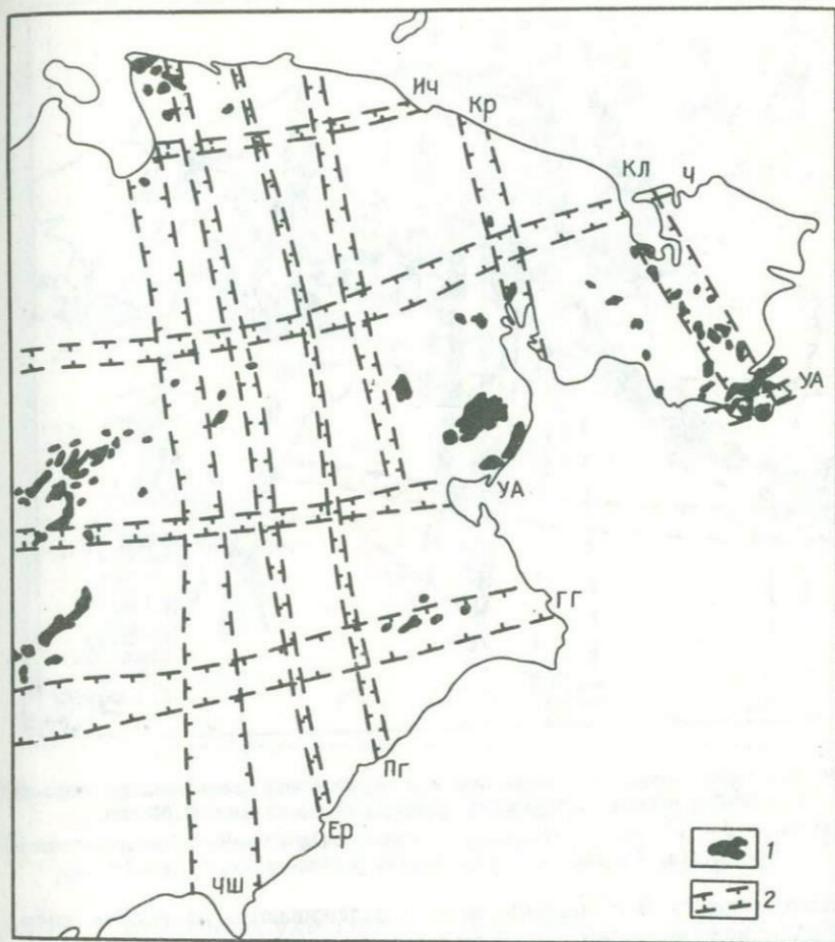


Рис. 35. Контроль размещения позднемеловых гранитоидов сквозными зонами тектонических нарушений. Составил Н.Л. Шилин.

1 – гранитоиды; 2 – границы сквозных зон (названия зон см. рис. 34)

мощественно кислыми эффузивами (западное побережье Колючинской губы).

Большую роль играют выявленные линейные структуры в контроле размещений магматогенных образований, связанных с развитием отдельных крупных структур Азии. Прежде всего представляет интерес подчинение ориентировки отдельных отрезков крупнейшей магматогенной структуры Северо-Востока Азии – Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – простираению некоторых крупных широтных сквозных структур. Меридиональные зоны контролируют распределение вулканогенных образований разного состава Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К этим сквозным зонам приурочены цепочки впадин, выполненных эффузивами

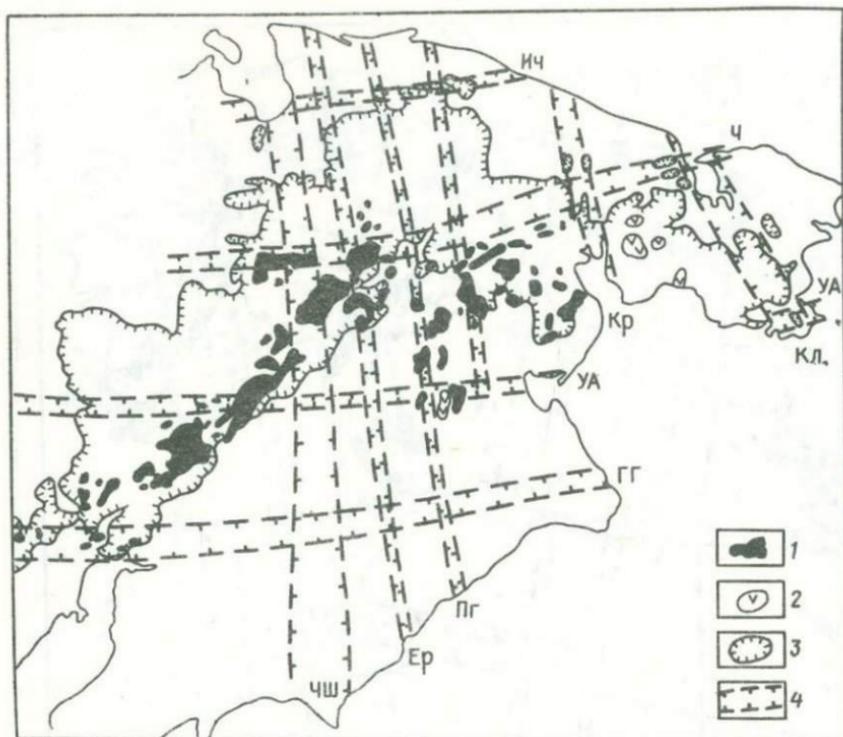


Рис. 36. Контроль размещения магматических образований палеогенового возраста сквозными зонами тектонических нарушений. Составил Н.Л. Шилин.

1 — базальты; 2 — андезиты и липариты; 3 — границы Охотско-Чукотского вулканического пояса; 4 — границы сквозных зон (названия зон см. рис. 34)

мелового возраста. Эти впадины часто прослеживаются далеко на север, удаляясь от вулканогенного пояса на сотни километров.

Скрытые сквозные линейные зоны нарушений находятся в тесной пространственной связи с другими структурными элементами и, в частности, с кольцевыми. В пределах изученной территории выделен ряд круговых сводовых поднятий, материалы о форме и строении которых изложены в соответствующих разделах данной главы. Здесь лишь необходимо подчеркнуть, что ядерные части многих сводов различных размеров размещены в узлах пересечения линейаментов ортогональной системы или вблизи них. Это относится к Хетин'жому, Буюндино-Купкинскому сводам в Примагаданье, Пламенному, Пекульнейскому и Корякскому в Чукотско-Корякском регионе, Хангарскому на Камчатке. Отдельные своды определенного ранга локализуются в пределах блоков, ограниченных линейными скрытыми сквозными зонами тектонических нарушений того же ранга. Подобным образом размещены Тамватнейский, Хатырский своды в Чукотско-Корякском регионе, Лукатский — в Примагаданском.

Характерной особенностью изученных линейных структур является

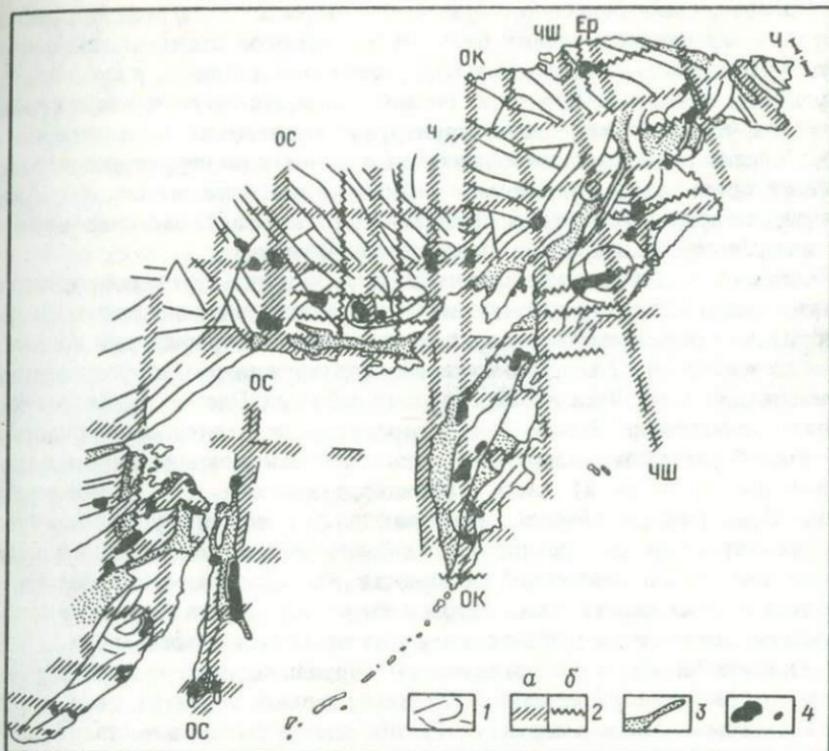


Рис. 37. Соотношение скрытых сквозных зон тектонических нарушений и рудных районов. Составили Е.Н. Сапожникова и Н.Л. Шилин.

1 — основные структурные элементы; 2 — сквозные зоны: а — трансконтинентальные, б — региональные; 3 — депрессионные области; 4 — рудные районы

наличие в их пределах узлов длительной эндогенной активности. Их дискретная локализация в пределах структур — один из наиболее существенных элементов фрагментарности последних. Эти узлы формируются в областях пересечения линейных зон ортогональной системы линеаментов. В их пределах часто проявляются породы различной формационной и фациальной принадлежности, различного состава и возраста, причем эти породы, локализуясь в пределах небольшой площади, сменяют друг друга во времени. Закономерное место в этой смене занимает руда.

По отношению к металлогеническим зонам, установленным в каждом регионе, сквозные линейные системы нарушений ортогональной сети на большей части Северо-Востока Азии имеют резко секущее простирание, но на отдельных участках их ориентировки совпадают. Часто сквозные зоны ортогональной системы определяют поясовое распределение рудных объектов (Примагаданье, Чукотка), и тогда эти зоны приобретают рудоцентрирующее значение. Надо отметить, что крупные пояса скрытых сквозных тектонических нарушений не концентрируют в своих пределах

рудных объектов (например, Чаунско-Ширшовская зона), однако расположенные в непосредственной близости от этих зон линейные сквозные структуры более высокого ранга (Ергувеемская) являются рудоконцентрирующими (рис. 37). При пересечении скрытых сквозных зон тектонических нарушений с крупными структурами современного структурного плана именно в пределах сквозных зон участки этих структур содержат наиболее интенсивную рудную минерализацию различного типа. Эта закономерность ярко проявлена в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе на его пересечении с широтными сквозными зонами.

Анализ имеющихся данных показывает, что если в пределах рудоконцентрирующих структур локализованы интенсивно дислоцированные докембрийские образования, то оруденение развито по периферии докембрийских выступов. Это обстоятельство подтверждается по результатам изучения широтной Чукотской и меридиональных Охотско-Сахалинской и Омолано-Камчатской зон. Так, в пределах последней на территории Камчатки большинство известных рудопроявлений локализовано в периферической (восточной) части Срединного массива метаморфических пород. Сами рудные объекты размещаются в пределах рудоконцентрирующих структур дискретно, но наиболее интересные локализуются в узлах длительной эндогенной активности. Как правило, они размещены не в центральных частях таких узлов, а по их периферии. Анализ закономерностей размещения рудоносных узлов позволяет сделать вывод, что при пересечении линейных рудоконцентрирующих и кольцевых структур металлоносные узлы находятся либо только в центре свода (см. рис. 37) (Тамватнейская структура), либо на периферии, в местах пересечения ограничений свода с линейной скрытой структурой сквозного типа (Корякский свод).

Проведенное комплексное изучение обширного региона Северо-Востока Азии показало, что в его пределах скрытые сквозные зоны тектонических нарушений ортогональной системы имеют важное геологоструктурное и металлогеническое значение.

Глава V. РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ В СИСТЕМЕ ДРЕВНИХ ЛИНЕАМЕНТОВ АЛДАНО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Алдано-Становая область представляет собой один из наиболее крупных в СССР выходов на поверхность раннедокембрийских образований. На севере они перекрываются осадочным чехлом Сибирской платформы, на юге и востоке срезаются структурами Монголо-Охотской складчатой области, на западе граничат с байкалидами. Существующие представления о геологии и металлогении региона складывались на основе работ таких крупных исследователей, как Ю.А. Билибин, Д.С. Коржинский, Е.В. Павловский, Н.В. Фролова, Ю.К. Дзевановский, Е.М. Лазько, Л.И. Салоп, Н.Г. Судовиков.

В структуре области выделяются Алданская и Становая складчатые системы, несколько отличающиеся стилем дислокаций, степенью метаморфизма толщ и т. д. Алданиты и становиды отделены друг от друга тектонометаморфическим фронтом, и поэтому их взаимоотношения до сих пор окончательно не выяснены. Современные концепции, по существу, развивают две идеи, сформулированные еще на ранних этапах изучения территории. Первая была высказана Д.С. Коржинским, полагавшим, что древние отложения Станового хребта есть тектонически и метаморфически переработанные аналоги алданид. Вторая принадлежит Ю.К. Дзевановскому, утверждавшему, что Становая складчатая система моложе Алданской. Как бы то ни было, в настоящее время большинство геологов не сомневаются в архейском возрасте обеих систем, и, таким образом, весь Алдано-Становой регион рассматривается как область архейской консолидации. Кроме того, принципиальные закономерности размещения крупных рудных объектов, от архейских до мезозойско-кайнозойских, едины для всей рассматриваемой территории. Исходя из этого Алдано-Становая область характеризуется как единый регион.

Анализ структуры и размещения полезных ископаемых этого района в свете концепции сквозных рудоцентрирующих зон ранее не проводился. В настоящей главе сделана первая такая попытка, которая тем более важна, что она позволяет доказать древность заложения рудоцентрирующих зон на основе более обширного материала, чем это было сделано ранее на примере зарубежных территорий: Канадского, Трансваальского, Родезийского, Гвианского щитов [20]. Материалом для анализа послужили существующие геологические карты региона и многочисленные публикации [12, 33, 47 и др.] .

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Область прошла сложный и длительный путь развития. Основные элементы геологического строения ее были заложены в архее. Режим земной коры в это время обладал рядом специфических черт, что наложило отпечаток на породы и структуры региона. Вопрос сопоставления типов режимов фанерозоя с докембрийским стилем тектоники не решен до сих пор окончательно. Проблема расшифровки первичной природы глубокометаморфизованных образований (гранулитовой, амфиболитовой фаций) докембрия Алдана тоже еще мало изучена. В их составе, по данным К.Б. Мокшанцева, В.М. Кастыркиной, Л.П. Карсакова и др., более или менее достоверно устанавливаются основные вулканиты, не исключается наличие средних и кислых. Предположительно магматический генезис имеют доскладчатые тела гипербазитов. Накопление и последующая деформация архейских толщ сопровождалась формированием мигматитовых и гранитных массивов. Неясно происхождение громадных габбро-анортитовых массивов, располагающихся на участках интенсивной блоковой расчлененности повсеместно среди нижнеархейских отложений.

В конце архея в обстановке возросшей консолидации вдоль тектонически ослабленных зон происходило образование грабенов типа борсалин-

ских, заполнявшихся вулканогенно-осадочными сериями. В их составе достоверно известны как основные, так и средние вулканиты. К ним приурочены базитовые, гипербазитовые интрузии, в обрамлении их формировались тела гранитов и мигматитов.

Предплатформенная эпоха эволюции региона (ранний — средний протерозой) ознаменовалась обновлением древних ослабленных зон, расчленением области на систему блоков, разделенных шовными прогибами, в некоторых из которых содержится значительное количество изверженных пород. Оживление эндогенной активности, очевидно, связано с развитием геосинклиналей — Байкало-Витимской на западе и Удской на юго-востоке, краевые структуры которых (Кодаро-Удоканский и Улканский прогибы) располагаются в пределах Алдано-Становой области. С инверсией структур этой эпохи связаны образование в фундаменте диафоритовых поясов, внедрение расслоенных интрузий габбро-пироксенит-норитов, гранитоидов, в том числе и щелочных.

Со среднего протерозоя территория приобрела устойчивую тенденцию к воздыманию. В позднем протерозое и кембрии на большей части ее шло накопление осадочных толщ, с ордовика область была подвержена слабым колебательным движениям, осадконакопление отсутствовало. К магматическим проявлениям платформенного этапа развития принадлежат позднепротерозойские дайковые пояса диабазов, кимберлитоподобные тела и щелочно-ультраосновная Ингилийская интрузия центрального типа.

Формирование современного облика территории довершили несколько периодов тектоно-магматической активизации. В среднем палеозое (девон — карбон) на юго-западе внедрялись сиенит-адамеллиты. В мезозое активизация, которой предшествовало внедрение на севере кимберлитов, захватила всю область. В этот период образовались ряд широтно вытянутых впадин, выполненных угленосными и вулканогенно-осадочными сериями пород, пояса крупных гранитоидных массивов, вулканоплутонические поля щелочных и щелочноземельных пород. Распределение мезозойских комплексов отражает сложную тектоно-магматическую зональность.

Морфоструктура региона сложилась в результате кайнозойских глыбовых движений, которые наряду с увеличением дифференцированности продолжили усилившиеся в поздней юре — раннем мелу воздымания, что привело к образованию обширного Алданского свода и системы поднятий Станового хребта. О дифференцированности, контрастности движений свидетельствуют образование рифтоподобных прогибов, сейсмическая активность некоторых районов, проявление четвертичного трахибазальтового вулканизма.

ДРЕВНИЕ СКВОЗНЫЕ ЗОНЫ СКРЫТЫХ НАРУШЕНИЙ

Широкий спектр разнотипных магматических, осадочных и метаморфических комплексов от архейских до кайнозойских определяет значение описываемой территории как уникального района, по которому можно реконструировать древнейший структурный план, его эволюцию и влияние

на размещение проявлений магматизма и оруденения. Поскольку современный облик фундамента — результат многократных деформаций и метаморфической переработки, разработка стратиграфии и связанных с нею тектонических моделей докембрия представляет определенные трудности. Тем не менее применение петрографо-структурных методов, наряду с детальным геологическим картированием позволили Р.Ф. Черкасову [47] установить, что крупные и крупнейшие структуры архея Олекмо-Учурского междуречья образуют не мозаику куполов, а относительно правильную субортогональную (близкую к широтно-меридиональной) сеть. Перекрестность структур определена первичным положением зон поднятий и прогибов, обусловленным, по данным этого исследователя, раннеархейскими проторазломами. В настоящее время исходная структура выражена в ориентировке ансамблей складчатых дислокаций, подчеркивается метаморфической зональностью. В зависимости от степени выраженности того или иного направления план дислокаций варьирует от почти линейного до округло-крестовидного.

Идея о структуроопределяющей роли ортогональных направлений справедлива и для древних толщ Станового хребта. Б.Л. Годзевич указывает на такую преимущественную ориентировку раннеархейских складок и разломов. Однако широтно-меридиональное простираие структур устанавливается лишь в отдельных глыбах, наименее переработанных позднеархейскими движениями, которые проявлялись здесь главным образом вдоль диагональных направлений. Ортогональные структуры имеют скрытый характер и, как будет показано далее, выявляются с помощью анализа особенностей складчатых дислокаций.

Структуру архея Алдано-Становой области в немалой степени осложняют разломы, образующие ортогонально-диагональную сеть. Диагональные дизъюнктивы являются сквозными наложенными структурами по отношению к самой ранней складчатости [22]. Интерес представляет ортогональная (широтно-меридиональная) наиболее ранняя система разломов, согласная и грубо согласная с общим структурным планом архея. Лучше всего она изучена в Центрально-Алданском районе, где сибирскими геологами (Е.П. Максимов, А.Н. Угрюмов, Ар. Н. Угрюмов, А.Р. Этин) выделена сеть зон скрытых разломов, устанавливаемых по особенностям складчатых дислокаций [43]. По их данным она играет ведущую роль в формировании структуры архея и определяет размещение осадочных, магматических и рудных формаций этой эпохи.

На той же территории ряд меридиональных и протяженных широтных разломов предположительно раннеархейского заложения выявил Р.И. Гришкян. Их фиксируют выполненные гранитоидным материалом швы, а также зоны "пластического" скалывания, представленные поясами эшелонированных складок различной формы с наложенными на них линейными зонами бластомилонитизации и катаклаза. Ортогональные разломы были активизированы в раннем протерозое, когда блоковые подвижки обусловили проявление их уже в явной разрывной форме. Пример таких дизъюнктивов, наследующих древнее направление, — Южно-Алданская группа широтных разломов.

Для Алдано-Становой области известны и другие протяженные ортогональные нарушения архейского заложения. Так, в работах С.В. Нужнова, В.А. Ярмолюка, И.М. Фрумкина и других геологов описывается Амгинский меридиональный глубинный разлом, который характеризуется как зона интенсивной гранитизации, развития диафтореза, как шов, разделяющий крупные структурные блоки. Р.Ф. Черкасов в 1968 г. выявил систему протяженных региональных меридиональных и субширотных, редко диагональных разломов, протягивающуюся через всю северную половину Алдано-Становой области. Время заложения дизъюнктивов определено им как архейское.

Перекрестный план строения докембрийского фундамента находит отражение в геофизических полях. Обобщая результаты исследований магнитного и гравитационного полей Алдано-Учурского междуречья, Ю.Ф. Малышев [29] выявил ярусное строение архейского фундамента. Верхний ярус представлен толщей сильногранитизированных пород. Его сложная структура (купола, овалы, изометричные и линейно вытянутые складки) наложена на более простые формы нижнего яруса. Последний сложен метаморфитами, не охваченными приповерхностной гранитизацией, а также гранитоидами существенно плагиоклазового состава. По мнению Ю.Ф. Малышева, наиболее вероятно ортогональная модель строения нижнего яруса, элементы которой особенно устойчиво проявляются при преобразовании магнитного и гравитационного полей и коррелируются с простираем аномалий высоких уровней наблюдения. Дополняет схему строения сеть протяженных ортогональных разломов, главнейшие из которых, по данным В.А. Ахмадулина и др., прослеживаются в пределы Станового хребта и далее на юг в Приамурье. Дизъюнктивы фиксируются градиентными зонами смены среднего уровня поля, цепочками локальных аномалий (ступеней максимумов, минимумов), сменой ориентировки и среднего уровня локальных аномалий и т. д. [29].

Широтные аномальные геофизические зоны обнаружены и на Становом хребте, где по материалам аэромагнитной и гравиметрической съемки И.И. Шапочкой выделены два протяженных пояса аномалий, интерпретируемые как глубинные разломы. Наличие вдоль зон многочисленных тел докембрийских гипербазитов и габбро-норитов доказывает раннее заложение разломов.

Важное место в изучении закономерностей локализации полезных ископаемых занимает анализ структурного положения месторождений. Установлено, что система древних ортогональных разломов Алдана контролирует размещение архейских флогопитовых [29] и мезозойских золотосодержащих районов [47]. Согласно с общим структурным планом наиболее ранних этапов развития земной коры, образование перекрестной системы ортогональных протяженных структур и, наконец, ведущая роль их в распределении некоторых типов эндогенных полезных ископаемых, по времени образования далеко отстоящих друг от друга, — комплекс признаков, присущий сквозным зонам нарушений — рудоконцентрирующим структурам [20]. Нами была изучена позиция древнейших ортогональных разломов в системе сквозных зон нарушений, выявленных методом гео-

логических аномалий [31]. Далее рассматривалась эволюция выделенной системы и роль ее в распределении рудных месторождений.

Сквозные зоны скрытых нарушений выделялись по мелко- и средне-масштабным геологическим картам, позволяющим определять наиболее общие главные особенности строения сложнодислоцированных толщ. Признаками скрытых нарушений считались прямолинейные стыки систем складок, переломы, развороты осевых линий складок, совмещения вдоль одной линии осей складок аномального простирания, флексурные перегибы толщ, подныривания систем складок, прямолинейные контакты интрузивных массивов.

Зоны скрытых нарушений могут по простиранию сменяться разломами, обновленными во время последующих тектоно-магматических активизаций и поэтому выступающими в явной форме. Вдоль систем таких разломов, как правило, обнажаются линейно вытянутые блоки, сложенные наиболее древними комплексами. Распространение таких блоков в зонах разломов, очевидно, является доказательством их древности. Таковы, например, система меридиональных разломов Чаро-Олекминского междуречья и Южно-Алданская система широтных разломов.

Недостаточная изученность отдельных участков, спорность многих вопросов стратиграфии раннего докембрия и, следовательно, часто грубая схематичность существующих геологических карт затрудняют анализ скрытых нарушений. Особенно большие трудности вызывает выявление их на Становом хребте, где метаморфическая конвергенция комплексов требует специальных методов разделения их по возрасту. К тому же первичная ортогональная структура сильно переработана позднеархейскими движениями вдоль диагональных направлений и едва ли не более половины площади занимают мезозойские образования. Тем не менее широтные зоны, подчеркнутые на некоторых участках системами молодых, вновь образованных разломов, и крупные меридиональные структуры дешифрируются достаточно уверенно.

Наиболее протяженные скрытые разломы образуют зоны трансрегионального характера (линеаменты). Под платформенным чехлом они прослеживаются по системам скрытых разломов, выявленных А.А. Ставцевым, А.А. Ельяновым, В.М. Моралевым и др. специальным анализом геофизических и геологических данных.

Система зон скрытых нарушений (линеаментов) покрывает всю территорию рассматриваемого региона вне зависимости от границ Алданской и Становой складчатых систем, отражая первичный структурный план, единый для всей области. Ширина линеаментов 20–50 км при длине, прослеженной в пределах области, до 1100 км. Система зон нарушений вобрала в себя элементы уже известных по геологическим и геофизическим данным ортогональных разломов древнего заложения, в том числе региональных разломов, описанных в работах Р.Ф. Черкасова [47] и Ю.Ф. Малышева [29]. Кратко остановимся на характеристике выделенных структур.

Самая северная широтная зона — Северо-Алданская ограничивает с юга область сплошного распространения платформенных осадков. На протяжении от р. Токко до устья р. Учур она впервые была выделена В.А. Обру-

чевым как крупный сброс. В Центрально-Алданском районе зону описали Р.И. Гришкян [22] и А.Н. Угрюмов [43], которые и определили время заложения ее как архейское. Интерпретируя геофизические данные, Ю.Ф. Малышев [29] продолжил разлом под платформенным чехлом на восток до Ингилийского массива. По аномалиям складчатости зона прослеживается нами и на западе в Байкальской складчатой области.

Южнее Северо-Алданского линеамента располагается Нимнырская зона. На протяжении от р. Чути до верховьев р. Джелтулах она выделена Р.И. Гришкяном как Нимныро-Балаганахский разлом. Ю.Ф. Малышев обосновал продолжение зоны далее на восток до р. Маймакан. На западе в долине р. Олекмы зона прослеживается по флексурным перегибам, ундуляции шарниров складок, далее по переломам осевых линий складок и другим аномалиям.

Эвота-Кеткапский линеамент пересекает регион на широте северной границы Чульманской впадины и включает несколько выделенных ранее дизъюнктивов древнего заложения. В Центрально-Алданском районе его трассируют архейские разломы, установленные Р.И. Гришкяном [22] и А.Н. Угрюмовым [43]. На востоке в районе хребта Кет-Кап он представляет собой сочетание двух субширотных скрытых разломов, выявленных по геолого-геофизическим данным А.А. Ельяновым и В.М. Моралевым. В Олекмо-Чарском междуречье западное продолжение Эвота-Кеткапского линеамента совпадает с выделенным Р.Ф. Черкасовым [47] продолжением Эвотинского регионального разлома.

В интервале 56° — $56^{\circ} 30'$ с. ш. наблюдается группа сближенных широтных линеаментов, образующих зону, характеризующуюся наивысшей для региона блоковой расчлененностью и особой геологической историей. Эта зона (шириной 130—150 км) названа Южно-Алданской. В западной части она представляет собой систему долгоживущих разломов, заложившихся в раннем протерозое по архейским ослабленным зонам [22]. Аналогичную природу имеют и крайние западные отрезки зоны, совпадающие с Улканским, Улчачанским разломами и отрезком Северо-Станового разлома. Первые два определены А.А. Ельяновым и В.М. Моралевым по геолого-геофизическим данным. Северо-Становой разлом широко известен в литературе и рассматривается сторонниками более молодого возраста Становой складчатой системы как краевой шов, отделяющий ее от алданид.

В данных границах такого масштаба зона выделяется впервые. Ранее М.И. Ициксон и Л.И. Красный на основании размещения мезозойских впадин наметили и описали Южно-Якутский палеорифт — звено Монголо-Байкало-Южно-Якутского рифтового пояса. Этот рифт, заложившийся, по данным этих исследователей, вдоль древнего линеамента, прослеживается вдоль Эвота-Кеткапской и Южно-Алданской сквозных зон. Вдоль последней протянулись наиболее выраженные рифтовые впадины.

Отдельные линеаменты, составляющие Южно-Алданскую зону, проявлены в аномалиях гравитационных и магнитных полей. Так, от верховьев р. Алдана до истоков р. Учюра Ю.Ф. Малышев [29] выделил две аномальные зоны; южнее подобный пояс аномалий установлен И.И. Шапочкой. В целом Южно-Алданская зона сквозных нарушений разграничивает Ал-

данский и Становой крупные блоки, отличающиеся средним уровнем полей, ориентировкой локальных аномалий и т. д.

Южные линеаменты — Унахинский, Бомнакский и Могот-Аргинский — по геологическим данным на всем протяжении выделены впервые. Ранее, интерпретируя данные геофизической съемки, И.И. Шапочка предположил существование регионального широтного разлома севернее Зейской впадины. Этот пояс магнитных и гравитационных аномалий соответствует двум зонам скрытых нарушений — Унахинской и Бомнакской, прослеживаемым по разворотам складчатости и молодым разломам вдоль всего Станового хребта. На более мелкомасштабных схемах эти сближенные зоны объединены в одну Геткан-Лучинскую. Большая часть Могот-Аргинского — самого южного — линеамента погребена под отложениями Зейской впадины. На запад он трассируется по геологическим аномалиям по периферии Монголо-Охотской складчатой области.

Большинство меридиональных региональных разломов, установленных Р.Ф. Черкасовым в северной половине Алдано-Становой области, — Амгинский, Джелтулинский, Силиглинский, Идюмский, Томптоканский — прослежены на юг и вошли составными частями в одноименные линеаменты. Темулякитский, Верхнетоккинский, Тимптонский и Селигдарский линеаменты лишь частично совпадают с разломами, намеченными в Олекмо-Чарском и Алдано-Тимптонском междуречьях Р.Ф. Черкасовым [47]. Свои названия два последних линеамента получили от близко расположенных (смещенных на 10–15 км к востоку) поясов геофизических аномалий, выделенных Ю.Ф. Малышевым [29]. Северная часть Селигдарской сквозной зоны совпадает в целом с зоной архейских разломов, описанной А.Н. Угрюмовым [43].

Кроме перечисленных на крайнем востоке и западе выделяют соответственно Маймаканский и Мурунско-Катугинский линеаменты. Первый ограничивает с запада Магейский мезозойский вулканоген, пересекает Омнинско-Батомгское поднятие и далее на север устанавливается по геолого-геофизическим данным; он включает Маймакано-Алданский разлом, описанный И.И. Шапочкой в 1967 г. Второй линеамент по складчатым деформациям и сгущениям разрывных дислокаций от гольца Мурун прослеживается на юг, пересекает Кодаро-Удоканский протерозойский прогиб. В бассейне р. Катугин в его пределах наблюдаются выступы фундамента.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СКВОЗНЫХ ЗОН НАРУШЕНИЙ

Самый ранний этап развития древней системы линеаментов — архейский. Повышенный тепловой поток при отсутствии зрелой коры обусловил проявление в эту эпоху преимущественно пластических деформаций. Работами И.М. Фрумкина, Л.М. Реутова и др. установлена связь между древними региональными разломами и латеральной изменчивостью архейских отложений. Р.Ф. Черкасов [47] предполагает, что наиболее значительно меняют состав по латерали первичновулканогенные толщи. Расположение фемических зон, выделяемых этим исследователем, т. е. зон, насыщенных основными ортопородами, непосредственно подчинено сети предполага-

емых проторазломов и образует довольно правильную ортогональную сеть.

Для изучения распределения архейских комплексов относительно сквозных зон нарушений нами вслед за Р.Ф. Черкасовым были выделены зоны, относительно насыщенные основными ортосланцами. В настоящее время первичномагматический генезис некоторых типов кристаллических сланцев и амфиболитов более или менее достоверно установлен для широкого спектра стратиграфических подразделений Алданского нагорья и Станового хребта. Ведущую роль в решении этой проблемы играют работы К.Б. Мокшанцева, В.М. Кастыркиной, Л.П. Карсакова, С.Д. Великославинского по реконструкции первичной природы глубокометаморфизованных образований по петрохимическим и геохимическим критериям, а также формационный анализ [12]. По современным данным, на Алданском нагорье основными ортосланцами максимально насыщены федоровская и иджекская свиты иенгрской серии, ниже- и верхнесунагинская свиты тимптонской серии, курультинская и кабактанская серии. В Становом регионе ортопороды широко распространены в Чогарском, Бомнакском, Брянтинском и других блоках, в некоторых частях купуриной и иликанской серий. Контуры площадей распространения пород этих под-

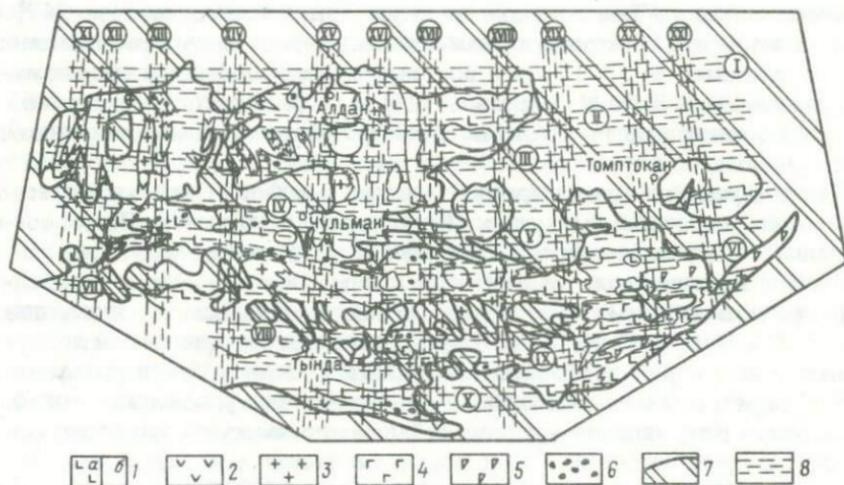


Рис. 38. Схема размещения комплексов архейского фундамента и сквозных зон нарушений Алдано-Становой области.

1 – зоны основного вулканизма: а – фемические, б – салические; 2 – прогибы заключительных этапов архейского развития; 3 – мигматиты и граниты; 4 – габбро-нориты; 5 – габбро-анортозиты; 6 – гипербазиты; 7 – постархейские образования; 8 – сквозные зоны нарушений: I – Северо-Алданская, II – Нимыгская, III – Эвота-Кеткапская, IV–VII – Южно-Алданская (линеаменты: IV – Анамжакский, V – Чадский, VI – Улканский, VII – Северо-Становой), VIII–IX – Геткан-Лучинская (линеаменты: VIII – Унахинский, IX – Бомнакский), X – Могот-Аргинская, XI – Мурунско-Катугинская, XII – Верхнетоккинская, XIII – Темулякитская, XIV – Амгинская, XV – Селигдарская, XVI – Тимптонская, XVII – Джелтулинская, XVIII – Силигтинская, XIX – Идомская, XX – Томптоканская, XXI – Маймаканская

разделений и послужили основой схемы размещения зон основного вулканизма архея (рис. 38).

На схеме хорошо видно "решетчатое" близкое к ортогональному распределение базитовых комплексов. Система линейментов имеет преимущественно фемический профиль, служит границами зон вулканизма. Тела доскладчатых гипербазитов, массивы габро-анортозитов, габбро-норитов сосредоточены главным образом в пределах наиболее крупных сквозных зон нарушений — Южно-Алданской и Геткан-Лучинской. Связь между полями гранитизации и ортогональными линейментами менее очевидна. В целом породы в пределах последних относительно мало гранитизированы, зоны нарушений часто служат внешними ограничениями полей гранитов и мигматитов. Широко распространены мигматиты в северной половине Амгинского линеймента. Однако в геофизических полях этот линеймент выражен четкими положительными магнитными и гравитационными аномалиями [29], следовательно, гранитизированные породы развиты лишь в приповерхностной части и неглубоко залегают основные.

Сеть древних широтных и меридиональных нарушений во многом обусловила расположение тектонически ослабленных зон заключительных этапов архейского развития, вдоль которых развивался основной и средний вулканизм, внедрялись интрузии габбро и габбро-норитов. К образованиям завершающего этапа в западной части области относится борсалинский, описанный Е.П. Миронюком с соавторами, на востоке — чумиканский, а на

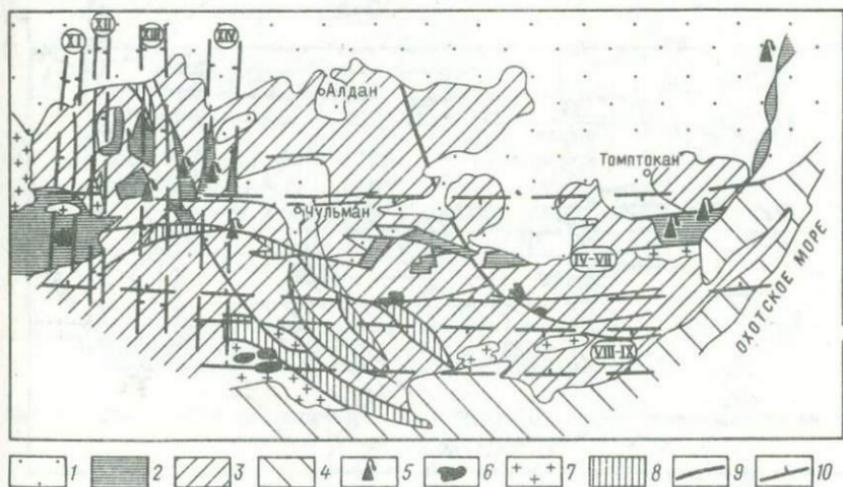


Рис. 39. Особенности размещения магматических и осадочных комплексов предплатформенного этапа развития Алдано-Становой области.

1 — верхнепротерозойско-мезозойский осадочный чехол; 2 — грабены и прогибы, выполненные ниже-среднепротерозойскими отложениями; 3 — архейский фундамент; 4 — сопредельные территории; ранне-среднепротерозойские: 5 — районы вулканизма, 6 — расслоенные базит-гипербазитовые интрузии, 7 — граниты, 8 — диафториты, 9 — разломы; 10 — главные сквозные зоны нарушений, активизировавшиеся в предплатформенную эпоху (названия зон см. рис. 38)

крайнем юге — урканский комплексы, выделенные А.Н. Нееловым, В.А. Глебовицким и др. Наличие их аналогов несомненно и в зоне Станового хребта, однако отделение их от более древних толщ из-за метаморфической конвергенции на данном этапе изученности не представляется возможным.

Заложение шовных прогибов раннего — среднего протерозоя произошло вдоль систем как диагональных, так и ортогональных, унаследованных с самых ранних этапов истории, нарушений (рис. 39). При этом важно отметить приуроченность центров основного и среднего вулканизма, расчлененных перидотит-пироксенит-габбровых (базит-гипербазитовых) интрузий именно к ортогональной системе линеаментов. Обращает на себя внимание и тектоническая активность Южно-Алданской зоны, на всем протяжении которой обнаружены пояса диафторитов, шовные прогибы, глубинные расчлененные базит-гипербазитовые плутоны. По отношению к ней симметрично располагаются наиболее крупные структуры раннего — среднего протерозоя: Кодаро-Удоканский и Улканский прогибы. В разрезе последнего большую роль играют диабазы.

Накопление осадков в позднем протерозое — кембрии происходило на обширной территории, отделенной Южно-Алданской долгоживущей структурой от Станового поднятия (рис. 40). В позднем протерозое вдоль протяженных поясов северо-западного и северо-восточного простираний внедрили дайки диабазов. В местах пересечения поясами древних ортогональных зон скрытых нарушений дайки приобретают аномальные широт-

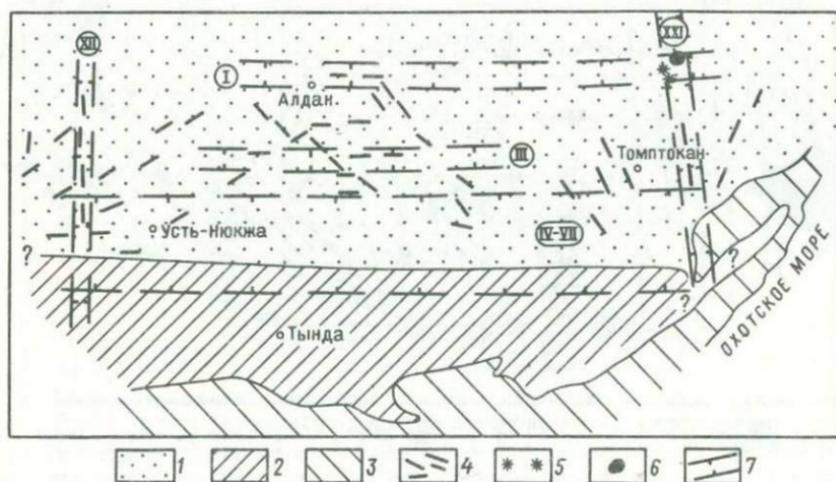


Рис. 40. Палеотектоническая схема платформенного этапа развития Алдано-Становой области.

1 — площадь распространения платформенных осадков, по Е.П. Миронюку; 2 — выходы архейского фундамента; 3 — сопредельные территории; позднепротерозойские магматические образования; 4 — дайковые пояса, 5 — кимберлиты, 6 — щелочно-ультраосновные интрузии; 7 — главные системы сквозных нарушений, активизировавшиеся в платформенную эпоху (названия зон см. рис. 38)

ную или меридиональную ориентировки. В узле сочленения предполагаемых под платформенным чехлом продолжений ортогональных зон нарушений находятся Ингилийский массив щелочно-ультраосновных пород и группа тел кимберлитов.

Алдано-Становая область претерпела несколько периодов активизации, однако если для мезозойского и кайнозойского периодов влияние древней ортогональной системы разломов на распределение магматических и других проявлений выявлено, то связей с широтно-меридиональными структурами для палеозойской активизации, затронувшей юго-западную окраину области, на данном этапе исследований не обнаружено. Окончательное решение этого вопроса требует распространения анализа на сопредельные южные районы широкого развития палеозойских магматических образований.

Для мезозойской активизации характерно несколько направлений структурного контроля. Простирающиеся магмоподводящих разломов Станового пояса, по данным Н.М. Сытиной, Е.М. Заблоцкого, — от северо-западного до субширотного, поясов даек — северо-западное и северо-восточное. Система прогибов Южной Якутии контролируется в основном суб-

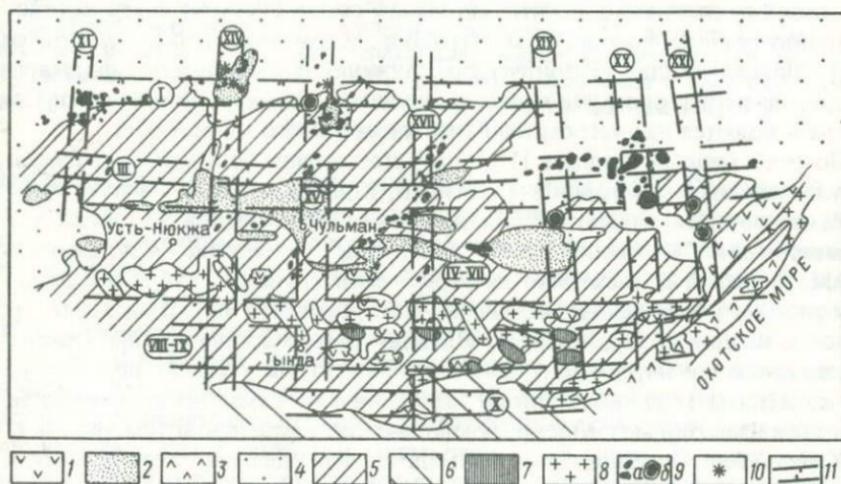


Рис. 41. Особенности размещения магматических и осадочных комплексов мезозойской активизации Алдано-Становой области.

1 — вулканогенные впадины, завершающие активизацию; 2 — угленосные впадины; 3 — вулканы начальных этапов активизации; 4 — платформенный чехол; 5 — архейский фундамент; 6 — сопредельные территории; 7 — малые интрузии завершающего этапа активизации; 8 — Становой плутоногенный пояс; 9 — алданские щелочные — щелочноземельные вулканоплутонические поля и интрузивные массивы (а), б — то же, но с ультраосновным, возможно докембрийским, ядром; 10 — палеозой-мезозойские кимберлиты; 11 — главные сквозные зоны нарушений, активизировавшиеся в мезозое: I — Северо-Алданская, III — Эвота-Кеткапская, IV-VII — Южно-Алданская, VIII-IX — Геткан-Лучинская, X — Могот-Аргинская, XI — Мурунско-Катунгинская, XIV — Амгинская, XV — Селигдарская, XVII — Джелтулинская, XIX — Идумская, XX — Томпоканская, XXI — Маймаканская

широтными разломами. Однако общий структурный план мезозоя — широтный (рис. 41).

По Южно-Алданской зоне проходила смена масштаба и типа магматической активизации. Она ограничивала с севера позднеюрско-меловой Становой плутогенный пояс — район интенсивного трещинного гранитоидного магматизма, преобразившего облик этой части территории. Пояс расчленен древней Геткан-Лучинской зоной нарушений, совпадающей с его осевой частью. Вдоль нее локализуются малые и средние тела гранит-пурфиров, лейкогранитов, вулканогенные впадины, завершающие активизацию. В пределах Южно-Алданской зоны происходили интенсивные тектонические подвижки, выразившиеся в образовании системы грабенов и депрессий, заполненных угленосными отложениями и вулканитами, в формировании протяженного Южно-Якутского надвига. На восточном ее продолжении сформировался Магейский вулканоген, за счет которого резко расширяется Джугджурская ветвь Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Севернее зоны располагается область Алданского свода, в которой, как указывает Р.Ф. Черкасов [47], размещение мезозойских вулканоплутонических полей контролируется преимущественно ортогональной системой разломов архейского заложения. Магматическая зональность в пределах свода проявилась в последовательной смене с юга на север андезит-монцит-гранодиоритового магматизма лейцитит-щелочно-сиенитовым [33]. Широтный план тектонических движений подчеркивается формированием по всей территории мощных молодых разломов, причем их сгущение наблюдаются на участках наиболее интенсивного магматизма.

По современным данным [17 и др.] становление большей части щелочно-ультраосновных массивов (Чадского, Кондерского, Арбарастахского, Сыбахского, Инаглийского) связывается с мезозойской активизацией. Формирование массивов этого типа, как указывают А.А. Ельянов и В.М. Моралев, происходило на пересечении крупных глубинных разломов древнего заложения, многие из которых носят скрытый характер. Подобно позднепротерозойскому Ингилийскому массиву они приурочены к широтным зонам, локализуясь, как правило, на участках пересечения зон скрытыми меридиональными нарушениями. Такое же положение занимают и палеозой-мезозойские чомполинские кимберлиты (см. рис. 41).

Кайнозойская активизация привела на сопредельных территориях к образованию Байкальской системы рифтовых прогибов, заходящей лишь в крайние западные районы области. В распространении активизации далее на восток главное значение имеет ортогональная система древних нарушений. К узлам сочленения широтных и меридиональных линеаментов тяготеют эпицентры наиболее сильных землетрясений. В пределах Южно-Алданской зоны долгоживущих разломов располагаются наиболее выраженные кайнозойские рифтоподобные прогибы (Токинский, Ытымджинский и т. д.) и четвертичные трахибазальтовые вулканы (рис. 42). Южный край зоны совпадает с водоразделом Зейско-Удской и Алданской речных систем.

Подведем итоги. В пределах линеаментов локализуются древние габбро-нориты, габбро-анортозиты, комплексы основных и ультраосновных

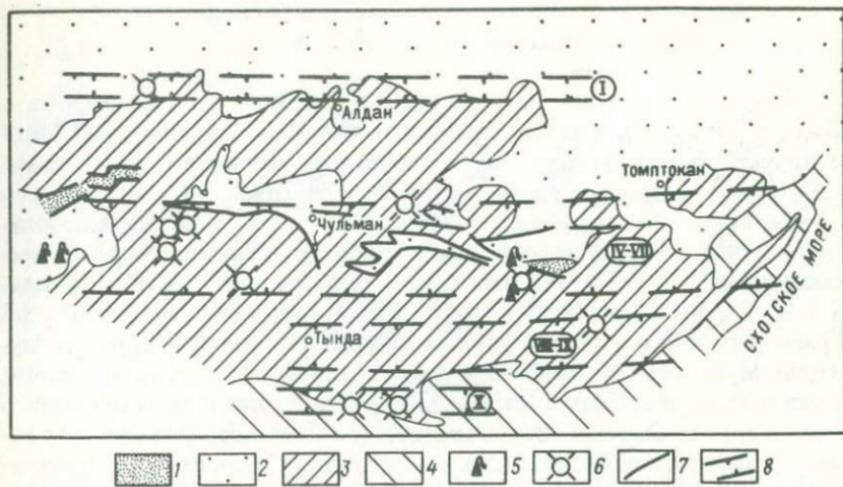


Рис. 42. Схема проявлений кайнозойской активизации Алдано-Становой области.

1 – четвертичные отложения; 2 – протерозойско-мезозойский осадочный чехол; 3 – архейский фундамент; 4 – сопредельные территории; 5 – четвертичные вулканические центры; 6 – эпицентры сильнейших землетрясений 1735–1973 гг., по Б.М. Козьмину и А.Г. Ларионову; 7 – разломы Байкальской и Южно-Якутской рифтовых систем; 8 – главные сквозные зоны, активизировавшиеся в кайнозое (названия зон см. рис. 41)

сланцев верховьев рек Алдана и Сутама, которые М.З. Глуховский и Е.В. Павловский выделяют в образования лунной стадии – догеосинклинальной, доплатформенной, догранитной. Таким образом, тезис о древнейшем заложении рассматриваемых структур получает новое подтверждение. Система сквозных зон нарушений сыграла важную роль в распределении тектоно-магматических проявлений эндогенной активности от архея до мезозоя и кайнозоя. В архее она обусловила размещение древних поясов базитового вулканизма, унаследованное развитие вдоль них позднеархейских рифтоподобных прогибов, выполненных основными и средними вулканиками. Тела гранитов и мигматитов этой эпохи формировались главным образом в обрамлении зон скрытых нарушений. Система ранне-среднепротерозойских прогибов наследует древние ортогональные линеаменты лишь частично, однако наиболее крупные структуры этого времени, а также интрузии глубинного происхождения тяготеют к ним. На стадии платформенного развития в узлах пересечений сквозных зон локализовались кимберлиты и щелочно-ультраосновные интрузии.

Во время мезозойской активизации сеть древних зон нарушений определила очертания Станового плутогенного пояса, локализацию ареалов распространения вулкано-плутонических полей, щелочно-ультраосновных интрузий и кимберлитов. Ведущую роль в размещении проявлений кайнозойской эпохи активизации – рифтоподобных прогибов, очагов сильных землетрясений, излияний трахибазальтов – также играет система широтных и меридиональных древних линеаментов.

Закономерности размещения полезных ископаемых Алдано-Становой области

Первая важная металлогеническая эпоха Алдано-Станового региона — архейская. Ее специализацию определяют железо и флогопит; наиболее характерные руды — железистые кварциты и магнетит-флогопитовые. Первые имеют метаморфогенно-осадочное происхождение. Они представлены многочисленными рудопроявлениями в блоках, сложенных породами курультинской и сутамской серий, а также рудопроявлениями и месторождениями в верхнеархейских прогибах борсалинского типа. По данным Е.П. Миронюка и других исследователей, рудные объекты обоих типов располагаются в пределах двух протяженных поясов, которые следуют вдоль Мурунско-Катугинской и Амгинской меридиональных, а затем, изменив направление, вдоль Южно-Алданской и Геткан-Лучинской широтных зон нарушений. Известные в настоящее время месторождения (с невысокими содержаниями полезных компонентов) располагаются в пределах Мурунско-Катугинского линейaments: Чарский, Чаро-Токкинский железорудные районы, выделенные В.А. Биланенко с соавторами. Не исключено, однако, нахождение в пределах сквозных структур объектов с богатыми рудами, формирующимися, по мнению Я.Н. Белевцева и др., в результате процессов обогащения метаморфогенно-осадочных руд гидротермальными растворами. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Закономерностям образования и размещения магнетит-флогопитовых месторождений посвящена обширная литература. Тем не менее сложность их локализации и генезиса не позволяет однозначно решать вопросы происхождения руд. Очевидна только важная роль метасоматических процессов в образовании продуктивных скоплений этих полезных ископаемых. Перспективные на обнаружение флогопита высокомагнезиальные диопсидовые породы довольно широко распространены в Алдано-Становой области, но промышленные месторождения локализованы только в пределах Центрально-Алданского района [47]. На смежных территориях месторождения отсутствуют, хотя в породах изредка встречается мелкочешуйчатый флогопит. В Центрально-Алданском районе оруденение приурочено главным образом к высокомагнезиальным горизонтам верхнефедоровской подсвиты. Концентрация полезных компонентов в месторождениях дифференцирована. Часть месторождений следует рассматривать как собственно железорудные. В флогопитовых месторождениях магнетит играет резко подчиненную роль. Исключение составляет лишь месторождение Таежное, где оба типа равноценны.

Благодаря работам А.Ф. Энтина уже давно установлена большая роль разломов в размещении флогопитовых месторождений. По современным данным, оруденение приурочено к узлам пересечения разломов диагональной и ортогональной систем [29]. Главные флогопитоносные районы — Куранахский, Эмельджакский, Тас-Ханкунский и Оюмракский [12] — локализируются в узлах пересечения сквозных широтных зон нарушений (Северо-Становой, Эвота-Кеткапской, Анамжакской) меридиональными (Селигдарской, Тимптонской) (рис. 43). Диагональная система определяет положение месторождений меньшего масштаба.

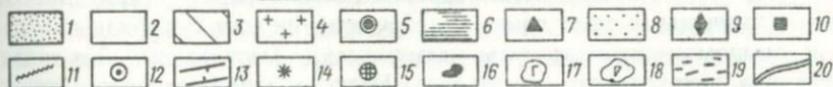
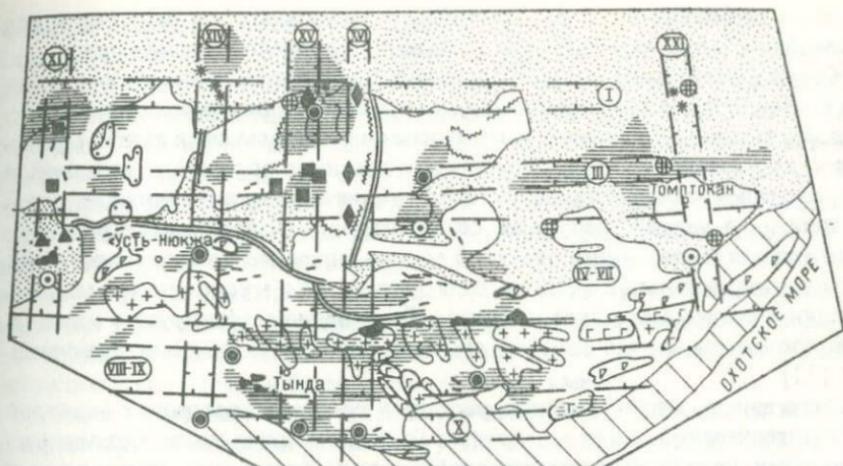


Рис. 43. Особенности размещения рудной минерализации Алдано-Становой области.

1 – протерозойско-мезозойский осадочный чехол; 2 – архейский фундамент; 3 – сопредельные территории; 4 – Становой плутоногенный пояс; 5–10 – металлогенические зоны и районы, по [2, 33]; 5 – районы наиболее интенсивной мезозойской минерализации, 6 – мезозойские минерагенические зоны, 7 – протерозойские Удоканские медные месторождения, 8 – распространение ранне-среднепротерозойской меденосной алеврит-песчаниковой формации, 9–10 – главные архейские районы (9 – флогопитовые, 10 – железорудные); 11 – архейские магнетит-флогопитовые зоны; 12 – другие рудные районы; 13 – рудоконцентрирующие структуры: I – Северо-Алданская, III – Эвота-Кеткарская, IV–VII – Южно-Алданская, VIII–IX – Геткан-Лучинская, X – Могол-Аргинская, XI – Мурунско-Катугинская, XIV – Амгинская, XV – Селигдарская, XVI – Тимптонская, XXI – Маймаканская; 14–20 – признаки рудоконцентрирующих структур: 14 – протерозойские и позднепалеозойские кимберлиты, 15 – протерозойские и мезозойские щелочно-ультраосновные интрузии, 16 – протерозойские базит-гипербазитовые плутоны, 17 – архейские габбро-нориты, 18 – архейские габбро-анортозиты, 19 – доскладчатые гипербазиты, 20 – границы крупнейших структурных блоков архея

А.Ф. Энтин, а впоследствии Ю.Ф. Мальшев [29] считали, что размещение собственно железорудных месторождений контролируется полями гранитизации. Действительно, рудные объекты этого типа располагаются вблизи контактов продуктивных горизонтов федоровской свиты с полями гранитов и мигматитов. Роль разломов сводится к влиянию на распределение участков гранитизации [29]. Однако обращает на себя внимание локализация месторождений – Таежного, Десовского, Пионерского, Тинского [12] – в пределах Эвота-Кеткарской широтной зоны скрытых нарушений, которая является рудоконцентрирующей для флогопитового сырья. При этом рудные объекты тяготеют к пересечению с другим линейментом – Селигдарским, который тоже контролирует распределение флогопитовых месторождений (см. рис. 43). Указанный факт свидетель-

ствует о возможно большем значении ортогональных зон нарушений для размещения железорудных месторождений, чем предполагалось ранее.

Кроме флогопитовой и железорудной для архея типичны редкометалльная и мусковитовая минерализация, а также месторождения горного хрустала. Последние приурочены к кварцитам верхнеалданской свиты. Проявления хрусталенности располагаются главным образом в западной и юго-восточной частях Алдано-Типтонского междуречья. Характерна локализация их в узлах пересечения долгоживущих разломов ортогональной (преимущественно) и диагональной систем, определенных по геолого-геофизическим данным [29]. Связь редкометалльной и мусковитовой минерализации с разломами менее очевидна. Оруденение ассоциирует с пегматитообразованием, и размещение его контролируется полями гранитизации [12].

Эндогенные месторождения раннего и среднего протерозоя — второй металлогенической эпохи — связаны с магматическими комплексами: расслоенными перидотит-пироксенит-габбровыми плутонами, гранитными и щелочно-гранитными массивами. Первые продуцируют сульфидные медные и титаномагнетитовые руды магматических месторождений в телах Чинейского интрузивного комплекса. Наличие подобных расслоенных плутонов в других районах области делает этот тип месторождений перспективным. Распределение базит-гипербазитовых интрузий протерозоя, как уже отмечалось, подчинено Южно-Алданской и Геткан-Лучинской зонам нарушений.

Другой тип минерализации — редкометалльно-редкоземельный — на западе приурочен к альбититам, тяготеющим к контактам гранитов чуйско-коддарского комплекса и локализуемым в разрывных нарушениях субширотного простирания, а на востоке — к альбититам, грейzenам и пегматитам, связанным с широтно вытянутыми щелочно-гранитными массивами Улканского прогиба. Хотя по масштабам обнаруженные зоны минерализации относятся к рудопроявлениям, по совокупности структурно-геологических признаков эти площади перспективны [12].

Как уже отмечалось, Южно-Алданская зона контролирует расположение Кодаро-Удоканского протерозойского прогиба, в алеврит-песчанистых отложениях которого локализуются месторождения меди. Образование продуктивных залежей этого типа трактуется по-разному: идее о телетермальном генезисе противостоит гипотеза о ката- и диагенетическом преобразовании убогих концентраций первично-осадочного происхождения. Однако с позиции последней трудно объяснить отсутствие рудных объектов удоканского типа в относительно недалеко расположенных Хани-Олдонгсинском и Угуйском грабенах, где найдены отложения сходного состава и сложного фациального облика [12]. Решающее значение может иметь расположение этих грабенов за пределами сквозных зон нарушений, способствующих, очевидно, возникновению благоприятных условий для формирования телетермальных месторождений, служа проводниками поступающих из глубины металлоносных (а возможно, просто ремобилизующих первичные концентрации) растворов.

Третья, заключительная металлогеническая эпоха — мезозойско-кайно-

зойская. Главный металл этой эпохи — золото, которому сопутствуют, а иногда имеют самостоятельное значение свинец, цинк, медь и молибден [33]. Полезные ископаемые мезозойского этапа эпохи связаны, во-первых, с юрско-меловыми магматическими комплексами: с алданскими щелочными — щелочноземельными вулканоплутоническими ассоциациями, гранитоидными массивами, а во-вторых, с юрской алевролит-песчаниковой формацией. Последняя содержит залежи каменного угля. Кайнозойский этап эпохи тоже имеет для Алдано-Становой области важное значение. В это время произошло формирование золотоносных, хромит-платиновых и других россыпей. Как правило, россыпи приурочены к районам развития эндогенного оруденения и дополняют облик металлогенических зон и узлов мезозоя. Следовательно, металлогению мезозойского и кайнозойского этапов целесообразно рассматривать вместе.

Общий широтный план тектоно-магматической зональности мезозоя и кайнозоя, отражающей различия в эндогенных проявлениях на юге и севере области, определил специфику металлогенических черт Алданского и Станового регионов. В пределах Алданского свода эндогенные месторождения относятся к гидротермальному и гидротермально-метасоматическому типам. Центрально-Алданский район представляет собой наиболее известную металлогеническую зону [12], внутри которой, как установили С.М. Кравченко и А.И. Казаринов, главное оруденение приурочено к структурным узлам — участкам пересечения разноориентированных разломов. Позднее И.И. Силин и А.Н. Угрюмов на основании геологических, а Ю.В. Киселев — геофизических данных указали на преимущественный контроль размещения месторождений меридиональной системой нарушений.

Кроме Центрально-Алданского проявления юрско-меловой минерализации известны и в других районах: Верхне-Амгинском, Гонамском, Кет-Капском, Алгоминском и др. [12]. Рассматривая закономерности размещения золотоносных зон и узлов Алданского региона, Р.Ф. Черкасов [47] установил влияние разломных и фациальных зон архея на мезозойскую минерагению. По его данным, распределение рудных и магматических районов определяется в основном ортогональной системой разломов архейского заложения. Промышленные концентрации достигаются при размещении магматических районов в фемических зонах архея.

На Становом хребте рудная минерализация пространственно и генетически связана с малыми интрузиями гранитоидов завершающего этапа мезозойской активизации и представлена главным образом золотой и молибденовой мезотермальными формациями [33]. Особенности размещения оруденения позволили исследователям выделить ряд металлогенических зон: Северо-Становую, Гилюй-Унахинскую и т. д. Как отмечалось выше, распределение малых интрузий подчиняется широтным поясам древних разломов, поэтому закономерно, что с ними совпали и главные металлогенические зоны. Так, Северо-Становая зона следует вдоль южного ограничения Южно-Алданского линеамента, Гилюй-Унахинская, Бомнакская, Купури-Унинская — вдоль Геткан-Лучинского линеамента.

Внутри зон оруденение имеет прерывистый характер. В.С. Коген в соав-

торстве с И.Ф. Ухиной и М.З. Глуховским, В.Г. Ветлужских (1972 г.) установили пространственную приуроченность оруденения к узлам пересечения древней и мезозойской тектоники. Например, золоторудные проявления локализуются в местах сочленения поясов мезозойских даек и разломов с древними зонами нарушений. На рис. 43 видно, что наиболее известные рудоносные узлы Станового хребта [25], располагаясь вдоль широтных линеаментов, локализуются, как правило, в участках пересечения их с другими древними структурами — меридиональными. Диагональные разломы лишь повышают проницаемость узлов пересечения ортогональных разломов. Таким образом, несмотря на различие в типах минерализации на Алданском нагорье и Становом хребте, размещение продуктивных рудных объектов в обоих регионах контролируется одной и той же системой сквозных структур.

С мезозойскими щелочно-ультраосновными интрузиями, тяготеющими к узлам системы сквозных ортогональных скрытых нарушений, связаны проявления магматических хромит-платиновых, а с сопутствующими им карбонатами — тантало-ниобиевых руд. Перспективы этого типа минерализации еще слабо изучены [12].

Особенности рудоконцентрирующих структур

Анализируя особенности распределения проявлений полезных ископаемых относительно системы сквозных зон нарушений, нельзя не заметить, что выделяется ряд структур, в пределах которых главным образом и локализуется продуктивное оруденение. Это Селигдарская, Тимптонская, Амгянская, Мурунско-Катугинская меридиональные и Северо-Становая, Эвота-Кеткапская, Геткан-Лучинская, Могот-Аргинская широтные зоны (см. рис. 43). Сосредоточение большого числа месторождений в этих зонах, происхождение и распределение которых, как показано выше, связаны с поясами дислокаций, позволяет отнести названные линеаменты к рудоконцентрирующим. Южно-Алданскую зону, к которой приурочены Удоканские медные месторождения, Кабактанский золотоносный район [25], залежи титаномагнетитовых и медных руд в плутонах Чинейского комплекса, площади, перспективные на редкие металлы [12], следует рассматривать в целом как рудоконцентрирующую. Недостаточная изученность территории не позволяет выделить структуры этого типа среди отдельных линеаментов, составляющих зону.

Выявление закономерностей размещения полезных ископаемых дало возможность дополнить существующие представления о полигенной, полиформационной природе крупных рудных узлов, располагающихся в пределах сквозных зон скрытых нарушений [20]. Так, новым является вывод о приуроченности к ним месторождений железистых кварцитов, считающихся метаморфогенно-осадочными. Не возникает сомнений в том, что бедные руды этого типа — производные первичнохемогенных накоплений соединений железа. Поэтому скрытые зоны нарушений контролируют залежи таких руд постольку, поскольку они часто определяют размещение выходов курультинской серии, верхнеархейских троговых комплексов, в которых сосредоточены железистые кварциты. Однако в форми-

ровании богатых руд принято допускать участие гидротермальных растворов. Следовательно, данные полигенные руды, аналогично другим типам руд эндогенных месторождений, должны тяготеть к системе скрытых нарушений. Сходная ситуация наблюдается и для продуктивных залежей медных руд в песчанистых отложениях Кодаро-Удоканского прогиба.

Яркий пример смешанного генезиса месторождений — совмещение в пределах мезо-кайнозойских рудных районов типично осадочных и эндогенных залежей металлов. Это главным образом результат наследования кайнозойской тектоникой структурного плана мезозоя и формирования в одних и тех же узлах сначала вулканоплутонических ассоциаций, сопровождающихся гидротермально-метасоматической и гидротермальной минерализацией, а затем благодаря тектонической переработке ловушек для тяжелых металлов.

Рассмотрим широтные зоны. Практически все они, за исключением Нимырской, — рудоконцентрирующие. Их характеризует наличие до складчатых гипербазитов, анортозитовых массивов архея, расслоенных перидотит-пироксенит-габбровых плутонов раннего протерозоя, массивов щелочно-ультраосновных пород, кимберлитов позднего протерозоя и мезозоя. Кроме того, на разных этапах геологического развития они выступили в роли главнейших структурных швов — барьеров. Так, Южно-Алданская зона в позднем протерозое — кембрии, мезозое и кайнозое служила границей смены типа, масштаба и направления тектонических движений. При этом рассматриваемая зона сама была ареной интенсивных блоковых движений, обусловивших ее сложное мозаичное строение и сформировавших систему протерозойских и мезозойских грабенообразных прогибов. Другая рудоконцентрирующая сквозная зона — Северо-Алданская являлась крупным сбросом, который ограничивал с юга области локализации щелочных интрузий и сплошного распространения платформенных осадков.

Подобно широтным, некоторые меридиональные рудоконцентрирующие зоны на определенных этапах геологического развития имели определяющее значение в структурном районировании региона. Так, Амгинский линеймент разделяет Чаро-Олекминскую и Алдано-Тимптонскую области, различия которых в структуре и вещественных комплексах архея послужили основанием для отнесения их к разным протофациальным зонам [47], или даже, по Ю.К. Дзевановскому, складчатым системам — алданидам и становидам, или структурным зонам по терминологии А.Н. Неелова, В.А. Глебовицкого и др. Подобную же роль играет Тимптонский линеймент, разделяющий Алдано-Тимптонскую и Тимптоно-Учурскую области.

Меридиональные Мурунско-Катугинская, Амгинская, Селигдарская, Тимптонская рудоконцентрирующие структуры, подобно широтным, определяют размещение того же комплекса ультраосновных и основных пород, кимберлитов. Однако щелочно-ультраосновные интрузии мезозоя и протерозоя локализуются и в других сквозных зонах — Идюмской, Маймаканской, располагающихся на востоке области. Проявления полезных ископаемых, представляющие практический интерес, в пределах зон пока неизвестны, однако территория изучена еще недостаточно и нахождение таких объектов весьма возможно. Предположение о рудоконцентрирую-

щей роли Маймаканской и Идумской сквозных зон становится более обоснованным, если проследить их далее на юг в Приамурье. Продолжением Маймаканского линеамента здесь является система нарушений, приблизительно совпадающая с Хорско-Торомским трансблоковым разломом, которая контролирует размещение ряда известных оловорудных узлов Приамурья. Аналогичные месторождения располагаются на продолжении Идумской зоны нарушений. Металлогеническое значение на сопредельных территориях имеют и другие рудоконцентрирующие сквозные зоны Алдано-Становой области. Так, к западному продолжению Северо-Станового линеамента приурочена группа месторождений Байкало-Патомского нагорья [25]. Могот-Аргинский линеамент контролирует размещение широтного пояса месторождений, прослеживающегося из Становой складчатой области в краевые части Монголо-Охотского пояса.

Некоторые сквозные зоны выступали на сопредельных территориях в роли структурных швов, "магматических барьеров", определяющих главнейшие особенности тектоно-магматической зональности. Западным продолжением Эвота-Кеткапского линеамента служит Чайско-Сеньская зона глубинных разломов. Последняя обусловила [17] в раннем протерозое резкое, почти симметричное сужение с запада и востока Байкальской складчатой области, в среднем протерозое ограничила с севера область распространения эффузивов агитканской серии, а в позднем протерозое — область опускания Бодайбинского синклиория. Палеозойские граниты Тельмамского комплекса севернее этой зоны не установлены [17].

Восточные отрезки широтных зон определили поперечную зональность Джугджурской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Южно-Алданская зона нарушений предопределила резкое расширение пояса за счет формирования Магейского вулканогена. Морфоструктурный анализ, проведенный Е.Н. Сапожниковой, позволяет проследить широтные зоны далее на восток в пределы Камчатского полуострова. Эвота-Кеткапский линеамент является фрагментом Озерновской, а Геткан-Лучинский — Ичинско-Адриановско-Становой сквозных зон, имеющих на Камчатке рудоконцентрирующее значение.

Выявленные особенности эндогенных проявлений в древних сквозных зонах нарушений, черты, выделяющие среди них рудоконцентрирующие структуры, приведены в табл. 1 и 2. Из них следует, что рассматриваемые зоны представляют собой отражение наиболее общих неоднородностей строения земной коры, возникших уже в раннем архее. На всех этапах развития региона в них проявлялись вулканизм и интрузивный магматизм, имеющие подкордовый источник.

В системе сквозных зон скрытых нарушений рудоконцентрирующие характеризуются наибольшей глубинностью и проницаемостью, обусловившими локализацию в них тел гипербазитов, кимберлитов. Кроме того, рассматриваемые структуры являются зонами смены масштаба и типа тектоно-магматической активизации, отделяют друг от друга районы разнотипного магматизма. В результате такая специфика некоторых сквозных зон скрытых нарушений предопределяет возможность формирования в них крупных месторождений, т. е. их рудоконцентрирующую роль.

Сопоставление различных типов структур Алдано-Становой области

Класс признаков	Блоки вне зон	Ортогональные сквозные зоны скрытых нарушений	Сквозные рудо-концентрирующие зоны
Структурные	Относительно стабильные, слабо расчлененные блоки земной коры	Согласные с древнейшими структурами зоны скрытых нарушений Пояса сгущений молодых разломов, вдоль которых обнажаются линейно вытянутые блоки, сложенные наиболее древними комплексами	Границы крупнейших структурных блоков (структурно-формационных зон) архея
Геофизические	Близкие к фоновым значениям величины геофизических полей	Аномалии гравитационных и магнитных полей высоких уровней наблюдения: градиентные зоны среднего уровня поля, цепочки локальных аномалий (ступеней, максимумов, минимумов), смена ориентировки и среднего уровня локальных аномалий	
Геологические			
Архейские	Салический профиль метаморфитов (гнейсов, сланцев) Преимущественное развитие гранитов и мигматитов	Фемический профиль отложений Троговые прогибы заключительных этапов архейской консолидации, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями	Концентрация тел доскладчатых гипербазитов, массивов габбро-анортозитов, габбро-норитов
Ранне-средне-протерозойские	Гранитные интрузии	Центры основного и среднего вулканизма	Расслоенные базит-гипербазитовые шлутоны
Поздне-протерозой-кембрийские	Пояса даек диабазов северо-восточного и северо-западного простирания	Аномалии простирания даек	Щелочно-ультраосновные интрузии и кимберлиты
Позднепалеозой-мезозойские			Кимберлиты
Мезозойские	Проявления начальных этапов активизации: батолитоподобные трещинные гранитоидные массивы	Проявления заключительных Становой пояса Малые интрузии лейкогранитов, гранит-порфиров, вулканические впадины	этапов активизации Щелочные интрузии центрального типа с дунитовым древним (?) ядром

Класс признаков	Блоки вне зон	Ортогональные сквозные зоны скрытых нарушений	Сквозные рудоконцентрирующие зоны
Кайнозойские	Эпицентры землетрясений (слабых и средних) Неотектонические движения малых порядков	Алданский свод Вулкано-плутонические поля щелочных, щелочноземельных пород Очаги сильнейших землетрясений Рифтоподобные прогибы Излияния трахибазальтов	

Таблица 2

Сопоставление различных типов систем нарушений
Алдано-Становой области

Факторы сопоставления	Системы разломов диагональной ориентировки	Ортогональные сквозные зоны	Сквозные рудоконцентрирующие зоны
Время заложения	Наложенное по отношению к самому раннему план-узору дислокаций	Древнейшая (раннеархейская) система разломов	
Контроль проявлений эндогенной активности	Локальный (магмоподводящие разломы, дайковые пояса и т.д.)	Общий (распределение групп вулкано-плутонических полей, малых интрузий и т.д.)	Зоны смены масштаба и типа тектоно-магматической активизации Швы, магматические барьеры, определяющие и в сопредельных территориях тектоно-магматическую зональность
Металлогеническая роль систем нарушений	Контроль размещения металлогенических зон, распределения проявлений полезных ископаемых мелкого масштаба	В случае наследования структурами данной эпохи ортогональных направлений древнейших дислокаций — контроль размещения металлогенических зон	Локализация в узлах пересечения с поперечными структурами (обычно тоже сквозными рудоконцентрирующими) крупных рудных объектов

Глава VI. РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ В СИСТЕМЕ СКВОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Восточная часть территории Средней Азии, расположенная между 71 и 80° в.д., включает принадлежащие системам Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая хребты: Киргизский, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Таласский Алатау, Терской-Алатау, Кокшатау, Алайский, а также Памир.

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие каледониды Северного Тянь-Шаня, образующие "древнюю структурную ось", к югу и северу от которой размещаются пояса герцинских структур Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, с одной стороны, и Казахстана — с другой. Герциниды Северного Памира сменяются к югу мезокайнозойской складчатой областью Центрального и Юго-Восточного Памира и срединным массивом с обширными выходами кристаллического фундамента на юго-западе. В пределах Тянь-Шаня простирающиеся складчатые пояса субширотные, в целом, однако, они образуют слабо выгнутую к югу дугу. Герцинские складчатые сооружения Южного Тянь-Шаня характеризуются широтным и северо-западным простираем. Главной особенностью тектоники Памира является резкий излом разновозрастных складчатых структур, образующих так называемый "Пенджабский синтаксис".

ЗОНА СТРУКТУРНЫХ АНОМАЛИЙ "ХРЕБЕТ ЧАГОС — КАРСКОЕ МОРЕ"

Для понимания геологических и металлогенических особенностей рассматриваемой территории особое значение имеет вопрос о ее принадлежности к одной из крупнейших зон неоднородности нашей планеты. Эта зона прослеживается в меридиональном направлении как на юг, за пределы Индостана в подводный хребет Чагос, так и на север, через Центральный Казахстан и Западно-Сибирскую низменность до Обской губы и устья р. Пур на побережье Карского моря. Она была выделена нами ранее под названием рудоконцентрирующей системы нарушений "Хребет Чагос — Карское море". Планетарное значение этой зоны одним из первых в 1963 г. подчеркнул Н.П. Херасков. Рассматривая два основных сегмента Земли — Атлантический и Тихоокеанский, этот автор охарактеризовал первый из них как обладающий господствующим широтным простираем складчатых поясов, пересеченных и осложненных Атлантическим и Урало-Сибирским меридиональными поясами. Так, широтный альпийский пояс Евразии замыкается близ атлантических берегов Европы, а присутствие Урало-Сибирского пояса вызывает в Зауралье крупнейшую виргацию структур, принадлежащих к зоне Тетиса. Границу, к востоку от которой происходит эта виргация, Н.П. Херасков проводит по линии, соединяющей северный выступ Индийской платформы и южный выступ Западно-Сибирской плиты, примерно меридионально в зоне 77—80° в.д. В результате виргации Средиземноморский складчатый пояс на востоке разделяется на

четыре ветви небольшими древними глыбами: Алданской, Таримской, Северо-Китайской и Южно-Китайской. Отмечая важнейшую роль упомянутого меридионального рубежа, Н.П. Херасков, однако, фактически не рассматривает его природы.

Одновременно южная часть данной структуры была выделена Б.А. Петрушевским под названием Индо-Памирской глубинной меридиональной зоны, представляющей собою широкую систему глубинных разломов. Рассматривая геологическую историю и тектоническое строение альпийской складчатой области Средней Азии, Б.А. Петрушевский еще в 1961 г. пришел к выводу, что к востоку от Каспийского моря происходит постепенное выклинивание молодых составляющих тектонических зон этой области, в результате чего древние начинают играть большую роль. Этот подъем шарнира альпийской складчатой области к востоку с максимумом в районе Памира — Гиндукуша осуществлялся, согласно упомянутому автору, под влиянием Индо-Памирской глубинной меридиональной структуры. Он предполагает, что развитие данной зоны, заложившейся, по-видимому, еще в докембрии, во многом определяет ряд особенностей развития Памира — внедрение многочисленных интрузий гранитоидов, происходившее с докембрия до мезозоя, повышенную тектоническую подвижность и т. д.

К проявлениям Индо-Памирской зоны Б.А. Петрушевский относит: вал на дне Индийского океана; платобазальты Декана; Джеламский клин Индостанской платформы; синтаксис Гималаев; дугу Гиндукуш—Памир—Каракорум. Он высказал также предположение, что особенности развития и положения Казахской складчатой страны в известной мере обусловлены влиянием рассматриваемой поперечной зоны. Индо-Памирская глубинная структура активна до настоящего времени, так как к ней, по данным Б.А. Петрушевского, приурочены глубокофокусные землетрясения глубиной до 200—220 км. При этом сейсмическая активность в ее пределах достигает наибольшей энергии в Памиро-Гиндукушском районе, что объясняется пересечением здесь многочисленных разломов с различной ориентировкой.

Анализ геологических данных, полученных за годы, следовавшие за выходом в свет первых статей Б.А. Петрушевского, позволил нам дополнить его представления и привести новые данные, свидетельствующие о том, что выделенная им зона глубинных разломов прослеживается на север не только через Центральный Казахстан, но и через Западно-Сибирскую плиту. Были приведены доказательства в пользу того, что меридиональные структуры в пределах описываемой зоны наблюдались в южной части докембрийского щита Индостана, начиная с архея. Отмечены также имевшиеся в литературе факты, подтверждающие ее проявление в пределах Индийской платформы, Памира, Тянь-Шаня, Казахстана и в палеозойском фундаменте Западно-Сибирской плиты между 70 и 77° в.д. В настоящей книге продолжение линеамента к северу от Тянь-Шаня описано в гл. VII.

На территории Средней Азии в зоне рассматриваемого линеамента могут быть выделены два тесно связанных между собой звена — Памирское

и Тянь-Шаньское. Они являются областями сопряжения как отчетливо выраженных, так и скрытых широтных и меридиональных систем нарушений. Как и всегда, наименее отчетливо проявленные системы дислокаций играют наиболее существенную рудоконцентрирующую роль. К таким здесь относятся три широтные и все меридиональные системы. Степень изученности последних для упомянутых звеньев неодинакова. Если на Памире за последние годы меридиональные структуры исследовались сравнительно интенсивно, то на территории Тянь-Шаня, в пределах Киргизии, существование их некоторыми исследователями ставится под сомнение. Ниже мы последовательно рассмотрим меридиональные и широтные рудоконцентрирующие структуры Памира и Тянь-Шаня.

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПАМИРА И КИРГИЗИИ

Е.А. Похвиснева рассматривает памирскую часть Средиземноморского пояса как срединный массив, распавшийся с образованием геосинклинальных прогибов в раннекаменноугольную эпоху.

Большинство геосинклинальных прогибов имело субширотные или восточно-северо-восточное и западно-северо-западное простирания, образуя выпуклые к северу "Памирские дуги". В возникновении субширотной зональности геологического строения Памира значительная роль принадлежит ряду крупных разломов преимущественно надвигового типа. К ним относятся палеоген-неогеновый Тяньмасский надвиг и названный М.С. Дюфуром "Главной тектонической линией Памира", а также выделенные Б.П. Бархатовым Рушано-Пшартский надвиг и Центрально-Памирский, или Акбайтальский, разлом, ограничивающий с севера область Центрального Памира и представляющий собой краевой разлом первого порядка, заложённый в начале мезозоя. Последний имеет форму выгнутого на север лука и достигает амплитуды 2,5—3 км. Предполагается, что он был заложён в раннем палеозое и обновлен в неогене.

Поперечные структуры на Памире одной из первых в 1938 г. были отмечены З.А. Сваричевской, описавшей меридиональные хребты этого горного сооружения. В дальнейшем пристальное внимание структурам подобного плана было уделено в работах Е.А. Похвисневой и Л.Н. Афиногеновой.

Е.А. Похвиснева обосновала наличие на описываемой территории протяженных субмеридиональных и диагональных швов, простирающихся согласно со структурами архейского комплекса западной части Индостана. Они разделяют территорию Памира на относительно приподнятые и опущенные блоки. В последних расширяются прогибы, увеличиваются мощности осадочных отложений, возрастает роль основных эффузивов. Границей между наиболее крупными Восточно- и Западно-Памирскими блоками является так называемая "Памирская ось", которая, по представлениям Е.А. Похвисневой, имеет северо-северо-западное простирание и достигает нескольких десятков километров в ширину, сопровождаясь выходами пород нижних горизонтов фундамента, уменьшением мощности по-

род фанерозоя, пережимом и выклиниванием геосинклинальных и орогенных прогибов. Западная и восточная части территории Памира обладают рядом существенных различий. Так, для западной части характерны: многочисленные выходы докембрийского фундамента, преимущественно кислый состав гнейсов и кристаллических сланцев, уменьшение по сравнению с Восточно-Памирским блоком количества эффузивов в шовных прогибах Южного Памира, преобладание вулканических пород андезит-риолитового типа в составе орогенных комплексов и т.п. В Восточно-Памирском блоке породы фундамента выходят только в Центральном Памире и представлены главным образом основными разностями (амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами), отмечается преобладание базальтов в орогенных комплексах. Кроме того, в пределах Центрального Памира в Восточном блоке интрузивный магматизм имеет повышенную щелочность (вплоть до появления нефелинсодержащих пород). Западный блок отличается от восточного большими высотами и расчлененностью рельефа, а по геофизическим признакам тем, что первый входит в состав "высокоскоростного Гармского блока" с большими скоростями продольных волн в верхней мантии и высокой сейсмичностью, в то время как в восточной части эти характеристики относительно понижены.

Выявленные Е.А. Похвисневой различия между Западным и Восточным Памиром несомненны, однако новые данные свидетельствуют о том, что граница между этими блоками имеет не северо-западное, а меридиональное простирание. Так, в частности, ориентировано большинство краевых швов, выделенных Л.Н. Афиногеновой (рис. 44). Характеристика данных швов — ослабленных зон шириной до 30 км, приводимая этим автором, подчеркивавшим глубинность их заложения и независимость от тектонической зональности регионов [3], близка нашим представлениям о рудоконцентрирующих структурах.

Большинство описанных Л.Н. Афиногеновой швов изображены в форме слабо или значительно (Карадемур-Бозбайтальский шов) изгибающихся линий. Это связано, возможно, с тем, что в природе существуют не единичные нарушения, а системы кулисообразно сменяющих друг друга разломов: Л.Н. Афиногенова выделяет пять подобных швов (см. рис. 44) и, кроме того, Восточно-Памирский шов северо-северо-западного простирания. На схеме Л.Н. Афиногеновой обозначены также два собственно северо-западных шва, образующие с меридианами более значительные углы, чем субмеридиональные швы, выделенные Е.А. Похвисневой.

Л.Н. Афиногенова [3] приводит признаки выявленных ею поперечных швов: установленные геофизическими методами уступы фундамента; смещения и перерывы границ геофизических полей; приуроченность к некоторым из этих структур (Карадемур-Бозбайтальскому, Центрально-Памирскому швам) очагов глубокофокусных землетрясений; изменение простираний складок; наличие флексур, меридиональных разломов и цепочек брахиформных складок того же направления; изменение мощностей, выклинивание отдельных толщ; появление карбонатных и грубозернистых терригенных фаций; излияния лав основного состава; пояса даек и малых тел, реже более крупные гранитные интрузии или палеовул-

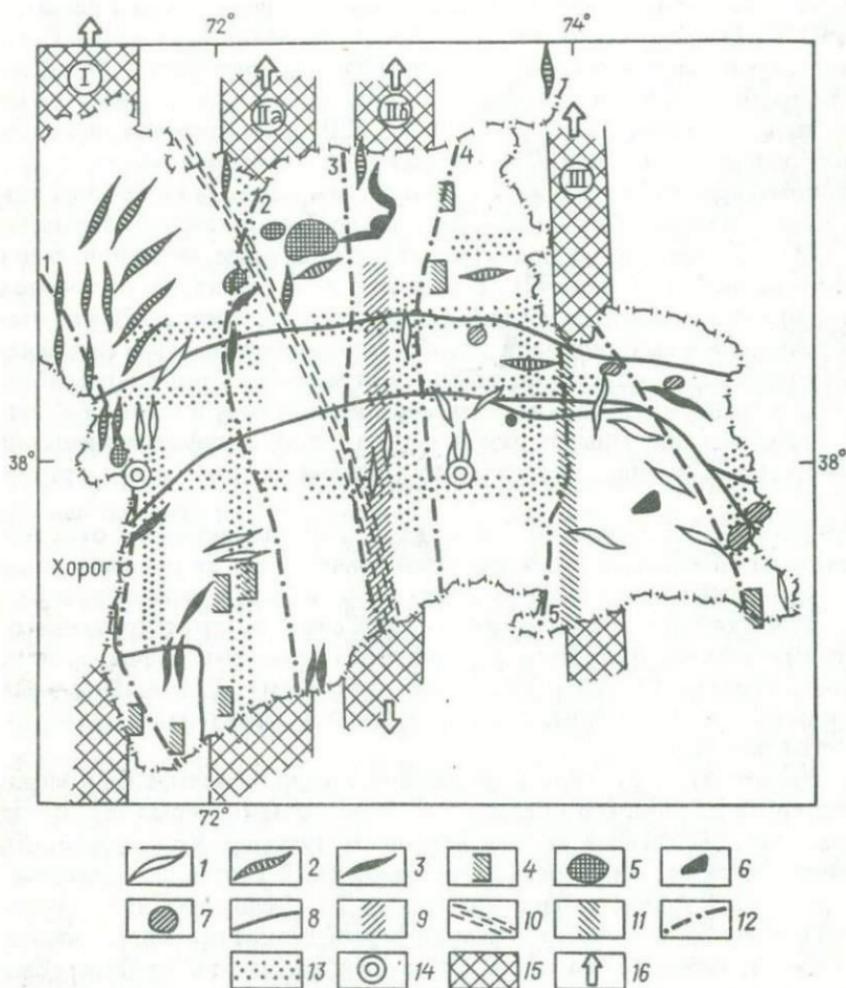


Рис. 44. Схема меридиональных и широтных глубинных структур Памира.

Простираение осей складок: 1 – в мезо-кайнозойских образованиях, 2 – в средне- и позднепалеозойских, 3 – в раннепалеозойских и докембрийских; 4 – меридиональные границы наложенных впадин; массивы: 5 – гипербазитов, 6 – габброидов, 7 – щелочных пород; 8 – разломы; 9 – Зулумарт-Кызылдангский глубинный разлом, по Т.П. Белоусову; 10 – "Памирская ось", по Е.А. Похвисневой; 11 – граница разнотипных вертикальных тектонических движений в плейстоцене, по Т.П. Белоусову; 12 – краевые швы, по Л.Н. Афиногеновой [3]: 1 – Пянджский, 2 – Центрально-Памирский, 3 – Зарошкульский, 4 – Карадемур-Бозбайтальский, 5 – Башгумбез-Чакобайский; 13 – зоны повышенной плотности трещиноватости, по А. Алиеву [1]; 14 – рудоносные площади; 15 – скрытые системы меридиональных нарушений (римскими цифрами обозначены их номера – см. текст); 16 – продолжение скрытых меридиональных систем нарушений за пределы рассматриваемого региона

канические постройки; барьерная роль по отношению к крупным интрузивам.

Глубина Карадемур-Бозбайтальского шва, по сейсмическим данным, достигает 90 км. Возникновение его, судя по времени образования Гунтского поднятия, может быть отнесено к позднему докембрию. Такой же возраст предполагается и для Восточно-Памирского шва. Формирование других меридиональных швов, по мнению Л.Н. Афиногеновой, началось позднее, однако, по данным Ю.В. Миллера и его соавторов, меридиональные разломы архейского заложения установлены в зоне Доршайского разлома. Карадемур-Бозбайтальский и Центрально-Памирский швы ограничивают Гунтское поперечное поднятие, соответствующее меридиональной "Памирской оси" (см. рис. 42). В пределах этой структуры отмечается множество геологических аномалий, земная кора утолщена до 70 км, изолинии гравитационных аномалий приобретают меридиональное направление. Базардаринское поперечное поднятие ограничено Карадемур-Бозбайтальским и Башгумбес-Чакобайским меридиональными швами. Оба поднятия разделены широтными разломами на блоки с дифференциальной подвижностью. Секущие диагональные разломы изучены менее ортогональных.

Обращаясь к особенностям магматизма, Л.Н. Афиногенова отмечает концентрацию послескладчатых интрузий гранитоидов на площади поперечных поднятий и приуроченность даек и малых тел к пересечению разломов, расчленяющих эти поднятия. В тесной связи со структурными особенностями региона находится и размещение различных типов рудных формаций Памира. Подводя итог всему сказанному, Л.Н. Афиногенова подчеркивает, что поперечные структуры Памира характеризовались длительностью развития.

Меридиональная структура, разделяющая Памир на восточный и западный блоки, была детально описана Т.П. Белоусовым. Данная структура (см. рис. 44), выделенная им под названием Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, приурочена к восточной части Гунтского поперечного поднятия Л.Н. Афиногеновой. По данным Т.П. Белоусова, этот глубинный разлом оказал большое влияние на формирование рельефа описываемого региона, начиная с неогена. В начале плейстоцена по нему Памир был разделен на две части: более возвышенную западную и пониженную восточную, обладающие соответственно эрозийным и эрозийно-денудационными типами рельефа. Описываемая структура наиболее четко выражена на севере, где она сопровождается цепочкой депрессий, приуроченных к разрывным нарушениям. На юге Памира эта граница проходит вдоль западного борта Аличурской впадины, осложненного серией отчетливо проявленных в рельефе меридиональных разрывов. Для характеристики Зулумарт-Кызылдангского разлома автор приводит и дополнительные геофизические данные. Так, принимая во внимание данные М.В. Кулагиной, он считает, что упомянутая структура обнаруживается в рельефе поверхности Мохровичича в виде ступени, в пределах которой мощность земной коры с запада на восток резко увеличивается. Со ссылкой на данные Л.П. Винника и А.А. Лукка отмечается, что граница западного и восточного блоков

прослеживается на глубину 350—400 км, а скорости продольных волн в ее пределах резко повышены. Кроме того, Памиро-Гиндукушская зона глубокофокусных землетрясений разделена Зулумарт-Кызылдангским разломом на две части.

На схеме суммарных вертикальных тектонических движений Памира в течение плейстоцена и голоцена Т.П. Белоусовым выделена еще одна меридиональная граница непосредственно западнее 74-го меридиана, к востоку от которого размах движений резко уменьшается. Подобный же уступ фрагментарно намечается вдоль меридионального отрезка долины р. Пяндж. Первая из этих структур совпадает с Башгумбез-Чакобайским, а вторая — с Даршайским (Пянджским) разломами, по Л.Н. Афиногеновой.

Изучение скрытых систем меридиональных и широтных нарушений на территории Памира было проведено в последние годы А. Алиевым [1]. Этим автором была выявлена их роль в размещении узлов длительной эндогенной активности и сопровождающих их рудопроявлений. Проведенный им по космическим снимкам анализ макротрещиноватости показал наличие нескольких меридиональных зон повышенной плотности трещин. Наиболее западная из них совпадает с Даршайским швом, а срединная расположена непосредственно восточнее Зулумарт-Кызылдангского разлома.

В отличие от Памира в пределах киргизской части Северного и Южного Тянь-Шаня меридиональные зоны нарушений, судя по данным, приводимым в "Геологии СССР" (т. 25), до недавнего времени были почти неизвестны. Господствующее направление складчатости в этом регионе — широтное или близкое к нему. Таково же простираение большинства известных крупных разломов, за исключением Талассо-Ферганского, имеющего северо-западную ориентировку. Заслуживает упоминания выделенный О.М. Борисовым (1962 г.) "Поперечный глубинный разлом Тянь-Шаня", северо-восточное простираение которого на отдельных участках в Таласском Алатау сменяется на меридиональное. По характеристике, данной автором, он может быть отнесен к сквозным системам нарушений. О.М. Борисов предполагает, что упомянутый разлом продолжается за пределами региона на территории Казахстана.

Некоторые меридиональные разломы, прослеживающиеся на территории Киргизии с Памира, были установлены при дешифрировании космических снимков. Таковы, например, линеамент, выделенный В.Д. Скарятиным в зоне 74-го меридиана и меридиональные нарушения на схеме, опубликованной Н.Т. Кочевой. В последней работе наличие меридиональных структур подтверждено и некоторыми геологическими наблюдениями.

В "Геологии СССР" (т. 25) отмечается, что вдоль 74° 50' проходит условная граница, к востоку от которой наблюдаются выступы фундамента, принадлежащие к переработанной герцинскими движениями окраине Таримского массива; к западу от нее выходы древних пород отсутствуют. Из числа отдельных меридиональных отрезков разломов отмечен изгиб Кассинского широтного разлома непосредственно восточнее 72° в. д.

Учитывая относительную скудность литературных сведений о скрытых меридиональных системах нарушений на рассматриваемой площади, для их выявления нами, совместно с Г.С. Гольдвертом и А.Н. Лобаченко, были проанализированы геологические карты среднего масштаба, а также морфоструктурные и геофизические данные. Поскольку результаты этих исследований изложены в специальной статье, здесь мы приводим краткую характеристику выделенных зон, дополнив ее сопоставлением с соответствующими зонами Памира. При этом следует оговориться, что границы меридиональных зон, обозначенные на рис. 46, в значительной мере условны, так как отдельные звенья подобных зон, кулисообразно сменяя друг друга, имеют нередко различную ширину, а участки, разделяющие зоны, не везде достаточно четко отличаются от последних. С отмеченной мерой условности ширину различных меридиональных зон нарушений можно оценить в 50–100 км. Описание выделенных меридиональных сквозных зон дислокаций (рис. 45, 46) приводится по направлению с запада на восток.

Зона I проходит западнее г. Джамбула, прослеживается на Тянь-Шане с Памира, где она отчетливо выражена целым комплексом геологических аномалий, отвечая по своему положению Даршайскому шву. К западу от последнего, по долине р. Пяндж и далее на территории Афганистана, протягивается мощная полоса меридиональных разломов, сопровождающаяся соответствующим разворотом осей складок. На территории Киргизии она фиксируется участками повышенной сейсмичности, эпицентрами глубокофокусных землетрясений, узлами пересечения разломов и отдельными линейными элементами, выраженными фрагментарно в геоморфологических признаках (см. рис. 45). Среди последних резкие, коленообразные изгибы простираний речных долин, в створе один другого, свидетельствуют о значительной глубине заложения этой скрытой системы нарушений, что находит подтверждение в изменении величины градиентов и изгибе изолиний в региональном поле силы тяжести. По имеющимся данным, изложенным в гл. VII, зона продолжается на территории Казахстана.

Далее к востоку расположена широкая меридиональная зона II, западная граница которой проходит к западу от г. Андижана, а восточная к востоку от г. Оша. Общая ширина ее достигает 100 км, однако в этих пределах она относительно однородна только в признаках, отражающих особенности верхней части земной коры (в трансформированном гравитационном и в магнитном полях). По всем другим признакам зона разделяется на две части стабильной полосой шириной около 15 км. Последняя представляет собой прогиб, в пределах которого обнажаются отложения карбона, наблюдаются цепочка отдельных изолированных впадин с наиболее молодыми свитами карбона и меридионально простирающийся выход пермских пород. При приближении к прогибу испытывают погружение оси складок в образованиях силура и девона, прерываются пояса вулканических пород. Цепочки гипербазитов северо-западного и субширотного простирания, распространенные к западу от этой осевой структуры, при подходе к ней тоже обрываются. На ее продолжении в Памире выделяются две самостоятельные подзоны — IIa и IIб (см. рис. 44). Западной части зо-

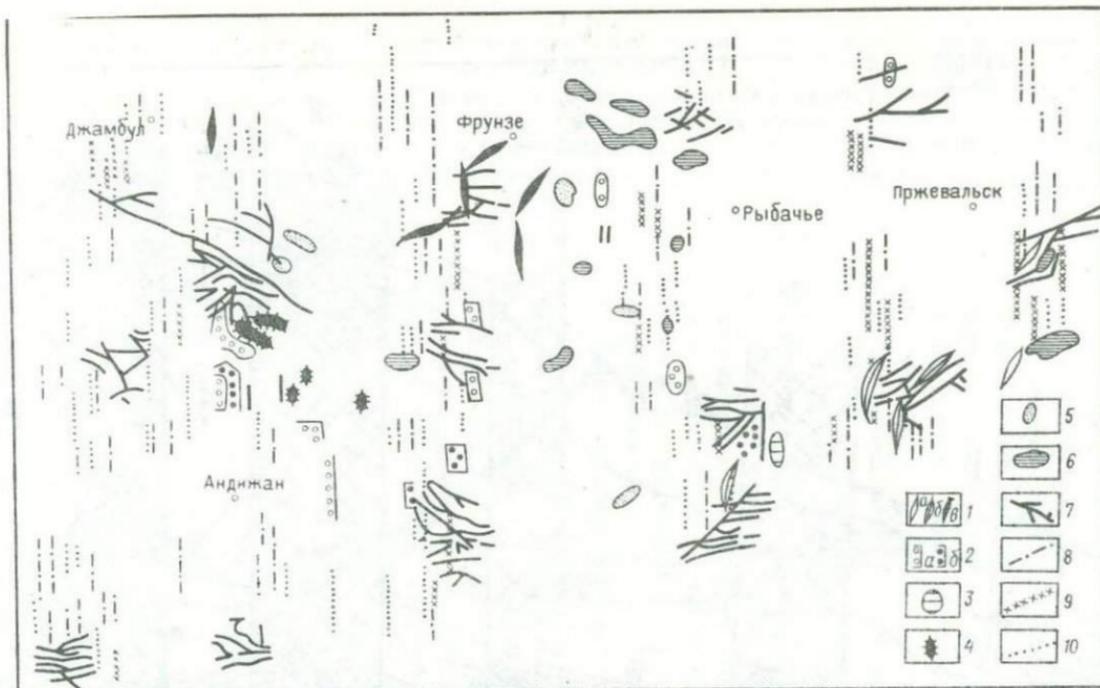


Рис. 45. Геологические и геоморфологические аномалии, трассирующие скрытые меридиональные системы нарушений на территории Киргизии, по [45].

1 — простирание осей складок: *а* — в мезозойских, *б* — в средне- и позднепалеозойских, *в* — в раннепалеозойских и протерозойских образованиях; 2 — границы наложенных впадин: *а* — кайнозойских, *б* — мезозойских; 3 — массивы гранитов, вытянутые в меридиональном направлении; 4 — выходы гипербазитов; 5 — выходы габбро; 6 — выходы сиенитов; 7 — узлы пересечения разнонаправленных разломов; 8 — прямолинейные участки antecedентных речных долин; 9 — скрытые разломы, фиксируемые по изменению простирания долин и водоразделов; 10 — эрозионно-тектонические уступы

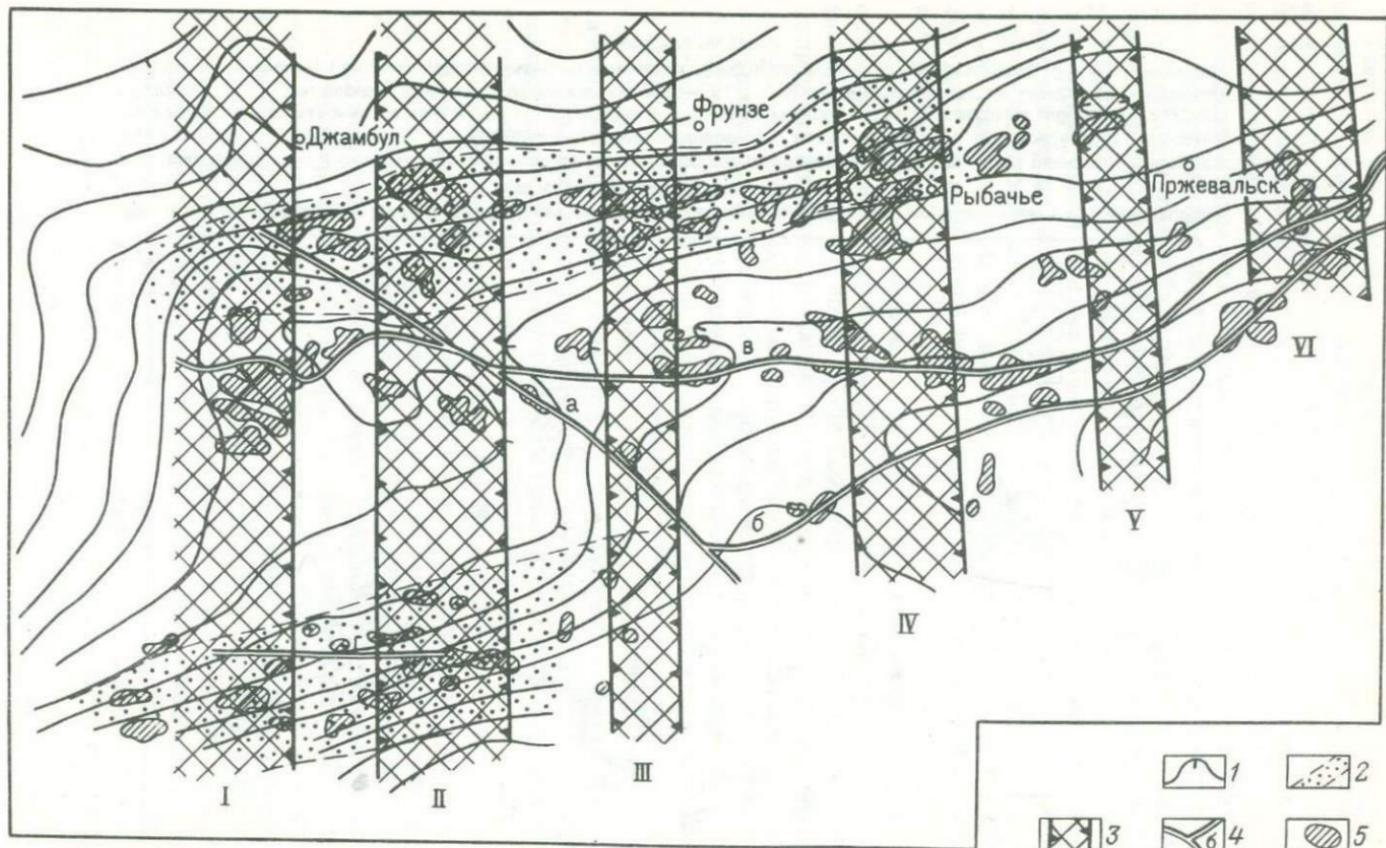


Рис. 46. Сопоставление скрытых меридиональных систем нарушений с элементами глубинной неоднородности и участками рудной минерализации, по [45].

1 — изолинии регионального гравитационного поля (штрихи направлены в сторону убывания поля); 2 — зоны высоких градиентов регионального гравитационного поля; 3 — аномальные зоны меридионального простирания (римскими цифрами обозначены их номера — см. текст); 4 — основные глубинные разломы: а — Таласо-Ферганский, б — Атбаш-Иньальский, в — важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева), г — Южно-Ферганский; 5 — участки проявления рудной минерализации

ны II на Памире соответствует Центрально-Памирский шов. В Предпамирском прогибе и далее на север до Южного Тянь-Шаня этот шов выражен нечетливо и обнаруживается только по ориентировке отдельных элементов рельефа и расположению участков повышенной сейсмичности и эпицентров глубокофокусных землетрясений.

На территории Южного Тянь-Шаня вдоль западного обрамления зоны II расположена наложенная впадина с меридиональным обрамлением. В ее пределах с востока на запад последовательно сменяются юрские, меловые и палеогеновые отложения, отдельные границы которых имеют меридиональное простирание. Для западной части описываемой зоны характерна также насыщенность магматическими образованиями — присутствуют многочисленные мелкие выходы гипербазитов и покровы лав андезитового и базальтового состава, отмечены отдельные небольшие массивы габброидов и сиенитов. Меридиональные направления на этом участке подчеркиваются положением длинной оси наложенной впадины пермских отложений и отдельными фрагментами разломов.

Следует также отметить, что скрытая система нарушений II на Тянь-Шане является областью повышенной сейсмической активности (Сейсмическое районирование СССР, 1968 г.).

Система нарушений, расположенная в восточной части структуры II, трассируется полями эффузивов основного и среднего состава, немногочисленными мелкими телами гипербазитов и диабазов, границами кайнозойских наложенных впадин, узлами пересечения разнонаправленных разломов и различными геоморфологическими признаками (см. рис. 45). При приближении к ней с востока наблюдается погружение осей варисийских складок. Вдоль ее восточного обрамления оси складок в раннепалеозойских образованиях приобретают меридиональное простирание.

Большинство перечисленных геологических признаков (выходы гипербазитов, погружения осей складок и т. п.) свидетельствуют о значительной глубине заложения зоны II. Кроме того, анализ приведенных данных позволяет заключить, что глубинные неоднородности, сопутствующие зоне, существовали уже в синии. Следует также отметить, что, несмотря на слабую выраженность зоны II в

регионном поле силы тяжести в Киргизии, продолжение ее фиксируется по геофизическим данным далеко на север, на территории Казахстана.

Следующим важным тектоническим рубежом является система нарушений III, отделенная от системы II зоной поднятий в палеогене (при подходе к ней выклиниваются палеогеновые наложенные впадины). На Памире она совпадает с проведенной Т.П. Белоусовым границей, к востоку от которой резко уменьшается величина вертикальных тектонических движений в плейстоцене и голоцене. Она подчеркивается также меридиональными линейными элементами рельефа, а на границе Юго-Восточного и Центрального Памира разворотом палеозойских складок в меридиональном направлении (см. рис. 44).

В Киргизии описываемая структура отвечает упомянутой границе переработанной окраины Таримского массива. Эта граница трассируется разворотом складок в меридиональном направлении, положением границ юрских и третичных наложенных впадин, узлами пересечения разломов и выходами сиенитов. С запада к зоне прилегает меридионально вытянутый участок повышенной сейсмической активности.

Зона IV, расположенная в пределах окраины Таримского массива, служит продолжением мощной зоны разворота складок в меридиональном направлении, наблюдаемой южнее на территории Китая, а севернее, в пределах Казахстана, она прослеживается в виде так называемой зоны Центрально-Казахстанского разлома. Ширина зоны колеблется от 40 до 65 км. В Киргизии эта структура определяется наличием меридиональных границ в местах выклинивания мезозойских и третичных широтных наложенных впадин, линейными элементами морфоструктурной схемы, погружением осей складок или их разворотом в меридиональном направлении и узлами пересечения разломов.

Существенная тектоническая роль этой скрытой системы нарушений проявляется в том, что она определяет собою зону стыка протяженных горных сооружений (северо-западных Чу-Илийских гор и восточно-северо-восточного хр. Заилийский Алатау). Судя по схеме А.И. Суворова, здесь же сходятся протягивающиеся с севера системы северо-западных и северо-восточных разломов, которые южнее сменяются субширотными нарушениями. В широтной полосе повышенной сейсмичности, протягивающейся к югу от 43° с.ш., к рассматриваемой меридиональной зоне приурочен эпицентр глубокофокусного землетрясения. Отмечается, что южная часть зоны выражена как в геофизических, так и в геоморфологических признаках слабее, чем северная.

Зона V, пересекающая восточное окончание оз. Иссык-Куль, характеризуется разворотом герцинских складчатых структур в меридиональном направлении, меридиональной границей третичной наложенной впадины и фрагментами меридиональных разломов.

В региональном гравитационном поле западная периферическая часть зоны выражена изменением простирающихся изолиний от северо-восточного к широтному и юго-восточному. В геоморфологических признаках большая часть линеаментов этой зоны представлена непротяженными прямолинейными отрезками долин и эрозионно-тектоническими усту-

памяти. В целом зона V проявлена слабее, чем остальные зоны, однако ее продолжение на север отчетливо прослеживается на территории Казахстана.

Зона VI в геологических признаках особенно отчетлива к северу от государственной границы СССР. В ее пределах отмечены выходы целочных интрузивов, резкий разворот в меридиональном направлении осей складок в мезо-кайнозойских отложениях, узлы пересечения разнонаправленных разломов. На продолжении этой структуры на юг, на территории Китая, вдоль нее наблюдается резкая граница между отложениями преимущественно кембрийско-силурийского возраста на западе и пермокарбонového на востоке. На севере, в Казахстане, продолжение этой меридиональной структуры известно под названием Текелийского разлома.

Изменения простирания осей складок как в древнейших, так и в более поздних отложениях исследованной территории позволяют утверждать, что влияние меридиональных систем нарушений ощущалось уже в синии и в дальнейшем неоднократно возобновлялось.

Все геологические, геофизические и геоморфологические признаки, как правило, по простиранию зон выражены то более, то менее четко, а местами исчезают или сменяют друг друга. Иными словами, большинство аномальных зон носит прерывистый характер. В целом вся рассматриваемая территория, приуроченная к меридиональной зоне глобального масштаба, изобилует фрагментарными линеаментами того же простирания.

ШИРОТНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПАМИРА И КИРГИЗИИ

Проведенный анализ геологических аномалий, геофизических данных и особенностей рельефа Памира и Киргизии позволяет утверждать, что наряду с отчетливо проявленными и широко известными зонами разломов, такими как Рушано-Пшартский в его средней части или "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня", в строении региона существенная роль принадлежит скрытым широтным системам нарушений.

На Памире подобные системы были выявлены А. Алиевым [1] при изучении макротрещиноватости на космических снимках (см. рис. 44). Было подсчитано количество трещин шести систем: широтной, меридиональной и по две северо-восточного и северо-западного направлений. При этом выяснилось, что преобладают среди них широтные, меридиональные и северо-восточные с простиранием $40-85^\circ$. Скрытые широтные системы дислокаций трассируются максимумами трещиноватости не только широтного, но и некоторых диагональных направлений. Некоторые из них характеризуются совпадением максимумов по наибольшему числу направлений. Такими являются скрытые системы широтных нарушений, проходящие вдоль 38-й и непосредственно южнее 39-й параллелей. Они проявляются и в ряде геологических признаков: развороте в широтном направлении складок, положении выходов основных и ультраосновных интрузивов, в широтной вытянутости некоторых из них и т. п. Широтные дислокации скрытого типа отличаются от явных и хорошо изученных систем разломов, таких, например, как Рушано-Пшартская, своей выдержанностью по простиранию.

В Киргизии широтная и субширотная системы глубинных дислокаций, расположенные на западном продолжении зоны Яньшань, были установлены при анализе регионального гравитационного поля [45]. Изолинии поля, имеющие к западу от г. Намангана меридиональное простирание, к северу от 42-й параллели резко поворачивают на восток-северо-восток, образуя сгущение в пространстве шириной в несколько десятков километров. Этот гравитационный уступ при близширотном простирании отдельных участков имеет направленные к северу изгибы изолиний, сопряженные с меридиональными зонами дислокаций I, II и III (см. рис. 46). Второй гравитационный уступ того же типа наблюдается в зоне 40-й параллели и имеет выдержанную восточно-северо-восточную ориентировку. Предполагается, что существование зон сгущений обусловлено плотностными неоднородностями средней и нижней частей земной коры и, возможно, верхней мантии. Вместе с тем упомянутые изгибы изолиний северной зоны свидетельствуют о том, что она испытывает влияние наиболее глубинных скрытых систем меридиональных нарушений.

Северная зона субширотных дислокаций трассируется широтно вытянутыми массивами щелочных интрузивов.

Резюмируя все сказанное о скрытых системах нарушений Памира и Тянь-Шаня, следует отметить, что большинство протяженных меридиональных линейментов прослеживается как на север, так и на юг за пределы описываемой территории. Максимальная ширина этих структур достигает 100 км, а разделяющие их менее нарушенные зоны имеют ширину 40–50 км. Наиболее выдержанной и отчетливой на всем протяжении является зона II. По мнению Е.Н. Сапожниковой, данная меридиональная структура отчетливо прослеживается через Гималаи до широты г. Равалпинди. Следует отметить, что аномалии, отражающие неоднородности верхней части земной коры, в целом более разнообразны и многочисленны по сравнению с теми, которые являются следствием глубинных неоднородностей.

Скрытые широтные системы дислокаций менее отчетливо выражены в геологических признаках, и их присутствие обнаруживается преимущественно по геофизическим данным и при специальном анализе рельефа по космическим снимкам и топографическим картам.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ СКРЫТЫХ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ И ШИРОТНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ

Согласно представлениям Е.Д. Карповой, закономерности размещения рудных формаций восточной части Средней Азии находятся в зависимости от различного типа наложенных структур, возникающих в процессе сводово-глыбовых движений. Так, низкотемпературное гидротермальное оруденение Алай-Кокшалтауского района, согласно этой схеме, сопряжено с зонами регенерированных и наложенных разломов в складчатых областях, средне- и низкотемпературное оруденение Северного Тянь-Шаня ассоциировано с зонами и ареалами наложенного интрузивного магматизма в магматогенных сводово-глыбовых и глыбовых областях и т. д. В целом в металлогенической концепции Е.Д. Карповой гораздо больше

внимания уделено роли различных разломов, чем это было характерно для господствующих до этого представлений.

Металлогения протяженных сквозных систем нарушений начала развиваться на Памире позднее [3, 4 и др.]. Было установлено, что вольфрамовое месторождение Икар приурочено к узлу пересечения Даршайской меридиональной системы нарушений с Рушано-Пшартским разломом. На схеме, составленной А. Алиевым [1] по результатам анализа макротрещиноватости на космических снимках, можно видеть, что в строении этого рудного узла принимает участие также упомянутая широтная скрытая система нарушений вдоль 38-й параллели. Оловянные и борные рудопрооявления Базардаринского района, отмеченные на схеме Р.Б. Баратова и др. [4], расположены, согласно данным Л.Н. Афиногеновой [3], в пределах меридионального поднятия, ограниченного Карадемур-Бозбайтальским и Башгумбез-Чокобайским скрытыми системами меридиональных разломов. Согласно представлениям этого автора, в тектоническом контроле месторождений в пределах подобных поднятий важная роль принадлежит внутриблоковым меридиональным разломам второго порядка. Меридиональное поднятие непосредственно контролирует некоторые из рудопрооявления района, другие же — удалены от него на незначительное расстояние в широтном направлении по вышеупомянутой зоне 38-й параллели (см. рис. 44).

На западе Южного Тянь-Шаня рудоносность поперечных тектонических структур изучалась Р.И. Павловым. Для территории Киргизии металлогеническая роль поперечных меридиональных структур была рассмотрена автором совместно с Г.С. Гольдвертом и А.Н. Лобаченко [45]. Из числа меридиональных зон наиболее важное рудоконтролирующее значение имеет зона III, однако и остальные выделенные зоны вмещают ряд рудоносных площадей как на Памире, так и на Тянь-Шане. Вместе с тем на севере Киргизии велика металлогеническая роль описанной широтной зоны, выявленной путем анализа регионального гравитационного поля. Рудоконцентрирующее значение скрытых широтных зон дислокаций устанавливается и на Памире. Особенно интересны узлы пересечения этих последних с выделенными меридиональными зонами. В контроле оруденения участвуют и известные глубинные разломы, такие как Рушано-Пшартский, Талассо-Ферганский и др.

Проведенное исследование свидетельствует, таким образом, о том, что выделение скрытых аномальных зон меридионального простираения на востоке Средней Азии вскрывает новые особенности строения этой территории, тесно связанные с ее принадлежностью к Индо-Памирской глубинной зоне и играющие существенную роль в размещении рудной минерализации. Вместе с тем удалось доказать, что наряду с широтными разломами, принадлежащими к наиболее четко выраженным нарушениям рассматриваемой области, существуют скрытые широтные линейменты сквозного типа, выявляющиеся при анализе различных аномалий.

В соответствии с представлениями о рудоконцентрирующих структурах Индо-Памирскую зону дислокаций следует отнести к первому (глобальному) порядку подобных структур, а отдельные протяженные мери-

диональные системы нарушений внутри нее ко второму и третьему порядкам. Вместе с тем рассмотренный в этой главе регион, располагающийся на стыке Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, обладает особой сложностью строения. Это выражается, в частности, в том, что некоторые отрезки глубинных дислокаций, близкие по своим характеристикам к рудоконцентрирующим структурам, но совпадающие с тектоническим планом региона, контролируют специализированные рудные пояса. Так, например, с субширотной геофизической аномалией, ориентированной вдоль 40-й параллели, совпадает Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс.

Глава VII. ГЛАВНЫЕ СИСТЕМЫ СТРУКТУР ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ КАЗАХСТАНА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Казахстан относится к структурам мозаичного типа, характеризуясь сложным внутренним строением и сложным взаиморасположением складчатых сооружений. Срединное положение его палеозойских складчатых структур в системе геосинклинально-складчатых поясов Азии предопределило, очевидно, многие особенности развития и строения этой территории. К западу от Центрального Казахстана находится меридиональный пояс варисцийских складчатых структур Урала. На юге прослеживается мощный сложно построенный широтный пояс палеозойских структур Тянь-Шаня и еще южнее альпид Тетиса. На востоке развиты северо-западные складчатые структуры Алтая, сменяющиеся восточнее сложно построенной Саянской складчатой страной. На севере Казахстанские сооружения погребены под платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты.

Вопросы соотношений меридиональных складчатых структур Урала и широтных Тянь-Шаня различными исследователями трактуются по-разному. Ряд исследователей придерживается точки зрения, что складчатая система Урала образует крупную дугу выпуклостью на юго-запад и переходит в систему широтных структур Южного Тянь-Шаня, что предreshает дугообразный характер очертаний структур Центрального Казахстана [8 и др.]. Другие исследователи (А.Л. Яншин и др.) считают, что эти структуры сочленяются торцами в районе Аральского моря, а далее на юг уральские направления заметно выражены, по мнению Н.П. Хераскова, в простирании альпид Средиземноморского пояса.

Подобное положение Казахстана на стыке глобальных линейно вытянутых геосинклинально-складчатых поясов не могло не отразиться на характере его тектонического строения, что, в свою очередь, предопределило обилие представлений об истории развития и соответственно о характере строения различных частей Казахстана. Это нашло отражение в трудах Н.А. Афоничева, В.Ф. Беспалова, А.А. Богданова, Б.И. Борсука, Р.А. Борукаева, Ю.А. Зайцева, Н.Г. Кассина, П.Н. Кропоткина, Н.С. Шатского и др.

В пределах области развития обнаженных на современном срезе палео-

зойских отложений Казахстана выделяется обширная зона запада Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, в которой геосинклинальная стадия развития завершилась в ордовике или местами в силуре [8]. Здесь на интенсивно дислоцированных отложениях несогласно залегают орогенные образования девона, фиксируя тем самым каледонское несогласие. Каледонский массив Центрального Казахстана, во внутренних частях которого находятся варисцидские складчатые сооружения Джунгаро-Балхашской области, имеет в плане выпуклую к западу и юго-западу серповидную форму. На границе каледонид и варисцид, далеко вклиниваясь в каледониды, располагаются наземные девонские вулканы, выделенные в 1959 г. А.А. Богдановым в краевой вулканический пояс.

В Джунгаро-Балхашской области широко развиты наземные орогенные вулканы верхнего палеозоя, охватывающие полукольцом огромные пространства Центрального и Южного Казахстана.

Внутреннее строение области каледонской и варисцидской складчатости неоднородно. В пределах каледонид Центрального Казахстана выделяются более древние структуры, сложенные докембрийскими образованиями. Наиболее древние в Казахстане глубокометаморфизованные толщи докембрия обнажаются на севере региона — это так называемая Кокчетавская глыба с общей вытянутостью структур в субширотном направлении. На западе расположен меридиональный Улутавский мегантиклинорий, представленный в ядре породами докембрия разной степени метаморфизма, вплоть до гранито-гнейсов. На севере региона находится Бошекульский антиклинорий с эвгеосинклинальным типом отложений. На юго-западе прослеживаются структуры Джалаир-Найманской зоны, вытянутые в северо-западном направлении. На востоке выделяются также северо-западные сооружения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, который одни исследователи относят к каледонским, другие — к варисцидским структурам.

Система варисцид Центрального Казахстана как бы вложена в каледонское обрамление. В центральной части региона — это Джунгаро-Балхашская складчатая система. Она продолжается далеко на юго-восток, в пределы Джунгарии и Южного Тянь-Шаня, а на северо-западе выклинивается, как бы "разбиваясь" о систему каледонид севера Казахстана [8]. Подобное положение определяет многие особенности строения этой системы. Наиболее сложно ее строение на северо-западе, где находится система разнориентированных сложно сочленяющихся антиклинориев и синклинориев, нередко сложенных древними, глубокометаморфизованными толщами (Актау-Моинтинский антиклинорий), часто пронизанными многочисленными телами гипербазитов (Тектурмасский антиклинорий). Юго-восточная ветвь этой системы имеет более выдержанные северо-западные простирания, которые в целом соответствуют простиранию варисцид Иртыш-Зайсанской зоны и следующих восточнее складчатых структур Рудного и Горного Алтая.

Характерная особенность Джунгаро-Балхашской системы — эвгеосинклинальный тип развития на протяжении байкальской и значительной части каледонской тектонических эпох и миеосинклинальный тип в варисцидскую эпоху [8].

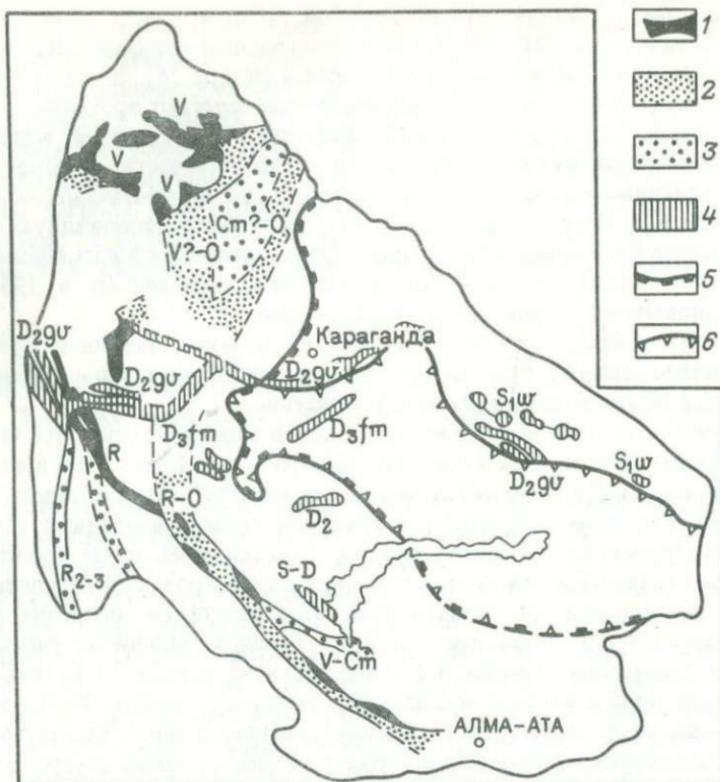


Рис. 47. Схема распространения зон деструкций Казахстана, по Р.М. Антониюку, Г.Ф. Ляпичеву, Н.Г. Марковой и др.

Структуры рифтингового типа: развивавшиеся на меланократовом основании (1 – редуцированные, 2 – полного типа), 3 – развившиеся на утоненном гранитно-метаморфическом слое; 4 – структуры вторичного растяжения типа вулканических грабенов и впадин; границы: 5 – Кокчетавско-Чуйского и Еремантау-Балхашского блоков, 6 – области позднепалеозойской коры в Еремантау-Балхашском блоке

Вопросам становления земной коры придается сейчас большое значение. На этой основе проводится тектоническое районирование. Важно подчеркнуть, что в западной, каледонской части Центрального Казахстана выделяется Кокчетавско-Чуйский блок, характеризующийся возникновением континентальной коры уже в конце рифея. В восточном блоке Центрального Казахстана (Еремантау-Балхашском), который включает и каледонские и вариссийские структуры, эволюция земной коры была растянута во времени до конца палеозоя. Границы этих блоков имеют ступенчатый характер, что, очевидно, определяется глубинными структурами трансрегионального типа, рассекающими территорию Казахстана (рис. 47).

Приведенный краткий обзор общей тектонической структуры Казахстана позволяет видеть главные особенности его строения, заключающиеся в дугообразном расположении основных структурных элементов, что

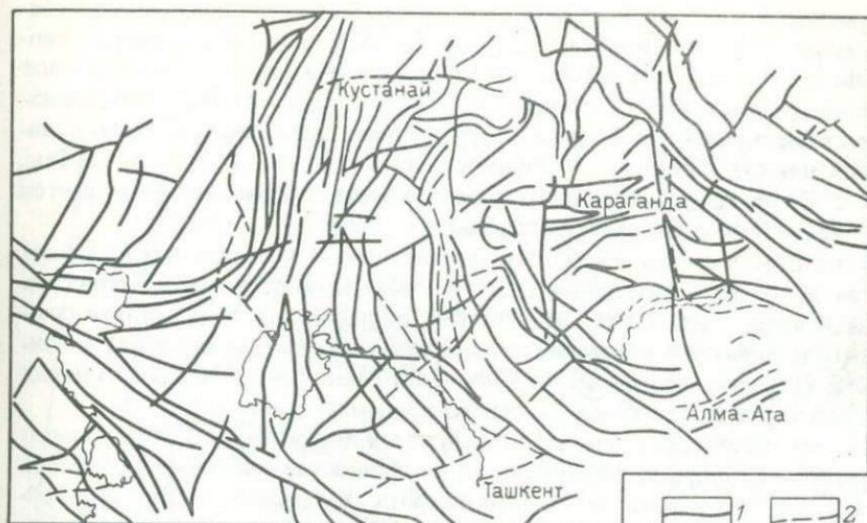


Рис. 48. Схема разломов Казахстана, выделенных по геофизическим данным, по [42].
 Разломы, проявленные: 1 — в мантии или в базальтовом слое, 2 — в гранитно-метаморфическом слое

подчеркивается меридиональным, широтным и северо-западным простираем складчатых сооружений. Северо-западные простираения наиболее наглядны у варисцидских структур. Северо-восточные простираения варисцид гораздо менее выразительны. Они развиты в северо-западной части Джунгаро-Балхашской варисцидской системы, чаще всего имея здесь простираения, приближающиеся к субширотным (Тектурмасский и Спасский антиклинории, Успенский и Нуринский синклинории).

Таким образом, общее дугообразное расположение структур в Казахстане есть результат суммарного проявления широтных, меридиональных и северо-западных расколов глубокого заложения, определяющих заложение и развитие геосинклинально-складчатых структур.

Подобный рисунок структур свойствен не только Казахстану. При анализе общих закономерностей размещения складчатых структур коры Н.П. Херасков в 1963 г. отмечал для Евразии сложное взаимодействие геосинклинальных поясов — меридионального и широтного (Тетиса) — и влияние последнего на меридиональные структуры.

Сложная сеть расколов глубокого заложения на территории Казахстана фиксируется геофизическими методами [19, 42]. Многие из этих расколов находят точное соответствие разломам, выделенным по геологическим данным, другие — не отражены на геологических картах.

В целом в пределах Казахстана по результатам интерпретации геофизических полей выделяются две главные системы глубинных разломов (рис. 48): ортогональная (широтные и меридиональные разломы) и диагональная (северо-западные и северо-восточные разломы). Наиболее развита ортогональная система, являющаяся более древней. Система меридиональ-

ных расколов неоднократно обновлялась в палеозое в связи с формированием меридионального пояса Урала и его воздействием на смежные регионы. Широкие расколы имеют реликтовый характер и сохраняют свое значение в областях ослабленного палеозойского тектогенеза. Их проявление связано с поясом Тетис, а в структурном плане они совпадают с широтным поясом каледонид и варисцид юга Казахстана и Тянь-Шаня. Так, на юге Казахстана поверхность Мохоровичича ступенчато погружается к югу по системе субширотных глубинных разломов.

Диагональная система расколов, формирование которой началось в основном в позднем протерозое, максимально развита в зонах активного палеозойского тектогенеза. Эта система образовалась в результате суммарного воздействия подвижек по меридиональным (уральским) и широтным (тянь-шаньским) глубинным разломам [34]. Из диагональных разломов менее всего выражены северо-восточные.

Система широтных разломов трассируется на восток и на запад далеко за пределы Казахстана, отражаясь в особенностях структурного плана Урала. По нашему мнению, система широтных расколов имеет древнейшее заложение; во всяком случае, на юге Урала выделяется система доуралид субширотного направления, сменяющихся к северу меридиональными, что подчеркивалось Н.П. Херасковым, В.С. Журавлевым и А.С. Перфильевым. На широте этого изгиба доуралид в пределах Центрального Казахстана находится зона своеобразного тектонического развития — Успенская, трассируемая от окрестностей г. Джезказгана на западе до пос. Карагайлы на востоке.

Следует отметить также, что интенсивность проявления меридиональных разломов в пределах Казахстана закономерно падает с запада на восток, с удалением от Урала. По существу, последним "отголоском" меридиональных уральских направлений является Текелийский разлом. Восточнее меридиональные разломы выражены фрагментарно, например Тарбагатайский [34] или Даубайский [49] и другие разломы фундамента Восточного Казахстана. Широкие же разломы в целом более выразительны в южной половине территории (см. рис. 48). Что касается диагональной системы, то она при преимущественном развитии северо-западных расколов развита главным образом в восточной части Казахстана, т. е. в областях преимущественно варисцидского тектогенеза, хотя и здесь в 1965 г. В.Н. Любецким выявлены глубинные структуры субширотного направления.

Охарактеризованные глубинные структуры влияют на особенности проявления и распределения на поверхности земли продуктов магматической деятельности орогенных этапов, с которыми в Казахстане связано формирование многих месторождений. Соответственно анализ размещения продуктов орогенной деятельности, и в первую очередь вулканитов, дает новые важные сведения для познания глубинного строения территории.

Кратко охарактеризуем те главнейшие системы глубинных расколов Казахстана, которые подтверждены многочисленными геологическими наблюдениями и отчетливо выражены в геофизических полях.

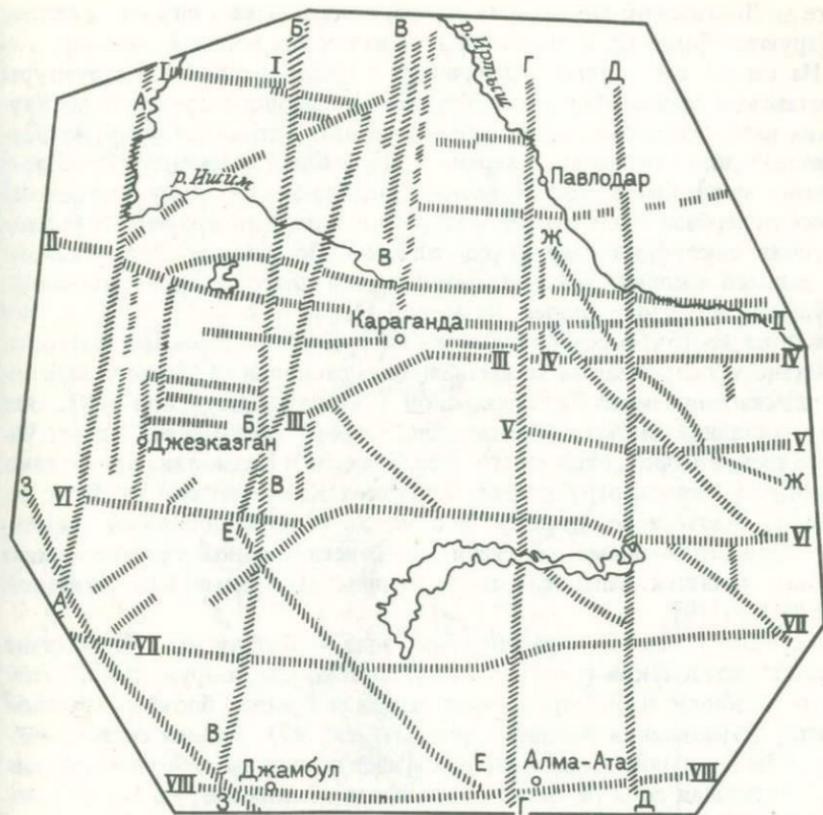


Рис. 49. Главнейшие разломы Казахстана, выделенные по геолого-геофизическим и геофизическим данным, по [42] с добавлениями по В.Н. Любецкому:

А – Улутауский, Б – Шучинский, В – Омско-Караджалский, Г – Центрально-Казахстанский, Д – Текелийский, Е – Джалаир-Найманский, Ж – Калба-Чингизский, З – Главный Каратауский, И – Кокчетавский, II – Хобдинско-Карагандинский, III – Тектурмасский; IV – Кызыловско-Серебрянский, V – Актау-Зайсанский, VI – Арало-Балхашский, VII – Баканас-Кзылординский, VIII – Северо-Тянь-Шанский

На крайнем западе Казахстана под покровом мезо-кайнозойских отложений Тургайского прогиба выделяется система разломов выдержанного меридионального уральского направления, как бы разделяющая систему варисцид Урала и каледонид Казахстана [19, 34]. По данным глубинного сейсмического зондирования эти разломы образуют уступ в кровле верхней мантии. Они трассируются вдоль Тургайского прогиба к Аральскому морю, южнее его до низовий р. Амударьи и еще далее на юг, как бы "просвечивая" в структурах фундамента Устюрта, Приаралья и Туркмении (см. рис. 48).

Восточнее, в пределах обнаженных на поверхности докембрийских и палеозойских складчатых сооружений Центрального Казахстана, трассируется меридиональная Улутауская зона глубинных разломов шириной 120–150 км (рис. 49). Отчетливее всего выражен отрезок от хр. Каратау

на юге до Тенгизской впадины на севере, хотя и далее к югу или к северу фиксируются фрагменты аномалий геофизических полей этого направления. На севере эта система ограничивает с запада древнейшие структуры Кокчетавской глыбы. В пределах Улутавского антиклинория система Улутауских разломов ограничивает и разделяет на отдельные структурно-формационные зоны отложения верхнего докембрия и нижнего палеозоя. К одному из разломов этой системы — Западно-Улутаускому приурочены цепочки гипербазитовых тел. В зоне разлома на один уровень выведены отложения докембрия и верхнего палеозоя. По данным сейсмического зондирования и количественной интерпретации гравитационных аномалий, зона разломов круто наклонена на восток [42].

Далее на восток, рассекая различные структурные зоны Центрального Казахстана, прослеживается мощная система расколов глубинного заложения, называемая Омско-Караджальской [34] или Атасуйской [19]. Она входит составной частью в систему глобального линеамента "Хребет Чагос — Карское море", отвечая его осевой части. В Казахстане эта система глубинных расколов ограничивает с востока Кокчетавскую глыбу и наложенную Тенгизскую впадину, а с запада — Карагандинский синклинорий с его угленосными отложениями. В региональном геофизическом поле она является западным ограничением Центрально-Казахстанской геопрессии [19].

По существу, Омско-Караджальская зона в Центральном Казахстане разделяет каледонские и варисцийские складчатые сооружения. К этой же зоне в общем плане приурочена западная граница блоков с разным возрастом становления земной коры (см. рис. 47). Данная система расколов в Центральном Казахстане выступает в роли своеобразного барьера, разграничивая поля развития позднепалеозойских интрузивных комплексов и позднеордовикских и силурийско-девонских гранитоидов (рис. 50). На севере Казахстана позднеордовикские интрузивы Крыккудукского массива подчиняются ориентировке Аксу-Целиноградского разлома (одного из составляющих зону). Зона разломов активно проявилась в раннем палеозое, служа западной границей распространения морских вулканогенно-осадочных отложений кембрия.

На юг, через Джалаир-Найманскую зону глубинных разломов северо-западного простирания, система Омско-Караджальских глубинных дислокаций фрагментарно прослеживается в фундаменте Чуйской впадины к Чаткало-Кураминской зоне варисцийской активизации, ориентированной вкрест простирания структур Северного и Южного Тянь-Шаня [34]. Возможно, положение данной зоны на сочленении системы меридиональных глубинных структур с широтной системой расколов тянь-шаньского направления и предопределило своеобразие девонского и позднепалеозойского магматизма с обильной рудной минерализацией в этом регионе. На север эта система прослеживается в пределы Западной Сибири и соединяется с Гыдано-Омским линеamentом (Геология нефти и газа ..., 1975 г.).

В геофизических полях для Омско-Караджальской зоны характерны узкие и часто прерывистые зоны градиентов гравитационного поля, линии торцовых сопряжений полей различной ориентировки аномалий, изгибы

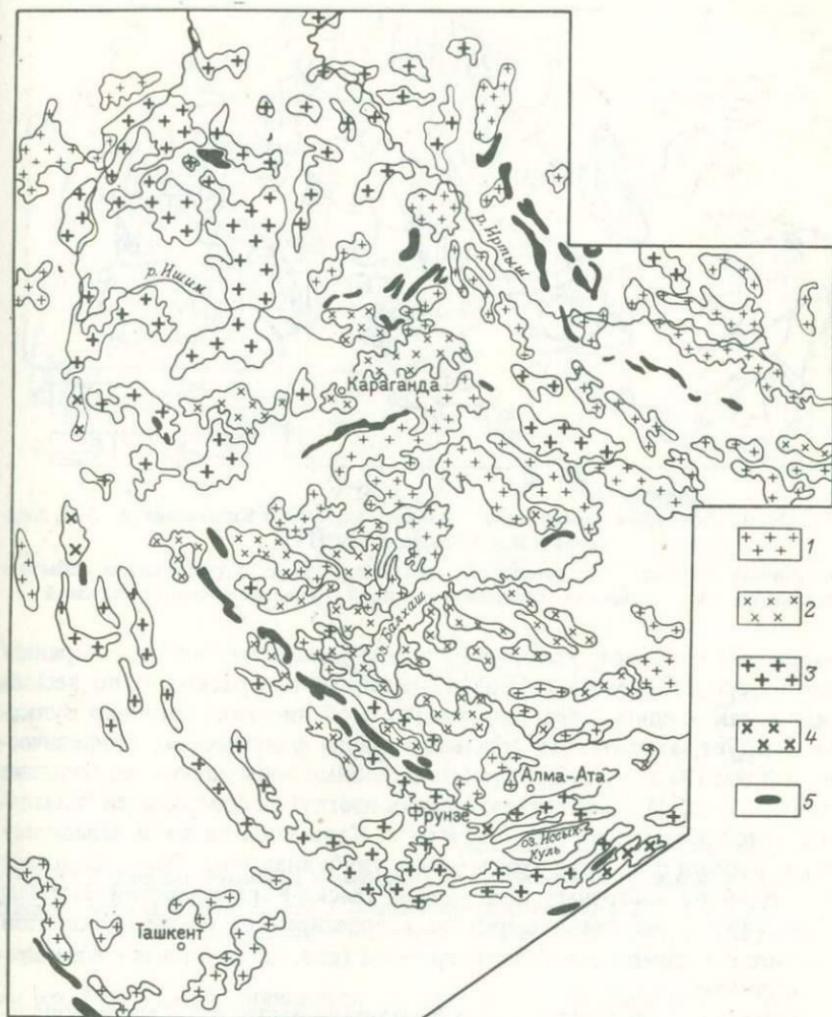


Рис. 50. Схема размещения интрузивов Казахстана, составлена по материалам В.Ф. Беспалова.

1 – граниты, граносиениты и гранодиориты верхнепалеозойские; 2 – граниты и гранитоиды верхнедевонские и нижнекаменноугольные; 3 – граниты и гранодиориты силурийско-девонские, ордовикские и кембрийские; 4 – граниты верхнего протерозоя; 5 – ультраосновные породы

изоаномал и т. д. [34]. По данным глубинного сейсмического зондирования (Б.А. Хрычев и др.) зона отражена в мантии; восточнее зоны земная кора более "базальтонасыщена", чем с запада. Подобная же высокая "базальтонасыщенность" при прогибе поверхности Моховоричича отмечается и в пределах Гыдано-Омского линеамента. Система меридиональных глубинных дислокаций этого линеамента в Казахстане состоит из системы ку-

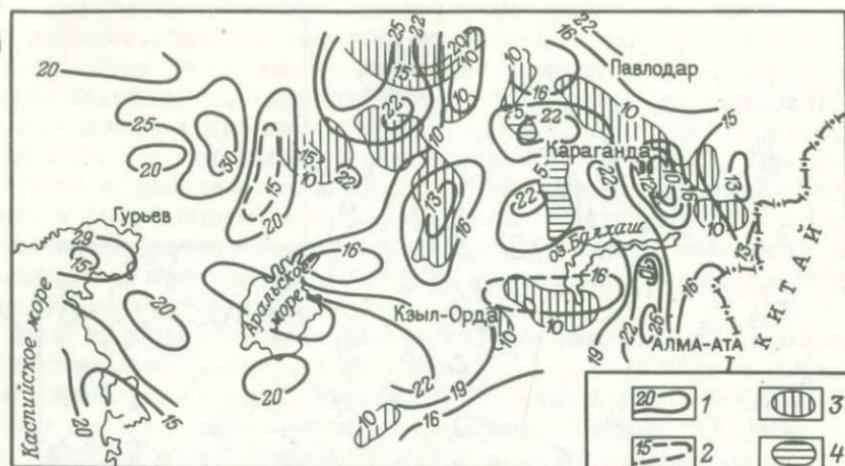


Рис. 51. Схема изоглубин поверхности "базальтового" слоя Казахстана, по А.П. Андрееву и В.И. Гольдшмидту [19].

Линии равных глубин: 1 – основные, 2 – дополнительные; отрицательная избыточная плотность: 3 – участки больших значений, 4 – участки меньших значений

лисообразных разломов, которые не всегда фиксируются по простиранию в виде интерпретируемых геофизиками глубинных расколов, но весьма наглядно, как увидим далее, выражены в особенностях орогенных вулканитов. Следует заметить, что детальный анализ фактического геофизического материала позволяет проследить подобные зоны на гораздо большие расстояния. Так, по характеру поведения изоглубин поверхности "базальтового" слоя Казахстана (рис. 51) от г. Караганды на юг к западному краю оз. Балхаш отчетливо трассируется глубинная зона. Она продолжает к югу один из восточных фрагментов Омско-Караджальской системы (см. рис. 49) и отчетливо выражена в простираниях полей вулканитов девонского и позднепалеозойского времени (рис. 52), совпадая с Жамшинским разломом.

В восточной части Центрального Казахстана выделяется меридиональный Центрально-Казахстанский разлом. Зона этого разлома проявлена в характере сочленения геологических структур и выделяется почти на всех геологических и тектонических картах регионального и обзорного характера. Она прослеживается в геофизических полях от верховьев р. Васюган в Западной Сибири до оз. Иссык-Куль. В Казахстане в Токрауском регионе, на отрезке от пос. Егиндыбулак до гор Кошкар, Центрально-Казахстанский разлом представляет собой зону параллельных разломов – Казангапский на западе и собственно Центрально-Казахстанский на востоке – общей шириной около 20 км. К ней приурочены максимальные мощности верхнепалеозойских вулканитов. Она контролирует распространение гранитных массивов Калдырминского комплекса. С востока к Центрально-Казахстанскому разлому косо торцово подходят северо-западные структу-

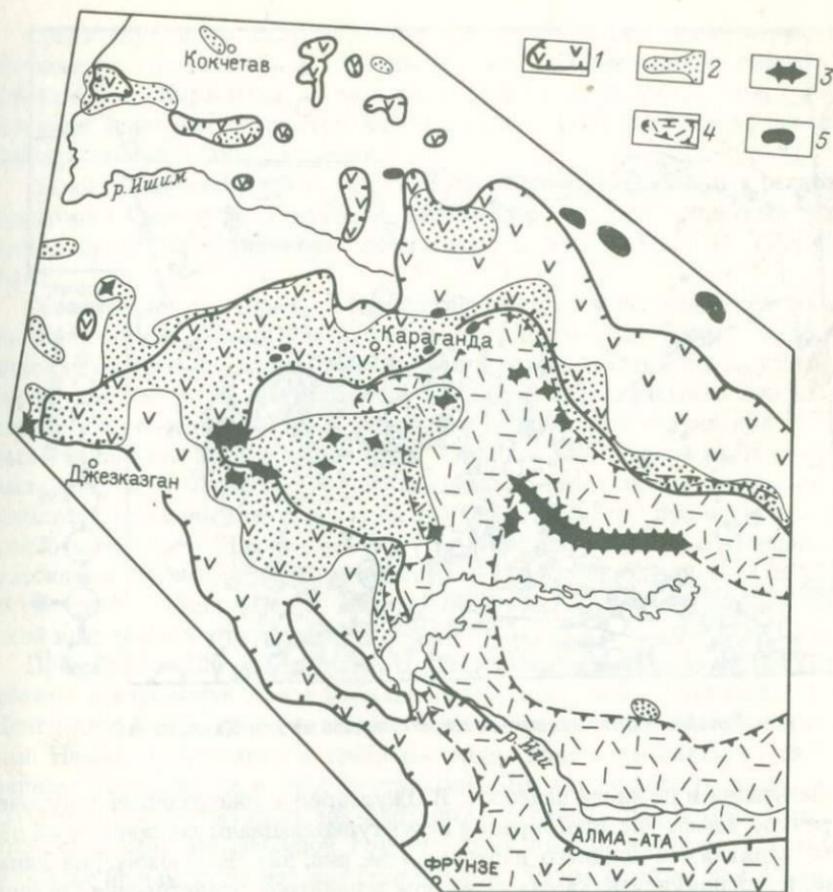


Рис. 52. Схема современного размещения вулканогенных образований Казахстана. Области развития вулканитов: 1 — нижне-среднедевонских, 2 — жыветских и франских, 3 — фаменских, 4 — верхнепалеозойских, 5 — мезозойских

ры хр. Чингиз, сочленяющиеся на отрезке пос. Егиндыбулак — пос. Майкаин с субширотными структурами Бошекульского региона. Обращает на себя внимание, что в районе оз. Алкамерген чингизские структуры приобретают ориентировку, близкую к меридиональной. Севернее, в Западной Сибири, на простираии этой зоны находится так называемый Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт шириной 30–40 км, выполненный нижне-мезозойскими отложениями, прослеживающийся от верховьев р. Васюган до Гыданской губы Карского моря.

В геофизических полях Центрально-Казахстанский разлом фиксируется прерывистой полосой высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, резкой сменой интенсивности и знака магнитных полей. В Северном Прибалхашье и южнее оз. Балхаш зона разлома выражена хуже, но и здесь несомненно влияние этой структуры на характер границ областей морской

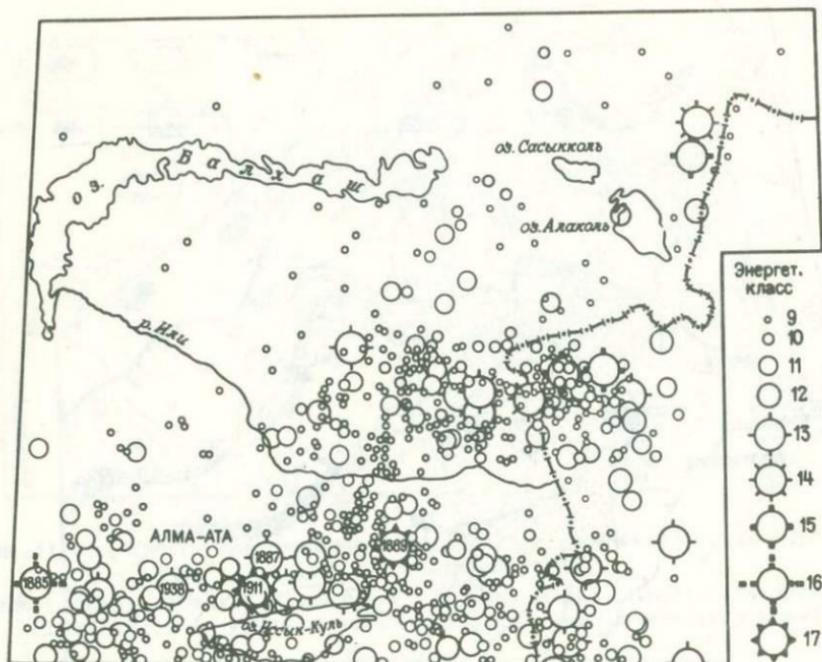


Рис. 53. Карта эпицентров землетрясений на юге Казахстана.

седиментации в позднем палеозое. В Джунгарии к зоне разлома приурочено резкое изменение простираций структурно-фациальных зон и всей области вулканизма позднего палеозоя (см. рис. 52). Еще южнее, на Тянь-Шане, к ней приурочена смена характера эпицентров землетрясений разной интенсивности (рис. 53). Особенно велико влияние зоны Центрально-Казахстанского разлома на характер проявления и распределения продуктов орогенного вулканизма карбона и перми в Токрауском регионе.

В 150–200 км восточнее Центрально-Казахстанского разлома, пересекая северо-западные складчатые структуры Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Северной Джунгарии, прослеживается в меридиональном направлении Текелийская зона [34]. Она трассируется от восточного края оз. Балхаш на север к району западнее г. Семипалатинска, уходя в пределы Западной Сибири. На юг эта зона прослеживается к восточному окончанию Капчагайского водохранилища, пересекаясь затем с широтной зоной Северо-Тянь-Шаньской системы глубинных разломов. В особенностях геологического строения и в геофизических полях эта зона выражена слабо, но она частично определяет распространение девонских вулканитов в пределах хр. Чингиз (см. рис. 52).

Вероятно, самым восточным отражением меридионального, уральского, направления скрытых структур в пределах Казахстана является Тарбагатайский разлом, намеченный фрагментарно по отклонениям геофизических полей на меридиане западного берега оз. Алаколь [34].

Среди глубинных структур заметную роль играют также структуры широтного направления. В глобальном плане их проявление связано, по мнению Н.П. Хераскова, с развитием широтных структур пояса Тетис. Влияние широтных структур на орогенный вулканизм конца палеозоя подчеркивал А.А. Моссаковский.

На юге Казахстана трассируется серия широтных глубинных разломов предгорий Северного Тянь-Шаня, подчеркиваемая особенностями строения структурно-фациальных зон палеозойд юга Казахстана и Средней Азии.

Севернее, от верховьев р. Каратал на востоке через южное окончание оз. Балхаш к г. Кзыл-Орда на западе прослеживается Баканас-Кзыл-Ординская система разломов, выраженная в геофизических полях узкой полосой градиентов и локальных аномалий. В геологическом отношении эта зона на востоке является северной границей распространения орогенных вулканитов Илийского региона (см. рис. 52), отделяя их от севернее расположенной Балхашской глыбы. Далее на запад она пересекает северо-западные каледонские структуры Чу-Илийских гор, проявляясь здесь, как отмечалось в "Геологии СССР" (т. 40), широтно ориентированными массивами гранитоидов. Еще западнее эта зона ограничивает с юга Чуйскую глыбу, фрагментарно прослеживаясь в геофизических полях Чуйской впадины и в структуре ее чехла [34].

Примерно в 200 км севернее, в Центральном Казахстане, выделяется сложно построенная Арало-Балхашская система; она ограничивает с юга Центрально-Казахстанскую геодепрессию, образуя уступ поверхности мантии. Наиболее отчетливо в гравитационном поле зона фиксируется в Северном Прибалхашье в виде Бектауатинского глубинного разлома. Через субширотные структуры Саяк-Балхашского района эта система трассируется на восток по северной границе Алакульской впадины. На западе, в районе Шунакского массива гранитоидов (50 км западнее пос. Моинты), от нее отходит юго-западная ветвь, а сама широтная зона простирается далее к южным отрогам Улутауских гор, ограничивая с севера верхнепалеозойскую Джекказганскую впадину, и затем к Северному Приаралью.

По северному краю варисцид Джунгаро-Балхашской области находится серия сближенных широтных зон: Успенская, Спасская и др. Эти зоны уже давно выделялись и привлекали пристальное внимание исследователей в связи с металлогеническими исследованиями. Еще в 1955 г. Г.Н. Щерба выделил подобные структуры в особый тип глубинных подвижных зон, в дальнейшем детально изученных. В северном борту Успенской зоны наблюдается Тектурмасский глубинный разлом, служащий границей каледонид и варисцид Казахстана. На поверхности зона этого разлома фиксируется серией гипербазитовых тел широтного простирания. По данным глубинного сейсмического зондирования зона разлома доходит до верхних горизонтов мантии. Севернее Тектурмасского разлома следуют Спасская и Карагандинская зоны, ясно выраженные в гравитационном и магнитном полях. Узкая полоса сближенных глубинных разломов, фиксирующихся на севере Токрауского региона широтно ориентированными массивами гранодиоритов, трассируется далее на восток. Восточнее Центрально-Казах-

станского разлома эти зоны прослеживаются в виде уступов в гравимагнитных полях в пределах хр. Чингиз и подтверждаются широтными простираниями массивов гранитов (горы Ку, Едрей и др.), а также брахисинклиналей девонских вулканитов (горы Коянды, Дастар и др.), осложняющих северо-западные складчатые структуры Чингиза. Важное значение имеют, по мнению В.Н. Любецкого, скрытые разломы широтного направления в структурах восточной части Казахстана.

На запад Успенско-Тектурмаская, Спасская и Карагандинская зоны разломов непрерывно трассируются в геофизических полях до Омско-Караджальского меридионального линеамента. Несколько смещаясь по нему, они далее следуют через Сарысу-Тенгизское поднятие и Тенгизскую впадину до Улутауской меридиональной системы и еще далее на запад вплоть до пересечения уральских структур. Широтные глубинные зоны играют важную роль в структурах Урала (Г.Я. Дементьев, Н.П. Херасков и др.). Это наиболее древние дислокации, связанные с формированием доуралид. Следует отметить, что широтная Хобдинско-Карагандинская система глубинных расколов смещает (во всяком случае, севернее ее слабее выражена) такую резко выраженную меридиональную зону, как Улутаускую систему глубинных дислокаций. К данной широтной зоне приурочены широтный отрезок девонского краевого вулканического пояса и упоминавшиеся гипербазитовые массивы Тектурмаса. Позднее эта зона как бы "отступает" на юг, проявляясь в характере размещения позднепалеозойского и раннемезозойского вулканизма (см. рис. 52).

Указанные соотношения меридиональных и широтных зон важны для понимания истории формирования всей планетарной системы глубинных структур сквозного типа.

Наконец, на крайнем севере Казахстана выделяется широтная Кокчетавская зона дробления, которая, по данным глубинного сейсмического зондирования, доходит до верхней мантии [34]. Зона разделила Кокчетавскую глыбу на ряд блоков. В виде аномалий в геофизических полях она прослеживается фрагментарно на запад до уральских структур и на восток до Центрально-Казахстанского разлома.

Севернее, по данным А.Н. Ласточкина, в южной части Западно-Сибирской плиты, широтные структуры в строении мезо-кайнозойского чехла выражены слабо, но с широты $56-63^{\circ}$ и далее на север они вновь активизируются.

Что касается системы северо-западных глубинных разломов, то они в первую очередь подчеркиваются особенностями строения структурно-фациальных зон, интрузивных масс и геофизических полей. Следует подчеркнуть только, что ортогональная система глубинных структур проявлена интенсивнее; она пересекает диагональные зоны, что отражает, по-видимому, более ранний возраст ее заложения.

Важные сведения о характере глубинного строения региона следуют из анализа особенностей размещения, характера строения и состава вулканических образований. Остановимся на некоторых общих важных моментах распределения по латерали продуктов вулканической активности девона и конца палеозоя в Центральном и Южном Казахстане.

Все исследователи, изучавшие вулканизм в Казахстане, акцентировали внимание на ведущей роли разломов в размещении продуктов вулканической деятельности. Большой частью говорилось о дугообразном характере этих расколов. В общем виде это, безусловно, справедливо. Однако обращает на себя внимание ступенчатый характер внешнего контура и параллельности ему внутреннего контура ареала позднепалеозойского вулканизма (см. рис. 52). Совпадают также перегибы контуров распространения верхнепалеозойских и девонских вулканитов. Очевидно, это обусловлено тем, что распространение верхнепалеозойских вулканитов, как, впрочем, и более древних, контролируется зонами долгоживущих глубинных расколов, уверенно выделяемых по геофизическим данным, в первую очередь меридионального и широтного направлений, а ступенчатый характер контура верхнепалеозойских вулканитов проявляется там, где сочлениются зоны разломов разных направлений.

В этом отношении, безусловно, прав В.Я. Кошкин, обративший внимание на связь позднепалеозойского вулканизма с Трансказахстанской поперечной системой разломов на севере региона и на общий широтный характер размещения его продуктов на юге Казахстана. Однако и на севере региона, в Центральном Казахстане, также достаточно отчетливо вырисовываются элементы субширотного расположения верхнепалеозойских вулканитов. Одна из таких зон трассируется от района р. Баканас на востоке к поселкам Актогай (на р. Токрау) и Акчатау на западе. И, наконец, на крайнем севере наблюдается субширотная полоса вулканитов гор Бугылы, Карабасан и др., лишь частью совпадающая с зоной субширотных расколов тектонической зоны.

Показателен также характер западного ограничения области позднепалеозойского вулканизма. Меридиональность этой границы выдерживается на протяжении более чем 600 км от района пос. Аксу-Аюлы на севере до г. Фрунзе на юге. Эта меридиональная полоса подчеркивается также особенностями размещения вулканитов девонского возраста. Так, на отрезке от пос. Аксу-Аюлы на севере до низовьев р. Жамши на юге перекрываются области средне-позднедевонского и позднепалеозойского вулканизма, а далее к югу, до юго-западного окончания оз. Балхаш, данная зона выступает также как своеобразный барьер с востока еще и для раннедевонского вулканизма. Севернее г. Караганды эта своеобразная "барьерная" зона подчеркивается меридиональной ориентировкой границы развития вулканитов нижнего — среднего девона. Она же фиксируется на юге Казахстана и в Средней Азии, где поля развития вулканитов девона и верхнего палеозоя испытывают мощное воздействие широтных тянь-шаньских структур. Эта меридиональная зона совпадает с восточной ветвью Омско-Караджальской системы разломов, составной частью которой является и Жамшинский разлом, выделенный Л.И. Боровиковым и Б.И. Борсуком в Северном Прибалхашье.

Еще одно обстоятельство обращает на себя внимание. В Южном Казахстане наблюдается резкое пространственное наложение более молодого (позднепалеозойского) вулканизма на более древний, девонский, что обусловлено, очевидно, воздействием тянь-шаньских глубинных расколов.

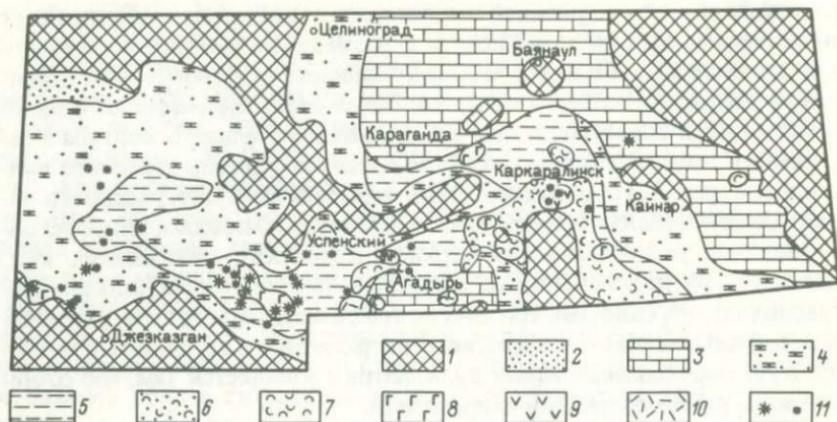


Рис. 54. Схема литофациальных типов фаменских отложений Центрального Казахстана, по А.Б. Веймарну и М.В. Мартыновой.

1 — области устойчивых поднятий и размыва; 2–6 — области накопления: 2 — терригенного, 3 — карбонатного, 4 — терригенного, сменяющегося карбонатным, 5 — кремнисто-карбонатного застойных впадин морского дна, преимущественно позднефаменского, 6 — терригенного, сменяющегося в позднем фамене вулканогенно-осадочным; 7–10 — области распространения: 7 — перемытого пирокластического материала, 8–10 — вулканитов основного (8), андезитового (9), кислого (10) состава; 11 — железо-марганцевые месторождения и рудопроявления

В этом отношении также показателен расположенный западнее Чаткало-Кураминский регион, где отмечается широкое развитие и пространственное совмещение девонского и позднепалеозойского вулканизма [8 и др.]. Некоторые исследователи как, например, В.Ф. Беспалов, продолжают области позднепалеозойского вулканизма Илийского региона не только на северо-запад и север, в пределы Токрауского региона, но и на запад через верхнепалеозойские вулканы Таласского Алатау к Приташкентскому району.

Характер сочленения областей развития верхнепалеозойских вулканитов и девонских, так же как и разных эпох девонского вулканизма между собой, в разных частях Казахстана несколько различен. Но один аспект этих взаимоотношений — положение фаменского вулканизма — особенно хотелось бы выделить. В.Я. Кошкин в 1974 г. подчеркивал, что визе-наюрский вулканизм в большей своей части пространственно совпадает с предшествующим фаменско-турнейским. Для внутренней части Токрауского региона это, по-видимому, в целом справедливо. Однако достаточно резко выступает и своеобразие фаменского вулканизма, размещение которого ограничено субширотной полосой, протягивающейся от района г. Жезказгана на западе до низовьев р. Баканас на востоке. Эта широтная зона, подчеркиваемая и рядом фациальных особенностей фаменских отложений (рис. 54), имеет весьма важное значение в развитии структуры Казахстана и в особенностях его металлогении.

Мезозойские (?) вулканические породы семейтауского, тенизкоржункульского и аюлинского комплексов (см. рис. 52), с одной стороны, сосредоточены в северной части Казахстана, в грубой форме как бы подчеркивая контур распространения вулканитов девонского пояса, с другой — южной границей их проявлений служит Хобдинско-Карагандинская широтная зона. В районе же села Пролетарского обособляется меридиональная полоса, насыщенная аюлинскими вулканитами, своим местоположением как бы продолжающими к северу западную меридиональную границу распространения верхнепалеозойских вулканитов Токрауского региона, т. е. зону Жамшинского разлома.

Таким образом, взаимодействие расколов глубокого заложения, явившихся магмовыводящими путями, дало сложную суммарную картину размещения продуктов палеозойского и мезозойского вулканизма. Характер развития и площади распространения его в каждую из эпох имели свои особенности, что рассмотрим более детально на примере каменноугольного и пермского вулканизма.

После интенсивных складчатых движений, наиболее значительных в середине визейского века, большая часть территории варисцид Центрального и Южного Казахстана вступила в орогенный этап развития. С этого времени до конца палеозоя (отчасти и в триасе) формируется мощная, сложно построенная толща преимущественно континентальных вулканитов.

В основании орогенной серии выделяется визе-намюрская вулканогенная толща, известная как каркаралинская свита в Токрау и Северо-Восточном Прибалхашье, алтынэмельская свита Илийского региона, жамантинская свита Кендыктаса, сатинская свита хр. Кунгей Алатау и др.

В целом визе-намюрские вулканиты образуют два поля выходов (рис. 55). Одно из них расположено на юге Казахстана, в пределах Илийского региона, в виде широтно вытянутой полосы, окаймляющей с юга Центрально-Джунгарский антиклинорий. На севере территории визе-намюрские вулканиты от западных отрогов хр. Тарбагатай узкой полосой прослеживаются на запад, соединяясь с полем развития разновозрастных вулканитов Токрауского региона. В пределах Центрального Казахстана они облекают Балхашский антиклинорий. Южная граница визе-намюрского вулканизма Центрального Казахстана находится примерно на одной и той же широте как в Токрауском регионе, так и в Северо-Восточном Прибалхашье, ограничиваясь с юга Арало-Балхашской системой глубоких расколов. Северный контур распространения вулканитов в Центральном Казахстане одновременно служит и границей области отсутствия осадконакопления.

Расположение областей различных ассоциаций вулканитов визе-намюрского времени в Токрауском и Илийском регионах отчетливо линейное с широтной направленностью, сменяющейся на западе региона на меридиональную. В Северо-Восточном Прибалхашье области разных типов ассоциаций вулканитов ориентированы в целом широтно и лишь на северо-западе приобретают северо-западное простирание. В Токрауском регионе области развития разных ассоциаций имеют более сложное расположение, однако

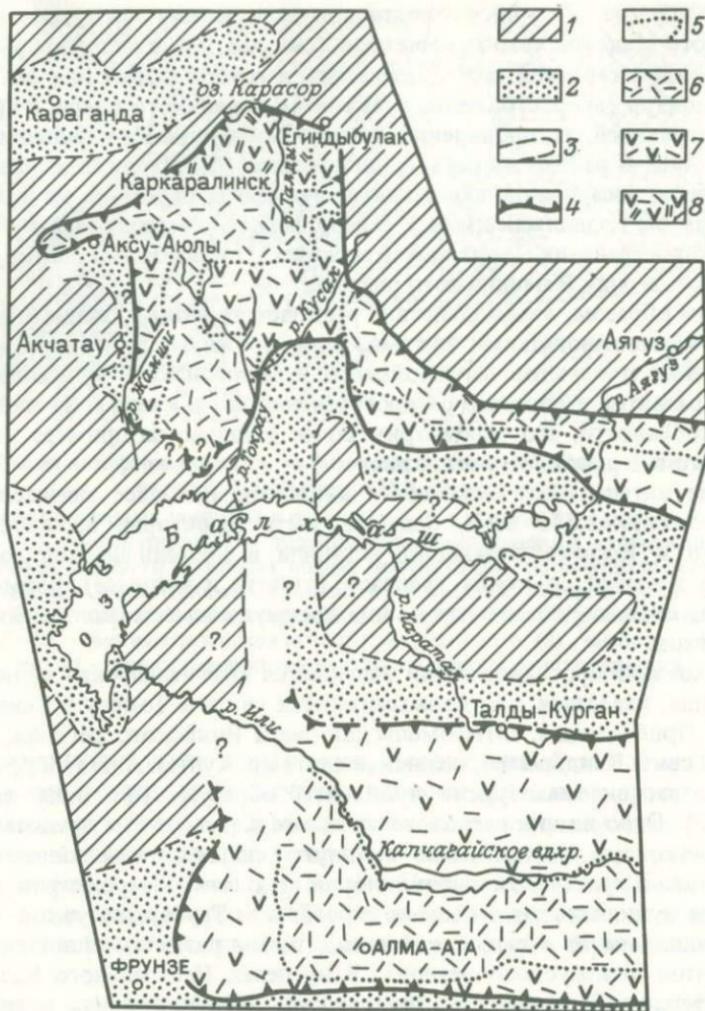


Рис. 55. Схема распространения вулканитов верхов нижнего карбона.

Области: 1 — отсутствия осадконакопления, 2 — осадочной аккумуляции; границы областей: 3 — осадочной аккумуляции, 4 — проявления вулканизма конца раннего карбона, 5 — разных вулканических ассоциаций; области вулканизма: 6 — преимущественно липаритового, 7 — контрастного, 8 — непрерывного

вытянутость их в широтном или меридиональном направлении весьма отчетлива.

Контрастная андезит-липаритовая ассоциация вулканитов в Токрауском регионе образует две резко выраженные меридиональные полосы, одна из которых приурочена к зоне Центрально-Казахстанского разлома на востоке региона, а другая — на западе — к зоне Жамшинского разлома. Для развития липаритовой ассоциации расположены взаимно перпендику-

лярно. Одно из них прослеживается в меридиональном направлении, разделяя области контрастного вулканизма, другое — в широтном. Севернее широтной полосы расположена область развития непрерывной андезит-дацит-липаритовой ассоциации. Граница смены этих ассоциаций приурочена к системе расколов Успенской тектонической зоны.

Таким образом, расположение полей разных ассоциаций визе-намюрских вулканитов указывает на отчетливую линейность, обусловленную связью с зонами глубинных широтных или меридиональных разломов. В узлах их сочленения изменяется ориентировка полей вулканитов.

К началу среднего карбона область развития вулканических процессов сокращается и лишь в Северо-Восточном Прибалхашье наблюдается увеличение ее площади за счет смещения фронта вулканизма на север по сравнению с каркаралинским временем (рис. 56). Преимущественным развитием в это время в Центральном Казахстане пользуются андезитовидные породы, известные под названием калмакэмельской свиты, в то время как в Южной Джунгарии формируется толща кремнекислых вулканитов батпакской свиты. Для Северо-Балхашской и Баканасской впадин общая ориентировка области вулканизма и разных ассоциаций вулканитов остается субширотной, сменяясь субмеридиональной в зоне сочленения Северо-Балхашской и Токрауской впадин. В последней резко выделяются меридиональная зона Центрально-Казахстанского разлома, где образуются преимущественно туфогенно-осадочные породы, а также широтная полоса на севере впадины, где преобладают пирокластические накопления. Эта широтная полоса совпадает с Успенской зоной, фиксируя тем самым ее активность и в среднем карбоне.

В конце среднего — начале позднего карбона область вулканизма сокращается за счет сужения его площади в Токрауской впадине, в то время как в остальных регионах она остается примерно в тех же границах. Если в Центральном Казахстане в это время развиты липаритовые породы, то на юге Казахстана, в Джунгарии, вулканические продукты имеют среднеосновной состав. Общая ориентировка вулканитов на юге остается широтной. На севере территории широтное поле распространения средне-верхнекарбонových вулканитов состоит как бы из двух полос, кулисообразно (через Центрально-Казахстанский разлом) продолжающих друг друга.

В позднем карбоне — ранней перми вулканизм характеризуется липаритовым типом извержений, но в ряде мест — в зоне Центрально-Казахстанского разлома, а также вдоль разломов тянь-шаньского направления в хр. Кетмень — отмечаются и более основные разности пород. Общая ориентировка полей развития вулканитов — широтная, но в Токрауском регионе заметно индивидуализирована меридиональная зона Центрально-Казахстанского разлома на востоке и начинает проявляться меридиональная ориентировка полей вулканитов на западе — к югу от пос. Актогай (Жамшинская зона разломов).

В перми вулканизм охватывает более обширные территории, чем в карбоне. В целом ареал его распространения примерно соответствует таковому в визе-намюрское время. Однако, во-первых, резко выражается дискретность распространения вулканизма и, во-вторых, вулканическими про-

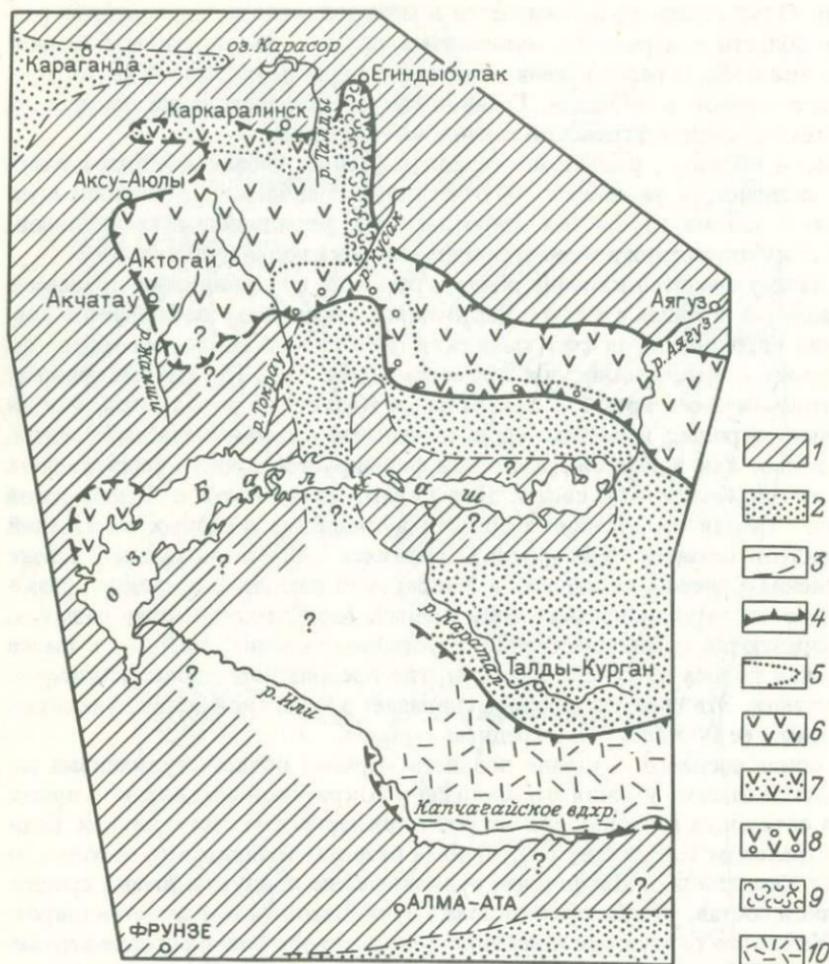


Рис. 56. Схема распространения вулканитов верхов нижнего — низов среднего карбона.

Области: 1 — отсутствия осадконакопления, 2 — осадочной аккумуляции; границы областей: 3 — осадочной аккумуляции, 4 — проявления вулканизма, 5 — разных вулканических ассоциаций; области накопления пород преимущественно андезитового и андезитово-дацитового состава: 6 — лавовых и туфовых, 7 — туфовых и туфогенно-осадочных, 8 — лавовых, с мощными пачками конгломератов в основании, 9 — туфогенно-осадочных; 10 — области накоплений преимущественно кремнекислых вулканитов

цессами охватывается территория, прилегающая непосредственно к оз. Балхаш. Наиболее интенсивно пермский вулканизм проявился в Токрауском регионе в меридиональной полосе от оз. Карасор до оз. Балхаш (рис. 57), захватив в дальнейшем и южное побережье последнего. Общее очертание полей вулканитов к концу перми приобретает заметно выра-

женный ступенчато-угловатый характер, обусловленный локализацией продуктов вулканизма вдоль меридиональной Жамшинской глубинной зоны на западе Токрауского региона, а также широтных расколов в Илийском регионе и Северо-Восточном Прибалхашье.

Как видим, области распространения тех или иных характерных вулканических ассоциаций в разные отрезки времени не остаются постоянными. Однако ориентировка областей, как правило, линейная, а во взаимном расположении вулканических зон намечается определенная закономерность. Прежде всего наблюдается постоянная или, во всяком случае, длительная приуроченность к одним и тем же местам смены тех или иных особенностей вулканизма. Так, в меридиональной зоне Центрально-Казахстанского разлома устойчиво сохраняется специфика процессов вулканизма каждого из отрезков времени (от конца визе до начала перми). Подобного же типа соотношения отмечаются вдоль широтного отрезка р. Или и в Северо-Восточном Прибалхашье. Ряд зон разломов проявляется не постоянно, а как бы в пульсирующем режиме. Например, меридиональная Жамшинская зона на западе Токрауского региона в визе-намурское время, так же как и зона Центрально-Казахстанского разлома, характеризуется контрастным андезито-липаритовым вулканизмом. В перми Жамшинская зона вновь отчетливо выражена. Она контролирует распространение контрастной трахибазальт-трахилипаритовой ассоциации.

Подобная линейность и устойчивость границ смены ассоциаций

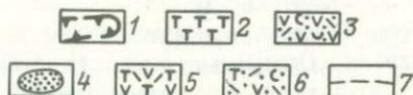
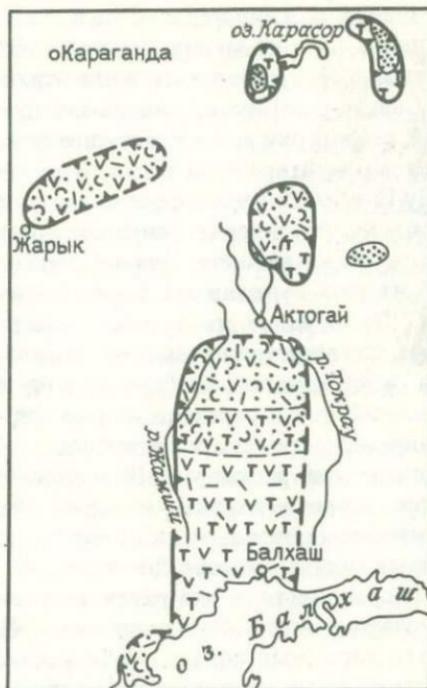


Рис. 57. Схема распространения пермских вулканических ассоциаций Токрауского региона.

1 — граница области распространения вулканических ассоциаций; 2 — контрастная трахибазальт-трахилипаритовая ассоциация; 3 — "слоистого сложения" ассоциации кремнекислых вулканических пород с андезитоидами на разных уровнях второй половины нижней перми (бугулинского типа), 4 — терригенные образования низов верхней перми, 5 — верхнепермской ассоциации повышенной щелочности кремнекислых и средне-основных вулканических пород с терригенными породами, 6 — преимущественно липаритовая ассоциация верхов нижней перми, сменяющейся трахибазальт-трахилипаритовой ассоциацией верхней перми; 7 — границы вулканических ассоциаций

вулканитов свидетельствует о ведущей роли расколов глубокого заложения в выводе магматического материала на дневную поверхность и о длительном функционировании этих зон расколов.

Северо-восточные и северо-западные глубинные зоны для рассматриваемой территории имеют меньшее значение. Последнее направление фиксируется ориентировкой полей вулканитов в Баканас-Алакульской впадине и Чу-Илийских горах. Северо-восточное направление подчеркивается контуром развития верхнепалеозойских вулканитов на крайнем северо-западе Токрауского региона. Однако зональность в размещении продуктов каждой из эпох вулканизма даже в этих участках широтная или меридиональная. Как в более широком плане развитие складчатых структур Казахстана подчиняется взаимодействию ортогональной сети глубинных расколов меридионального (уральского) и широтного (тянь-шаньского) направлений, так и размещение и конкретное проявление фаціальности вулканических процессов конца палеозоя определяются широтными и меридиональными расколами. Взаимодействие расколов этих направлений дает более сложную картину конкретного выражения вулканизма в узлах их взаимного пересечения, как мы это видим на западе Илийского или в различных местах Токрауского региона.

Так, на востоке Токрауского региона на протяжении конца палеозоя отмечается меридиональная зона Центрально-Казахстанского разлома. Более детальный анализ особенностей размещения в этом районе магматических масс, подводящих каналов и мощностей вулканитов показывает сложное пространственное и временное расположение путей выхода расплава на поверхность.

Зона Центрально-Казахстанского разлома, ограниченная на востоке собственно Центрально-Казахстанским, а на западе Казпаганским глубинными разломами, как и прилегающая к ней часть Токрауской впадины, наиболее насыщена подводящими каналами. Последние или вытянуты в меридиональном направлении параллельно зоне разлома, или секут ее, образуя цепочки широтного и северо-западного направления. С удалением от зоны разлома на запад роль меридиональной ориентировки подводящих каналов резко уменьшается. Сходным образом меняется ориентировка и интрузивных масс. Но во времени ориентировка магмопроницаемых зон меняется. Так, если в каркаралинское и калмакэмельское время (ранний — средний карбон) здесь преобладают субширотные зоны проницаемости, то в керегетасское (средний — поздний карбон) — меридиональные. Это направление максимально проявляется во время формирования гранитов верхнекарбонного Калдырминского комплекса, прослеживаемых на поверхности и по геофизическим данным на глубине в виде меридиональной полосы от гор Бохты на севере до гор Темирши на юге. В архарлинское время (поздний карбон — ранняя пермь) вновь усиливается роль расколов субширотного направления. Таким образом, зона Центрально-Казахстанского разлома, подчеркиваемая также максимальными мощностями вулканитов, при общей меридиональной ориентировке проявляется на ранних стадиях развития орогена как своеобразная система широтных магмоподводящих расколов. Очевидно, это связано

с влиянием широтной глубинной зоны Хобдинско-Карагандинской системы на севере Токрауского региона. Действительно, именно здесь отмечается своеобразная область развития непрерывной, андезит-дацит-липаритовой визе-намюрской ассоциации. А в региональных геофизических полях на севере Токрауского региона отчетливо выделяется зона широтно вытянутых разломов глубокого заложения (см. рис. 49). Сами же глубинные зоны неоднородны по характеру составов вулканитов. Это наглядно иллюстрируется особенностями распределения разных типов визе-намюрских вулканогенных ассоциаций на севере Токрауского региона, где для зоны Центрально-Казахстанского разлома характерна контрастная андезит-липаритовая ассоциация, сменяющаяся на коротком отрезке (юго-восточнее гор Кент) липаритовой, основное поле выходов которой находится западнее. Здесь уже, несомненно, сказывается влияние расколов широтного направления Успенской тектонической зоны.

Глубинные зоны построены сложно. Положение их в пространстве в целом остается постоянным, однако в разные отрезки времени отдельные их части функционируют по-разному. Выше уже говорилось о пульсирующем характере проявления некоторых зон в позднем палеозое, например Жамшинской меридиональной зоны. Эта зона имеет "пульсирующий" характер и по простиранию: позднепермский вулканизм в ее пределах смещается к югу, наследуя и трассируя зону раннепермского вулканизма (см. рис. 57).

Сравнение выделяемых по особенностям вулканизма устойчивых линейных зон с теми зонами глубинных разломов, которые выявляются геофизическими методами, показывает достаточно отчетливое совпадение их. Несомненно, именно специфика глубинной активизации по зонам трансрегионального характера и определила своеобразие вулканизма и размещения его продуктов конца палеозоя в Казахстане.

Эти связи вулканических процессов с линейными зонами широтного или меридионального направления можно выявить также при анализе петрохимических характеристик продуктов карбонового и пермского вулканизма.

Изменения по латерали кремнекислотности и щелочности вулканитов Токрауского региона происходят в пространстве и во времени и зависят от положения вулканических массивов в общей структуре региона.

Отмечается несколько типов латеральной зональности в изменении петрохимических характеристик каждого из стратиграфических подразделений. В общем плане они сводятся к тому, что с удалением от внутренних частей Токрауского региона к его периферии, т. е. от области поздних варисцид (Балхашское поднятие) к ранее стабилизированному обрамлению, в целом щелочность пород и, прежде всего, содержание в них калия возрастает. Северные части Токрауского региона противопоставляются его южным частям с границей раздела, расположенной примерно на широте гор Кызылрай. В целом вулканиты северной части всего региона (включая и зону Центрально-Казахстанского разлома) более высокощелочные (и калиевые), чем породы южной части региона. При общей тенденции к обогащению щелочами позднеорогенных вулканитов пермские вулканиты

юга данной области по этим характеристикам соответствуют часто среднеорогенным вулканитам севера Токрауского региона. Таким образом, отличие севера и юга Токрауского региона охватывает весь интервал времени вулканической деятельности, что, очевидно, обусловлено глубокими различиями в строении их фундамента. Помимо широтной зональности в химизме вулканитов не менее четко проявлена и меридиональная. Прежде всего это касается зоны Центрально-Казахстанского разлома, своеобразие которой заключается в том, что в каждую из эпох вулканизма породы вулканических массивов этой зоны как в южной, так и в северной части Токрауского региона отличаются по петрохимическим характеристикам от пород массивов, расположенных непосредственно западнее ее.

Но петрохимическая зональность и меридионального и широтного планов не остается постоянной для разных отрезков времени. Так, наиболее основные разности пород в каркаралинское и калмакэмельское время присутствуют в зоне разлома, а в керегетасское и архарлинское время они отмечаются уже за ее пределами. В этом отношении особенно выразительно поведение щелочей. В каркаралинское время в зоне разлома локализируются наиболее высокощелочные (и высококальциевые) разности пород, в то время как к западу от нее трассируется меридиональная полоса наименьшей щелочности. В калмакэмельское время максимум щелочности пород сдвигается из зоны разлома на запад и накладывается на предшествующий каркаралинский минимум. Такое явление — характернейшая особенность изменчивости химизма всего верхнепалеозойского разреза Токрауского региона.

Не менее заметна роль меридиональной зоны на западе Токрауского региона, совпадающей с зоной Жамшинского глубинного разлома. В пределах последней раннеорогенные вулканиты более щелочные, чем прилегающие с востока породы вулканических массивов Токраусской впадины.

Существенно также влияние и глубинных зон широтного направления. Одна из них, как уже говорилось, определяет особенности размещения среднеорогенных вулканитов Токрауского региона и особенности максимумов и минимумов щелочности пород, трассируясь через горы Кызылрай. Другая важнейшая зона широтного направления, отчетливо выделяющаяся в раннеорогенный этап вулканизма наименьшей щелочностью пород и присутствием наиболее основных разностей базальтоидов, фиксируется на широте гор Жельтау и Кошкар — на границе Токрауской впадины и Балхашского поднятия. Она предопределяет в целом принципиальные отличия Каркаралинско-Кызылрайского района (Северо-Токрауской впадины) от Северного Прибалхашья (Южно-Токрауской впадины).

Важное значение имеет широтная структура, трассирующаяся на широте пос. Карагайлы и гор Кент, в общем плане совпадающая с восточным окончанием Успенской тектонической зоны. В каркаралинское время севернее этой зоны формируется непрерывная андезит-дацит-липаритовая серия пород в противоположность исключительно липаритовой ассоциации южнее нее. В перми зона вновь активизируется, ограничивая с севера проявления вулканизма конца раннепермской эпохи с ярко выраженной тенденцией к росту щелочности с юга на север, по направлению к этой зоне.

Подобное взаимодействие меридионального и широтного типов зональности химизма вулканогенных пород определяет сложную картину распределения в пространстве и эволюции во времени особенностей вещественного состава вулканогенных образований Токрауского региона. Уже подчеркивалось, что эти особенности изменения химизма пород находятся в соответствии с общим рисунком характера размещения вулканогенных ассоциаций, что, таким образом, свидетельствует о взаимосвязанности процессов вулканизма с общей структурной особенностью региона.

Если сравнить особенности размещения по латерали вулканических ассоциаций с общим глубинным строением Казахстана, то наглядно выступает связь этих особенностей с зонами глубинных разломов.

Вместе с тем анализ особенностей размещения и петрохимической характеристики вулканитов позволяет выделить глубинные зоны, не нашедшие должного отражения в интерпретации геофизических полей или намеченные фрагментарно. Так, по комплексу признаков на западе Токрауского региона (несколько восточнее меридиана пос. Акчатау) отчетливо трассируется меридиональная Жамшинская зона. Столь же выразительно выделяются широтные глубинные зоны в пределах Токрауского региона. Одна из них совпадает с северным бортом Балхашского поднятия. К ней приурочены наиболее основные и наименее калиевые разности базальтоидов каркаралинской свиты, характеризующиеся толеитовой тенденцией. Эта зона как бы продолжает к западу выделяющийся на востоке Казахстана Акчатау-Зайсанский глубинный разлом. Другая широтная зона на севере Токрауского региона в общем плане наследует направление глубинных расколов Успенской тектонической зоны.

Выделенные зоны, характеризующиеся сменой тех или иных признаков вулканогенных пород, устойчивы в пространстве и функционируют в течение всей эпохи вулканизма конца палеозоя, усиливаясь или ослабевая в разные отрезки времени. Эти зоны, следовательно, представляют собой не что иное как структуры повышенной эндогенной активности.

Проведенный анализ некоторых особенностей геологического строения Казахстана, характера размещения орогенных вулканитов и их фациально-вещественных характеристик с учетом данных геофизических наблюдений выявил огромное значение скрытых линейных глубинных структур в строении и развитии этой территории. В пределах палеозойского массива Казахстана выделяется система меридиональных и широтных зон, выходящих далеко за его пределы. Данные структуры в разные отрезки времени проявляются по-разному. Они функционируют в разных геоструктурных обстановках и областях, а также в течение различных геологических эпох, что, несомненно, свидетельствует об их глубоком заложении и сквозном характере.

Сквозные структуры оказывают определяющее влияние на металлогенические особенности Казахстана. На роль глубинных линейных структур в размещении эндогенного оруденения в Казахстане уже давно обращалось пристальное внимание. Так, М.П. Русаковым в 1930 г. и И.С. Яговкиным в 1928 и 1932 гг. были выявлены важное значение Успенской и Спасской зон разломов и смятия в геологическом строении Центрально-

го Казахстана и приуроченность к ним полиметаллических и медных месторождений. Ими было подмечено, что гидротермальные медные и полиметаллические месторождения располагаются преимущественно в висячем боку разрывных нарушений в пределах этих глубинных зон и имеют генетическую связь не с крупными гранитоидными батолитами, а с более поздними их кислыми дериватами.

В дальнейшем разломам глубокого заложения и длительного развития придается все большее и большее значение в размещении рудных месторождений в Казахстане, что нашло отражение на первой металлогенической карте этого региона. При этом К.И. Сатпаевым подчеркивалось, что помимо физико-механических особенностей рудовмещающих комплексов пород особую роль в распределении эндогенных рудных образований играют глубокие региональные разломы субмеридионального субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений и, прежде всего, узлы их пересечения, к которым приурочены наиболее крупные промышленные концентрации медного, полиметаллического и редкометального оруденения. В последующие годы это направление развивалось Г.Н. Щербой, разработавшим представление о глубинных подвижных зонах и геотектоногенах, об их значении для металлогении. В то же время Г.Н. Щерба и др. [49] подчеркивают, что в пределах Жарма-Саурского геотектоногена, имеющего общее северо-западное простирание, важное рудоконтролирующее значение имеют скрытые глубинные структуры широтного и меридионального направлений, определяющие размещение прогнозируемых рудных узлов позднегерцинской минерализации. Подобная линейность в размещении эндогенных месторождений, не имеющая прямой связи с общей структурно-фациальной зональностью регионов, отмечается для Северного Казахстана (М.А. Абдулкабирова), Каркаралинского района Центрального Казахстана [13], Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского ... , 1977 г.) и других регионов.

Таким образом, вполне закономерно возникает вопрос о влиянии структур сквозного типа на эндогенную минерализацию. Для решения его были систематизированы и вынесены на схему проявления эндогенной минерализации, связанные с магматической деятельностью преимущественно орогенного и в меньшей степени позднегеосинклинального этапов развития палеозоид Казахстана: медно-порфировые, медно-колчеданные, полиметаллические, редкометальные, золотые и железо-марганцевые. Эти проявления эндогенной минерализации размещаются на территории Казахстана дискретно (рис. 58). Выделяются районы, насыщенные эндогенной минерализацией, и такие, где она развита слабо или отсутствует вовсе, хотя магматические образования представлены весьма широко. В целом области распространения эндогенной минерализации группируются в несколько полос.

На крайнем юге Казахстана выделяется несколько узлов минерализации, в целом трассирующихся в широтном направлении примерно вдоль 43-й параллели. Это преимущественно полиметаллические месторождения: на крайнем востоке — Туюк, западнее — Каскелен и Кастекское, еще за-

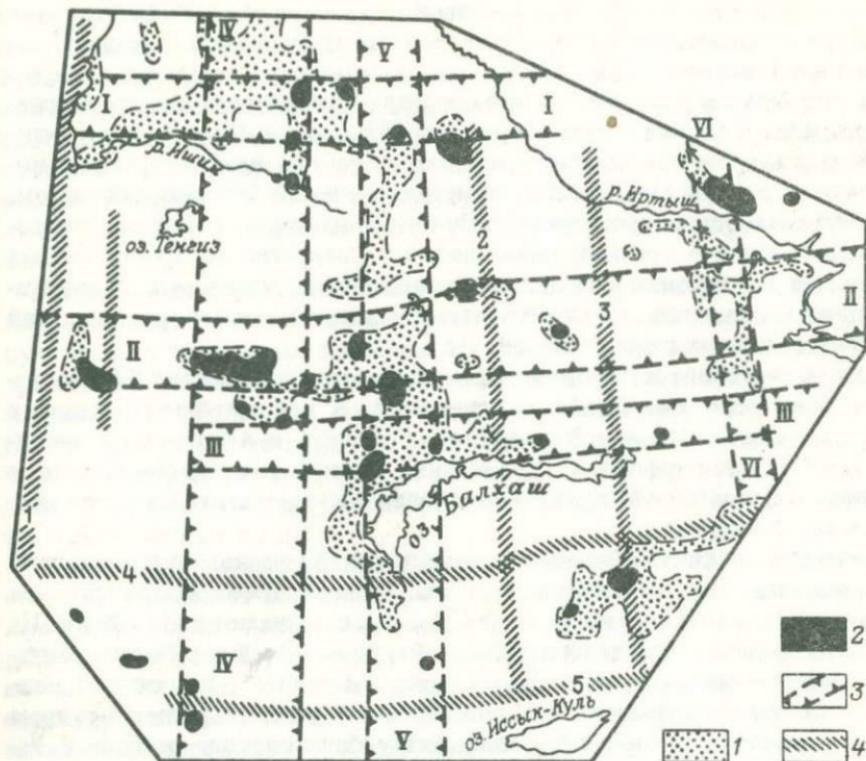


Рис. 58. Особенности размещения эндогенной минерализации в пределах палеозойского массива Казахстана.

Области развития: 1 – эндогенной минерализации, 2 – наиболее интенсивной эндогенной минерализации; 3 – рудоконцентрирующие структуры: I – Аксу-Павлодарская, II – Дзезказган-Успенская, III – Прибалхашская, IV – Степняк-Атасуйская, V – Бозщекуль-Балхашская, VI – Тарбагатайская; 4 – некоторые глубинные разломы: 1 – Улутауский, 2 – Центрально-Казахстанский, 3 – Текелийский, 4 – Баканас-Кзылординский, 5 – Северо-Тянь-Шаньский

паднее – Гранитогорское и, наконец, на крайнем западе ряд проявлений в юго-восточной части хр. Каратау, где помимо полиметаллических месторождений отмечаются железорудные (Абаил и Ирису). Эта полоса эндогенной минерализации обнаруживает отчетливую связь с простиранием глубинных расколов, определяющих общую структурно-фациальную зональность складчатых сооружений Тянь-Шаня, за исключением хр. Каратау. В то же время эти же узлы отчетливо вписываются в общую систему и меридиональных поясов рудной минерализации Казахстана.

Далее к северу, также в пределах Южного Казахстана, выделяется достаточно широкая полоса (в пределах 44° – $45^{\circ}30'$), насыщенная разнообразной эндогенной минерализацией. На востоке – это серия проявлений в пределах разных структурных зон Джунгарии с такими известными рудными узлами, как Текелийский и Малайсаринский. Западнее на этой же

широте находятся рудоносные районы Чу-Илийских гор и на крайнем западе — Шалкиинское полиметаллическое месторождение хр. Каратау. Зоны эндогенной минерализации на востоке отчетливо трассируются в широтном направлении в соответствии с простираем главнейших структурно-фациальных зон складчатых сооружений Джунгарии. Однако они прослеживаются не сплошной полосой, а образуют уступы, наиболее резко выраженный из которых приходится на меридиональный Текелийский разлом. Простираения складчатых структур Чу-Илийских гор и хр. Каратау северозападные, так же ориентированы цепочки дискретно распространенных в них зон минерализации, однако местоположение узлов рудной минерализации подчиняется общей региональной зависимости от ортогональной системы сквозных глубинных зон.

Вдоль северного побережья оз. Балхаш, отвечая примерно 47-й параллели, прослеживается Прибалхашская зона. К ней приурочены цепочки рудных узлов, таких как Каратаский, Саякский и Актогайский, месторождение медно-порфировых руд Медный Коунрад, а на крайнем востоке (хребты Тарбагатай и Манрак) — ряд узлов редкометальной, а также медной минерализации.

Севернее, рассекая области с разным геотектоническим режимом, трассируется наиболее насыщенная месторождениями Джезказган-Успенская зона. Она расположена между 48 и 49° с. ш., ширина ее около 100 км. На западе в пределах этой зоны находятся марганцевое месторождение Джезды и медные месторождения Джезказгана, восточнее — железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Атасуйского региона, рудные узлы разнообразной минерализации Актау-Моинтинского региона и Успенской зоны, полиметаллическое месторождение Карагайлы и узлы другой эндогенной минерализации этого же района. Она вмещает также медно-колчеданные месторождения Космурун и Акбасту Чингизского мегантиклинория, узлы разнообразной эндогенной минерализации Жарма-Саурского геотектоногена. Рудные узлы в пределах Джезказган-Успенской зоны размещаются дискретно, попадая также в зоны воздействия системы меридиональных глубинных структур.

Наконец, на севере палеозойского массива Казахстана протягивается в широтном направлении в пределах 52–54° с. ш. мощная зона с разнообразной эндогенной минерализацией (проявления Аксу-Кокчетавского и Майкаин-Бозщекульского регионов).

Скопления проявлений эндогенной минерализации трассируются также в виде полос меридионального простираения. Наиболее выразительна Бозщекуль-Балхашская зона (73–75° в. д.). В нее входят Каджанчадская группа медных месторождений, Кайрактинское месторождение полиметаллических руд, Акчатауское редкометальное месторождение, Каратаский рудный узел и иные многочисленные проявления разных типов эндогенной минерализации Северо-Западного Прибалхашья, восточной части Бетпак-Далы и других регионов. К этой же зоне приурочены и месторождение Медный Коунрад, а также рудные узлы Киргизского хребта и гор Киндыктас.

К западу от Бозщекуль-Балхашской зоны выделяется Степняк-Атасуй-

ская ($71^{\circ}30' - 72^{\circ}$ в. д.), прослеживающаяся от окрестностей пос. Аксу на юг в район г. Целинограда и далее в центральные части Бетпак-Далы. Рудоконцентрирующая роль этой зоны особенно ярко выражена в северной части Казахстана, где М.А. Абдулкабирова отмечала, что вдоль Аксуйского разлома локализованы рудные узлы с общей сменой с юга на север от полиметаллических месторождений Александровской группы к золото-редкометалльным концентрациям Аксуйской группы. В Бетпак-Дале к зоне тяготеют редкометалльные (месторождения Караоба) и другие проявления.

На западе палеозойского массива Казахстана можно видеть еще одну меридиональную зону (в пределах $67 - 68^{\circ}$ в. д.), включающую Улутаускую систему глубинных расколов. На севере в этой зоне сосредоточены проявления различной эндогенной минерализации Приишимья, а южнее — марганцевые (Джезды и др.) и медные (Джезказган) месторождения. На крайнем юге в ее пределах размещается Шалкиинское полиметаллическое месторождение. Проявления минерализации в зоне располагаются дискретно, попадая в зону воздействия также широтных полос минерализации, отмеченных выше.

Восточнее Бозщекуль-Балхашской зоны между 81 и 82° в. д. фиксируется Тарбагатайская меридиональная зона, охватывающая известные рудные узлы Рудного Алтая, многочисленные проявления Жарма-Саурского региона, хребтов Тарбагатай и Джунгарский Алатау. Характерно, что, несмотря на общее северо-западное простираие многих складчатых структур этой части Казахстана, рудные узлы трассируются в виде полос меридионального и широтного простираия, на что уже обращалось внимание рядом исследователей [49]. Данная полоса проявлений эндогенной минерализации совпадает с зоной Тарбагатайского глубинного разлома.

Таким образом, площади распространения эндогенной минерализации палеозойского массива Казахстана в большинстве своем образуют систему широтных и меридиональных зон. В узлах пересечения зон разного направления картина размещения эндогенной минерализации более сложная. Так, на пересечении меридиональной Бозщекуль-Балхашской широтных Джезказган-Успенской и Прибалхашской зон ареал распространения эндогенной минерализации расширяется. Вместе с тем здесь более разнообразна сама рудная минерализация. Особое значение подобные узлы пересечений имеют для локализации наиболее интенсивной эндогенной минерализации (см. рис. 58).

Указанные площади размещения эндогенной минерализации Казахстана обнаруживают отчетливую связь с системами сквозных структур, выделенных по комплексу геофизических и геологических признаков. Взаимоотношение площадей развития эндогенной минерализации со структурами сквозного типа позволяет выявить некоторые новые важные моменты в металлогении Казахстана. Выделяются структуры сквозного типа, насыщенные интенсивной эндогенной минерализацией. Подобные структуры сквозного типа, характеризующиеся длительной и сложной историей и определяющие размещение наиболее крупных рудных объектов, выделены как рудоконцентрирующие [39]. В пределах палеозойского массива Ка-

захстана выделяется сеть широтных и меридиональных рудоконцентрирующих структур.

Среди широтных рудоконцентрирующих структур наиболее выразительна Джезказган-Успенская, прослеживаемая в различных геоструктурных областях Центрального и Восточного Казахстана. На западе и востоке региона она подчеркивается широтными простираниями полей развития ниже-среднедевонских, средне-верхнедевонских и верхнепалеозойских вулканитов, проявляясь по отношению к ним в виде своеобразного барьера. На севере Токрауского региона эта структура фиксируется широтной ориентировкой полей развития фациальных зон вулканитов разных стратиграфических уровней верхнего палеозоя. Особенно резко Джезказган-Успенская структура выражена присутствием только в ее пределах (на западе) проявлений фаменского рифтогенного, по мнению М.К. Бахтеева и др. (1977 г.), вулканизма. Характернейшая особенность Джезказган-Успенской зоны — отчетливая связь ее металлогении с вулканизмом. Так, связь железо-марганцевого и полиметаллического оруденения атасуйского типа с фаменским вулканизмом подчеркивается А.Б. Веймарном, М.В. Мартыновой и другими исследователями.

Становление Джездинского марганцевого месторождения, по мнению А.А. Максимова и А.З. Петренко, также обусловлено процессами вулканизма позднего девона. Источником свинца Карагайлинского месторождения ряд исследователей считает гидротермы вулканизма фаменского века [30]. Отмечается отчетливая приуроченность медистых песчаников месторождения Джезказган к узлу пересечения широтных и меридиональных разломов и вполне вероятное влияние на его формирование процессов поствулканической деятельности [30]. Наконец, известные медные месторождения Акбастау и Космурун Чингизского региона рассматриваются как колчеданные [30].

Следует подчеркнуть, что в узле пересечения Джезказган-Успенской структуры с меридиональной Бозшекуль-Балхашской проявляются редкометалльные и другие месторождения, обязанные уже гранитоидному магматизму.

Простирающаяся южнее Прибалхашская рудоконцентрирующая структура шириной 40–60 км характеризуется преимущественно медным типом минерации. Здесь определяющими являются медно-порфировые месторождения. Это известное месторождение Медный Коунрад, Актогайское месторождение. Проявления меди отмечаются также на крайнем востоке этой структуры, в хр. Саур. К западу от месторождения Медный Коунрад располагается Каратасский рудный узел с многочисленными проявлениями разнообразной эндогенной минерализации (в том числе и медной), причина которой, как представляется, — своеобразная структурная позиция данного узла, находящегося в зоне пересечения широтной Прибалхашской и меридиональной Бозшекуль-Балхашской структур. Эта структура находится в зоне влияния Арало-Балхашской системы глубинных расколов, одним из составляющих которых в Северном Прибалхашье является Бектауатинский глубинный разлом.

В геологическом отношении Прибалхашская структура подчеркивается

на западе (в Бетпак-Дале) широтной ориентировкой области развития средне-верхнедевонских вулканитов, выступая в роли своеобразного барьера для их распространения к югу. В Токрауском регионе структура играет барьерную роль, ограничивая с юга область распространения раннеорогенных вулканитов конца палеозоя.

В Южном Казахстане проявления эндогенной минерализации распределены дискретно, образуют две зоны сгущения широтного направления, одна из которых (на юге) тяготеет к Северо-Тянь-Шанской системе расколов глубокого заложения, а другая (на севере) находится в зоне влияния Баканас-Кзылординской системы расколов. Своеобразное "барьерное" влияние этих зон на размещение орогенных вулканитов сказывается, по-видимому, и на общем пространственном распределении эндогенной минерализации в Южном Казахстане. Однако положение многих рудных узлов здесь определяется влиянием систем глубинных структур и меридионального направления, трассируемых из Центрального Казахстана.

В северной части Казахстана выделяется Аксу-Павлодарская рудоконцентрирующая структура, которая помимо глубинных широтных расколов отчетливо фиксируется особенностями размещения орогенных девонских вулканитов. Северная ее граница определяет южный край распространения девонских вулканитов на Кокчетавской глыбе. Южная граница зоны служит барьером для развитых южнее вулканитов девона Экибастуз-Майкаинского района и кайнотипных мезозойских вулканитов. В осевой части зоны на западе присутствует поле девонских вулканитов, ориентированное в широтном направлении. Металлогенический профиль этой структуры разнообразный, но одним из ведущих являются меднорудные (Бозщекуль, Экибастуз и другие проявления).

Среди меридиональных рудоконцентрирующих структур отчетливее всего выражена Бозщекуль-Балхашская. Ширина ее составляет около 100 км. Примечательная геологическая особенность данной структуры — влияние на размещение орогенных вулканогенных серий Казахстана. Однако в различных ее частях это проявляется по-разному. Так, западная граница структуры, совпадающая с одной из восточных ветвей Омско-Караджалской системы глубинных дислокаций, на севере Казахстана ограничивает с запада поле развития ниже-среднедевонских и средне-верхнедевонских вулканитов. В южной части Центрального Казахстана она служит своеобразным барьером для распространения на запад девонских, что особенно отчетливо проявлено на отрезке от пос. Моинты до пос. Сарышаган, а также верхнепалеозойских вулканитов. Восточное ограничение Бозщекуль-Балхашской структуры, также влияя на характер распределения орогенных вулканитов, более явно выражено в фациальных особенностях позднепалеозойского вулканизма. Именно к нему приурочена меридиональная Жамшинская зона контрастной андезит-липаритовой формации визе — намюра Токрауского региона. В пределах этой же полосы наиболее широко развиты пермские вулканиты Токрауского региона. В осевой части Бозщекуль-Балхашской структуры, в районе пос. Пролетарского, отмечается меридиональная цепочка выходов кайнотипных вулканитов аюлинского комплекса.

Металлогенический профиль ее определяется в основном медными месторождениями, но на юге, в Карагандинском регионе, отмечаются также золоторудные, а далее на юг, к оз. Балхаш, редкометальные, полиметаллические, железо-марганцевые и другие проявления. Особенно широкий спектр эндогенной минерализации отмечается в узлах пересечения этой структуры с широтными Джезказган-Успенской и Прибалхашской.

Западнее выделяется Степняк-Атасуйская рудоконцентрирующая структура (ширина ее около 100 км), совпадающая в целом с Омско-Караджальской системой глубинных дислокаций. К западной ее части приурочен Шучинский глубинный разлом, а к восточному ограничению — Аксуйский. Эти системы разломов долгоживущие: они определяли внедрение и размещение ордовикских гранодиоритов крыккудукского комплекса и оказали существенное влияние на размещение девонских вулканитов. Аксуйский разлом как бы ограничивает с запада область интенсивного проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма варисцид Центрального Казахстана.

В разных частях палеозойского массива Казахстана металлогенический профиль данной структуры определяется различными типами эндогенной минерализации. С севера на юг вдоль зоны Аксуйского разлома золоторудные и редкометальные проявления сменяются полиметаллическими, на что обращала внимание М.А. Абдулкабирова. В Атасуйском регионе, в узле сочленения этой структуры с Джезказган-Успенской, важнейшее значение имеют полиметаллические и железо-марганцевые месторождения. Однако южнее вновь отмечаются редкометальные месторождения (Караоба, Шалгия и др.). В Южном Казахстане вновь основной металлогенический профиль структуре придают железорудные и полиметаллические проявления (на юго-востоке хр. Каратау).

Среди меридиональных структур крайнего запада и востока Казахстана наиболее отчетливое минерагеническое выражение имеют Улутауская и Тарбагатайская, совпадающие с зонами одноименных глубинных разломов. Эти структуры также находят отражение в особенностях размещения вулканитов. Так, в пределах Тарбагатайской структуры наблюдаются резкие изменения простираний области развития верхнепалеозойских (в Джунгари) и девонских (в Тарбагатае) орогенных вулканитов. К западу от Улутауской структуры не распространяются девонские вулканиты Центрального Казахстана.

Проведенное сопоставление размещения по латерали эндогенного оруднения и особенностей строения палеозойского массива Казахстана свидетельствует о важном металлогеническом значении в его пределах ряда структур сквозного типа. Они контролируют размещение наиболее интересных месторождений, и их можно отнести к рудоконцентрирующим. Металлогенический профиль этих структур меняется по простиранию в соответствии с геологическим развитием конкретных регионов, но общим является приуроченность к ним в подавляющем случае наиболее интенсивных проявлений эндогенной минерализации.

Наблюдается отчетливая связь рудоконтролирующих структур с зонами трансрегиональных глубинных расколов, отраженных в геофизических

полях и в характере геологического строения. Структуры эти долгоживущие и в разные отрезки времени проявлялись по-разному. Однако наиболее характерная черта рудоконцентрирующих структур Казахстана — их своеобразный барьерный характер, чаще всего проявляющийся неоднократно. В меньшей степени характерно развитие вулканических процессов в осевых зонах таких структур, за исключением Джекказган-Успенской, которая, по-видимому, поэтому и обладает своеобразным профилем минерации. На современном геологическом срезе данные структуры выражены в завуалированном виде. Напротив, некоторые зоны, отчетливо фиксируемые в виде разрывов, не имеют большого металлогенического значения, например Центрально-Казахстанский разлом.

Одна из существенных черт рудоконцентрирующих структур Казахстана — приуроченность наиболее важных рудных узлов к их бортовым частям. Нам представляется, что это может быть следствием, с одной стороны, более глубинного характера расколов, ограничивающих структуры, а с другой — контрастности движений по разные стороны от этих расколов и соответственно различной лабильности блоков земной коры по разные стороны этих зон. Последнее обстоятельство, возможно, косвенным образом и связано с барьерным характером сквозных зон по отношению к процессам магматизма и особенно вулканическим проявлениям.

Несмотря на изменение металлогенического профиля рудоконцентрирующих структур по простиранию, некоторые из них имеют ярко выраженный определенный тип минерации. Так, Джекказган-Успенская структура контролирует оруденение преимущественно вулканогенного профиля. Именно для этой структуры характерен локальный фаменский вулканизм рифтогенного типа. Наиболее же разнообразный спектр эндогенного оруденения разной генетической связи его с магматизмом свойствен узлам пересечения разноориентированных структур, это обусловлено сложной историей развития в их пределах магматических процессов.

Проведенные исследования показали дискретность распределения проявлений эндогенной минерализации на территории Казахстана, его поясовость или узловый характер и отчетливую пространственную связь со структурами сквозного типа трансрегионального характера. Подобный пространственный парагенез эндогенной минерализации и глубинных структур, очевидно, не случаен и показывает важнейшую роль последних в мобилизации и концентрации рудного вещества. Взаимосвязь истории развития таких глубинных структур с характером проявлений в их пределах магматических и металлогенических процессов далеко еще не раскрыта и требует дальнейшего изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании исследований, проведенных на территории Азии, была выявлена ортогональная сеть скрытых сквозных систем нарушений различного ранга, лежащая в основе существующей дискретности в размещении рудных месторождений. Установлено, что крупнейшие сквозные системы дислокаций по характеру проявления могут быть разделены на два типа. К первому (типу Яньшань) относятся широтные трансконтинентальные зоны дислокаций, развивающиеся в едином структурном плане и не превышающие в ширину 400 км. Ко второму типу принадлежат большинство меридиональных и две широтные трансрегиональные структуры, представляющие собой линейные системы блоков, разнородных по строению и истории развития. Крупнейшим линеаментам второго типа подчинены сквозные системы дислокаций более высоких порядков. Существование подобных систем дислокаций, вне зависимости от их порядка, в качестве единых структурных элементов подтверждается свойственной им общей тенденцией к изменчивости на всем простирании и всех этапах развития. В то же время особенности проявления отдельных звеньев подобных систем зависят от истории развития конкретных регионов.

Сквозные структуры — долгоживущие, большинство их было заложено еще в докембрии. На ранних этапах развития Земли к сквозным системам дислокаций были приурочены древнейшие вулканические пояса с лавами коматитового состава, расслоенными базит-гипербазитовыми плутонами, локальными проявлениями древнейшего щелочного вулканизма. Общей особенностью последующего развития магматизма сквозных систем дислокаций является преимущественная локализация в них контрастных магматических ассоциаций и комплексов повышенной щелочности.

На основании данных, полученных для ряда крупных регионов Азии, установлено, что сквозные системы дислокаций проявляются в характерных морфоструктурных, тектонических, магматических и геофизических признаках. Несомненна также существенная роль литологических признаков, однако имеющиеся по этому вопросу материалы отличаются пока неполнотой. Последовательный анализ этих признаков представляется задачей будущего.

В современном рельефе сквозные системы дислокаций выражены протяженными системами горных поднятий, крупнейшими долинами, цепочками озер, удлинненными заливами морей и т. п., изменением в простирании и изгибах основных морфоструктур, сгущением линейных элементов определенного простирания. В тектонике признаками сквозных систем дислокаций являются отклонения от регионального фона складчатых и разрывных структур, сгущение разломов и узлов их пересечения, повышенная трещиноватость и блоковая расчлененность. К числу магматических признаков относится сгущение магмоконтролирующих структур, барьерных и магмоподводящих, проявляющихся по отношению к эффузивным и интрузивным образованиям, к отдельным магматическим телам, а также к вулканическим поясам и цепочкам интрузий. В геофизи-

ческих признаках сквозные структуры фиксируются повышенной контрастностью полей, зонами смены простираций, знака аномалий и др.

Среди сквозных систем дислокаций по характеру взаимоотношения с ними рудных объектов различного ранга выделяются рудоконцентрирующие структуры различных порядков. Так, рудоконцентрирующие системы дислокаций первого порядка определяют размещение наиболее продуктивных рудных провинций, а подобные структуры подчиненных порядков — наиболее крупных рудных объектов различного состава в пределах этих провинций. На отдельных участках, где сквозная система дислокаций простирается согласно с господствующим структурным планом того или иного региона, с ней могут быть связаны отрезки специализированных рудных поясов.

Во всех главах книги, посвященных описанию отдельных регионов, авторы пытались ответить на вопрос — какие из перечисленных признаков свойственны только рудоконцентрирующим структурам, а какие характерны для всего класса сквозных систем дислокаций. Наиболее общие выводы сводятся к следующему. Среди крупнейших систем сквозных дислокаций рудоконцентрирующие принадлежат к упомянутому второму типу. Что касается структур подчиненных порядков, то отличительные признаки рудоконцентрирующих несходны для разных регионов и не везде проявлены. В частности, в Алдано-Становой области такими признаками являются сосредоточение магматических комплексов, от архейских до мезозойских, с ультраосновными породами и телами кимберлитов, а также ведущая роль рудоконцентрирующих зон в определении тектоно-магматической зональности области и сопредельных регионов. В Казахстане рудоконцентрирующие системы дислокаций выделяют по их барьерной роли относительно гранитоидов и вулканитов девона и верхнего палеозоя, а также по выражению в геофизических полях в виде зон смены ориентировки или интенсивности магнитных и гравиметрических характеристик. Некоторым рудоконцентрирующим структурам присущ локально проявленный трахибазальт-трахилипаритовый магматизм рифтогенного типа.

В Приморье рудоконцентрирующие структуры характеризуются особенно интенсивным блоковым дроблением, повышенной макротрещиноватостью и сложностью структурно-литоморфных комплексов. Для рудоконцентрирующих структур Приморья типично также скопление узлов длительной эндогенной активности с магматизмом, отличающимся от магматизма других сквозных структур концентрацией наиболее основных и щелочных разностей, наибольшим диапазоном возраста и состава изверженных пород. Интрузивные комплексы рудоконцентрирующих структур имеют по сравнению с фоновыми более близкповерхностный характер, максимальные градиенты K/Na в сериях и концентрации минерализаторов. Здесь преобладают трещинные порфиновые тела, отмечается тесная связь с коагматичными вулканитами, присутствуют субщелочные разновидности. Отличительная особенность рудоконцентрирующих структур — локализация на пересечении с ними или, главным образом, в их пределах малораспространенных в регионе ультраосновных и основных формаций эффузивов, таких как докембрийские офиолиты, палеозойские и мезозойские ультрабазиты, донеогеновые оливиновые базальты.

В целом по фациальному облику и составу магматизм обладает признаками, свойственными относительно наиболее жестким проницаемым структурам, поэтому рудоконцентрирующие структуры выступают как долгоживущие пояса с максимальными проявлениями тектоно-магматической активизации.

На Северо-Востоке Азии рудоконцентрирующее значение имеют преимущественно широтные сквозные системы дислокаций. Однако специфические признаки рудоконцентрирующих структур уверенно установить для этого региона не удалось.

Рудоконцентрирующие структуры неоднородны по простиранию: эндогенно-активные отрезки сменяются относительно пассивными. Продуктивные звенья рудоконцентрирующих структур, как правило, приурочены к тем участкам, где сказывается влияние дополнительных геологических факторов. Так, для рудоконцентрирующих структур регионального масштаба в некоторых регионах продуктивны звенья по обрамлению сводов того же масштаба (Кавалерово-Дальнегорская зона и Журавлевский свод).

Как было отмечено, прежние представления о том, что сквозная система рудоконцентрирующих структур "Хребет Чагос – Карское море" служит рубежом, отделяющим широтные рудоконцентрирующие структуры Восточной Азии от меридиональных, господствующих западнее упомянутой системы, не подтвердились. В каждом регионе имеются рудоконцентрирующие структуры обоих направлений, однако в большинстве районов можно выделить доминирующие. Так, на Памире и Тянь-Шане наибольшая концентрация месторождений отмечается в широтных зонах, хотя меридиональные сквозные зоны образуют здесь более густую сеть.

Вместе с тем общим для всех регионов является положение крупных рудных объектов в узлах пересечения широтных и меридиональных систем нарушений, хотя перспективными могут быть и узлы пересечения рудоконцентрирующих структур с разломами других направлений.

Упомянутые узлы нередко сопровождаются различными типами кольцевых структур и характеризуются присутствием многофазных, длительно развивающихся магматических комплексов, что позволяет отнести их к узлам длительной эндогенной активности.

Таким образом, исследования подтвердили существенную роль в геологическом строении Азиатского континента широтно-меридиональной системы сквозных глубинных нарушений трансконтинентальной протяженности. Сеть подобных нарушений, возникшая еще в докембрии, в дальнейшем неоднократно оживлялась в периоды тектоно-магматической активизации. Дополнены также многие характеристики структур как сквозного типа, так и собственно рудоконцентрирующих, уточнена позиция крупных рудоносных площадей в их пределах, что позволяет более надежно их прогнозировать. В основе прогноза лежит выделение рудоконцентрирующих структур высоких порядков и узлов их пересечения со всеми присущими благоприятными структурно-магматическими, морфоструктурными, геофизическими и иными признаками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев А. Региональная трещиноватость Памира и ее металлогеническое значение. — Докл. АН СССР, т. 250, 1980, №4, с. 916–919.
2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, И.К. Волчанская и др. М., Наука, 1979.
3. Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. Душанбе, Дониш, 1979.
4. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Некоторые различия магматизма и оруденения геосинклинальных и активизированных зон Центрального Таджикистана и Памира. — Геол. рудн. месторождений, 1974, №4, с. 57–62.
5. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М., Наука, 1982.
6. Баскина В.А. Петрохимическая зональность вулканитов Приморья. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 93–113.
7. Белоусов В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках. — Геотектоника, 1977, №5, с. 54–55.
8. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1965, вып. 5, с. 40–68, вып. 6, с. 8–42.
9. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1975.
10. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М., Наука, 1981.
11. Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1974.
12. Геологические формации и металлогения Алданского щита / Т.В. Билибина, А.Д. Дашкова, В.И. Донаков и др. Под ред. Т.В. Билибиной, Г.Н. Шапошникова. — Труды ВСЕГЕИ. Т. 276, 1976.
13. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза (Материалы по геологии Центрального Казахстана). М., Изд-во МГУ, 1971.
14. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М., Наука, 1980.
15. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток. М., Недра, 1970.
16. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. М., Недра, 1969.
17. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Объяснительная записка / Сост. М.Н. Благовещенская; под ред. Г.Н. Шапошникова, В.И. Драгунова. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1974.
18. Геологическая карта континентов мира. М-б 1:15 000 000 / Под ред. Д.В. Наливкина. М., изд. ВСЕГЕИ, 1973.
19. Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., Недра, 1969.
20. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М., Недра, 1974.
21. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении / Е.А. Радкевич, В.В. Аргенов, Г.С. Гнибиденко и др. — Геол. и геофиз., 1975, №12, с. 3–15.
22. Гришкян Р.И. Особенности тектоники раннего докембрия Алданского щита. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., 1970, с. 116–120.
23. Зимникова Т.П., Мишин С.В., Старухина Л.А. Распределение плотностей и масс горных пород на территории Северо-Востока СССР. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан, 1976, с. 95–103.
24. Изверженные породы Востока Азии / Н.П. Васильковский, М.С. Лапо, Л.А. Изосов и др.; Отв. ред. П.Е. Бевзенко. Владивосток, 1976.
25. Карта полезных ископаемых континентов мира. М-б 15 000 000. Под ред. П.М. Татаринова. М., изд. ВСЕГЕИ, 1972.

26. *Карта тектоники докембрия континентов*. М-Б 1:30000000. Под ред. Ю.А. Косыгина. Новосибирск – Москва, изд. Сиб. отд. АН СССР, 1972.
27. *Косенко В.И.* К классификации дайковых пород в Кавалеровском районе. – В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 133–136.
28. *Лоншаков Е.А.* Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района. – Бюл. вулканологических станций, 1979, №57, с. 79–91.
29. *Малышев Ю.Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М., Наука, 1977.
30. *Металлогения Казахстана*. Рудные формации. Месторождения руд меди. Алма-Ата, Наука, 1978.
31. *Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, И.К. Волчанская и др.* М., Наука, 1977.
32. *О широтных сквозных зонах нарушений Центральной и Южной Камчатки / Н.Л. Шилин, Е.Н. Сапожникова, В.В. Оточкин и др.* – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979; №4, с. 109–119.
33. *Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР / В.А. Амантов, Е.В. Быковская, Г.А. Генко и др.* Л., Недра, 1979.
34. *Особенности расположения и строения глубинных разломов Казахстана по геофизическим данным / Г.Р. Бекжанов, Ю.А. Колмогоров, Н.Я. Кунин и др.* – В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Ч. 1. Алма-Ата, 1971, с. 3–20.
35. *Петрушевский Б.А.* Индо-Памирская зона – один из важнейших поперечных линейментов Азии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, вып. 5, с. 11–41.
36. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977.
37. *Рудоносные орогенные структуры и методы их изучения / И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, К. Ромни и др.* М., Наука, 1981.
38. *Сапожникова Е.Н., Баскина В.А.* Ханкайская мегаколыцевая структура. – Докл. АН СССР. Т. 255, 1980, №5, с. 1126–1129.
39. *Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой / М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, Р.Г. Иванов и др.* М., Недра, 1969.
40. *Середа Л.И., Березнер О.С., Писарев С.А.* Закономерности распределения калия в изверженных породах Северо-Востока СССР. – Сов. геология, 1978, №7, с. 133–137.
41. *Тектоника Евразии / Ред. кол.: А.Л. Яншин и др.* М., Наука, 1966.
42. *Тектоническое строение Казахстана по геофизическим данным / Г.Р. Бекжанов, В.Н. Любецкий, Л.Д. Полевая и др.* Алма-Ата, 1975.
43. *Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар. Н., Этин А.Р.* Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья (центральная часть Алданского щита). – Докл. АН СССР. Т. 201, 1971, №5, с. 1184–1187.
44. *Фаворская М.А.* О геохимических индикаторах глубинной тектоники. – Сов. геология, 1971, №11, с. 3–19.
45. *Фаворская М.А., Гольдверт Г.С., Лобаченко А.Н.* Металлогеническое значение меридиональных систем нарушений на территории Киргизии. – Сов. геология, 1979, №11, с. 89–102.
46. *Хан В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979.
47. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. М., Наука, 1979.
48. *Чиков Б.М., Юнов А.Ю., Беляев И.В.* Строение акваторий Охотского моря и его соотношение со складчатыми комплексами побережий. – Геол. и геоф., 1970, №1, с. 57–67.
49. *Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата, Наука, 1976.
50. *Tectonic map of China and Mongolia / Principal compiler Maurice J. Terman.* U.S. Geological Survey. Geol. Soc. America, Colorado, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>М.А. Фаворская</i>	3
Глава I. Сквозные линейменты и их металлогеническое значение. <i>М.А. Фаворская</i>	5
Глава II. Система сквозных линейментов Азиатского континента	9
Геологические признаки. <i>М.А. Фаворская</i>	9
Морфоструктурные особенности. <i>Е.Н. Сапожникова</i>	22
Роль ортогональной системы сквозных линейментов в размещении рудоносных и некоторых нефте- и газоносных площадей. <i>М.А. Фаворская, Е.Н. Сапожникова</i>	27
Глава III. Рудоконцентрирующие структуры Приморья. <i>В.А. Баскина</i>	30
Особенности строения	31
Геология и специфика состава магматических образований эталонной Кавалерово-Дальнегорской структуры	39
Отличительные черты состава магматических образований рудоконцентрирующих зон Приморья	53
Глава IV. Рудоконцентрирующие структуры в системе сквозных линейментов Северо-Востока Азии. <i>Е.Н. Сапожникова, Н.Л. Шилин</i>	56
Морфоструктуры и их выражение в геологическом строении	56
Материковая часть континента	57
Континентальная окраина	61
Ортогональная система сквозных линейментов	62
Геолого-геоморфологическая характеристика зон тектонических нарушений сквозного типа и узлов длительной эндогенной активности в различных регионах Северо-Востока Азии	69
Чукотка и Корякское нагорье	69
Примагданье	80
Камчатка	91
Особенности морфоструктуры, геологического строения, магматизма и рудоносности сквозных линейментов	108
Глава V. Рудоконцентрирующие структуры в системе древних линейментов Алдано-Становой области. <i>Н.В. Виноградов</i>	118
История геологического развития региона	119
Древние сквозные зоны скрытых нарушений	120
История развития сквозных зон нарушений	125
Закономерности размещения полезных ископаемых Алдано-Становой области	132
Особенности рудоконцентрирующих структур	136
Глава VI. Рудоконцентрирующие структуры в системе сквозных линейментов восточной части Средней Азии. <i>М.А. Фаворская</i>	141
Зона структурных аномалий "Хребет Чагос — Карское море"	141
Меридиональные рудоконцентрирующие структуры Памира и Киргизии	143
Широтные рудоконцентрирующие структуры Памира и Киргизии	153
Металлогеническая роль скрытых меридиональных и широтных систем нарушений	154
Глава VII. Главные системы структур глубокого заложения Казахстана и их металлогеническое значение. <i>А.М. Курчавов</i>	156
Заклучение. <i>М.А. Фаворская</i>	188
Список литературы	191

2 р. 20 к.

4086

• НЕДРА •