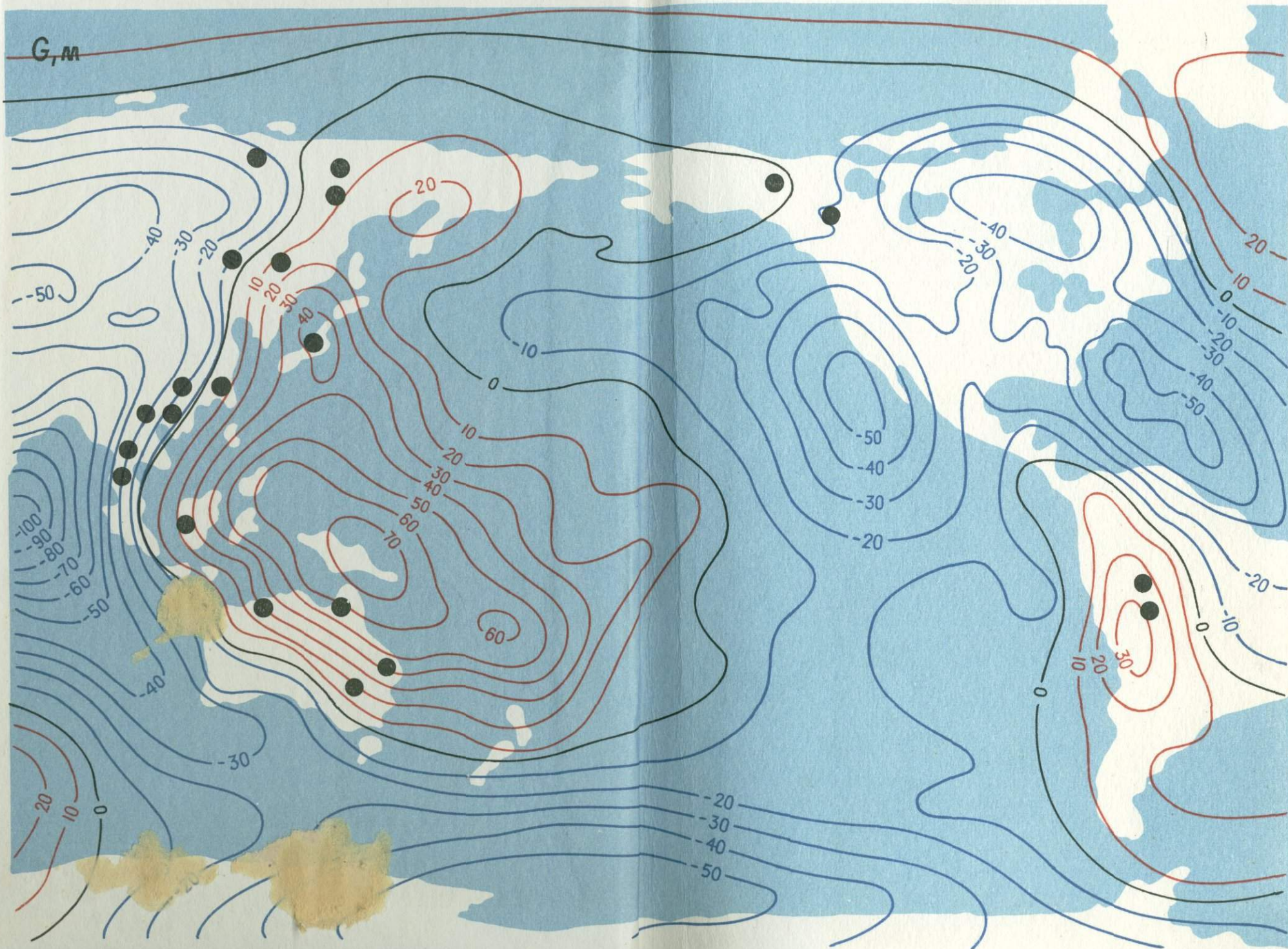


ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ



И.И. АБРАМОВИЧ
И.Г. КЛУШИН

НЕДРА



И.И. АБРАМОВИЧ
И.Г. КЛУШИН

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

5047



ЛЕНИНГРАД „НЕДРА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987



Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. — Л.: Недра, 1987. — 247 с.

С позиций тектоники литосферных плит излагаются теоретические и методические основы металлогении. В отличие от ранее опубликованных работ на эту тему, кроме анализа связи оруденения с разными типами геодинамических обстановок приведены оригинальные модели магмо- и рудогенеза, определяющие условия зарождения и аккумуляции специализированных флюидов мантийного происхождения. Вопросы специальной металлогении рассмотрены на основе глобального обобщения геолого-геофизической информации, относящейся к медно-молибденовым, оловянно-вольфрамовым, ртутным, свинцово-цинковым и флюоритовым провинциям. На примере Монголо-Забайкальской области и Малого Кавказа показаны новые приемы решения задач региональной металлогении. Предложены новые критерии рудоносности, основанные на оценке латеральных вариаций глубинных pT -условий и флюидного режима, которые позволяют среди множества качественно однотипных образований выделять потенциально рудоносные.

Для научных работников — геологов, петрологов и других специалистов, занимающихся прогнозно-металлогеническими исследованиями.

Табл. 31, ил. 63, список лит. 75 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук В. А. Унксов (ВСЕГЕИ).



Все дороги современной геологии ведут в тектонику плит...

Я. С. Е. КАРМАЙКЛ

... и рудная геология в этом отношении — не исключение.

К. Х. ВУЛФ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой читателю книге излагаются теоретические основы металлогении, логически вытекающие из концепции тектоники литосферных плит. Они включают модели процессов зарождения в мантии специализированных флюидных потоков, формирующих рудные провинции, районы, узлы и месторождения. Традиционная (классическая) металлогения, основная задача которой сводится к анализу геологической информации с целью выявления закономерностей распределения оруденения, а также к прогнозно-оценочным построениям, может рассматриваться как эмпирическая составляющая научной дисциплины, которую на данном переходном этапе во избежание недоразумений допустимо называть «металлогенией литосферных плит» или «новой глобальной металлогенией».

Общей идейной платформой рассматриваемой предметной области являются геодинамические модели тектоники литосферных плит. Однако их непосредственное использование в металлогенических построениях, как показывают работы П. У. Гайлда, Р. Х. Силлитое, А. Х. Митчелла, М. С. Гарсона, Ф. Дж. Соукинса, Л. П. Зоненшайна, Я. Кутины, А. А. Ковалева, В. А. Унксова и ряда других геологов, позволяет лишь установить металлогеническую специализацию различных геодинамических обстановок и дать иную генетическую трактовку уже известным закономерностям. Это означает, что простое «заливание молодого плейт-тектонического вина в старые металлогенические мехи» не выводит исследователей за пределы круга задач эмпирического плана.

Очевидно, что подлинная теоретизация металлогенических исследований начинается только тогда, когда кроме строения, состава и геологических условий локализации объектов исследования — рудных концентраций разного ранга — геолога начинает интересовать вся последовательность процессов, ведущих к формированию указанных объектов. Это означает конструирование моделей глубинного перераспределения и концентрации рудного вещества, процессов развития «мантийных корней» рудных формаций и, следовательно, механизмов, определяющих пространственно-временную локализацию рудных объектов. Что же касается традицион-

ной металлогении, то, как известно, едва ли не единственной областью теоретических исследований в ней было и остается физико-химическое моделирование финальной стадии эволюции рудообразующих растворов — их взаимодействия с субстратом в процессе подъема к земной поверхности и (или) отделения от остывающей интрузии с последующим сбрасыванием рудной нагрузки. Важная роль этих исследований сохраняется и в новых условиях. Однако для понимания природы наблюдаемого распределения рудной минерализации первостепенное значение имеет теоретический анализ геодинамических условий зарождения интрателлурических потоков и приобретения ими той или иной металлогенической специализации.

Именно такие задачи ставили перед собой авторы, приступая к работе над этой книгой. В первой ее части рассмотрены новые геодинамические модели формирования мантийных рудогенерирующих систем и проанализированы вытекающие из них основные металлогенические следствия. Во второй и третьей частях книги изложены результаты верификации моделей на эмпирическом материале. При этом подборка объектов исследования проводилась таким образом, чтобы проиллюстрировать возможности развиваемого подхода при решении задач общей, специальной и региональной металлогении.

Большая часть анализируемого фактического материала заимствована из опубликованных глобальных сводок металлогенической и геофизической информации. Исключение составляет подборка материалов по месторождениям ртути, которую передала авторам З. В. Сидоренко. Вся необходимая статистическая обработка данных проводилась в Информационно-вычислительном центре ВСЕГЕИ. Большую помощь в этом деле оказали З. В. Агукина и С. Я. Шкодина. Чертежные работы к рукописи выполнила Т. Г. Струтинская. Всем перечисленным лицам авторы выражают искреннюю признательность.

На стадии подготовки рукописи отдельные ее разделы были просмотрены В. И. Бергером. Его критические высказывания способствовали появлению более точных формулировок. Особую благодарность авторы выражают В. А. Ункову, сделавшему много ценных замечаний в процессе рецензирования книги.

Соавтором раздела 9.6 является Ю. И. Михайлова, главы 10 — В. Г. Засеев.

ВВЕДЕНИЕ

Появление идей тектоники литосферных плит и последовавшая за этим смена научной парадигмы в конце 60-х годов текущего столетия сопровождались бескомпромиссной ревизией методологических основ почти во всех дисциплинах геологического цикла. Этот процесс выражался прежде всего в создании принципиально новых моделей тепломассопереноса на границах литосферных плит, что позволяло предсказывать, а затем и наблюдать ранее неизвестные геологические эффекты и вместе с тем существенно иначе интерпретировать все надежно установленные эмпирические закономерности [14, 21, 27, 42].

В отличие от тектоники, петрологии и некоторых других областей геологии, быстро обретавших прочную теоретическую основу, металлогения вплоть до последнего времени продолжала развиваться в русле традиционного эмпиризма. Это означало прежде всего ориентацию на продолжение поиска новых закономерностей, притом преимущественно таких, которые могли быть индуцированы только вертикальными движениями саморазвивающихся изолированных блоков земной коры. Это означало также низкую эффективность прогнозных построений, опирающихся почти исключительно на метод аналогий. И наконец, это обуславливало принципиальные трудности при оценке территории на ранее неизвестные типы оруденения.

В основе всех построений классической металлогении, как известно, лежит геосинклинальная гипотеза, воспринимаемая ныне как «фундаментальная абстракция». Ее неудовлетворительность в той или иной мере осознавалась давно, по существу еще в 50-е годы, когда выявились многочисленные отклонения от последовательности этапов развития подвижных зон в известной схеме Ю. А. Билибина. Принципиальным дополнением (и корректировкой) этой схемы явилось выделение и изучение структур активизации (Е. Д. Карпова, А. Д. Щеглов). К таким структурам относились весьма разнородные образования. Их возникновение, как и заложение саморазвивающихся геосинклинальных трогов, не укладывалось в какие-либо закономерности: иногда по соседству с геосинклинальной зоной развивалась «отраженная» активизация, иногда этого не происходило, а в то же время в других ре-

гионах активизация развивалась вне связи с каким-либо геосинклинальным процессом — «автономно».

В известном смысле радикальным дополнением схемы Ю. А. Билибина, а точнее, отказом от нее являются представления о зависимости рудоносности территории от первично неравномерного распределения химических элементов в тектоносфере. Очевидно, что это направление исследований может привести к позитивным результатам только в том случае, если будут найдены независимые индикаторы металлогенической специализации глубин. Без этого указанные представления обретут статус безотказной, но бесполезной объяснительной схемы.

Таким образом, появление идей тектоники литосферных плит не просто способствовало открытию «второго дыхания» металлогенической науки — оно совпало с этапом глубокого методологического кризиса геосинклинальной гипотезы и дополняющих ее других фиксистских концепций. Этот тезис может выглядеть не вполне убедительным, особенно в глазах тех пока еще многочисленных специалистов, которые вообще не признают кризисного состояния металлогении.

Для лучшего уяснения исходной позиции авторов в этом вопросе обратимся к современному пониманию структуры и функций науки, и в первую очередь к соотношению в ней эмпирического и теоретического знания. Глубокий и строгий анализ методологических проблем геологии можно найти в книге В. В. Грузы [10]. Характеризуя общее состояние науки о Земле, он отмечает:

«1. Познавательные средства геологии разработаны относительно слабо, и она базируется преимущественно на неметодических способах познания, таких как восприятие, воображение, интуиция.

2. Система геологических понятий далека от совершенства; геологический язык многозначен и неопределен.

3. Теоретическая база геологии недостаточно совершенна. Строгие теории, охватывающие широкий круг природных явлений и характеризующиеся большой глубиной, по существу отсутствуют.

4. Познавательные возможности геологии ограничены; если она может в огромных количествах получать опытную информацию, то обладает гораздо меньшими возможностями в плане объяснения и особенно предсказания» [10, с. 7].

Эта суровая, но справедливая оценка геологии в целом относится в полной мере и к металлогении, где, как отмечалось авторами ранее [37], доминирует эмпирический подход, а генетические схемы не удовлетворяют требованиям современной теории познания. По этой причине, в частности, перспективная гипотеза о глубинных интрателлурических потоках, несущих рудные компоненты, не превратилась в строгую теоретическую конструкцию. Ни механизмы генерации флюидных потоков, ни механизмы формирования рудных поясов, рудных провинций и рудных районов

никогда не попадали в сферу внимания классической металлогении.

Справедливость требует отметить, что призывы к совершенствованию теоретических основ металлогении раздавались неоднократно [19, 36, 39, 48 и др.]. Однако в отношении путей, методов и существа теоретизации науки мнения существенно расходились. Это объясняется прежде всего тем, что в металлогении, как и в геологии в целом, до сих пор бытует представление, что теория непосредственно выводится из эмпирического материала. Действительно, как тонко заметил В. В. Груза [10], многие гипотезы столь бедны в эвристическом смысле, что количество проверяемых следствий практически совпадает с количеством фактов, для объяснения которых эти гипотезы формулировались, в результате чего создается иллюзия, что гипотезы — это следствия эмпирического материала.

Как и в других дисциплинах геологического цикла, в классической металлогении господствуют *ad hoc* гипотезы, с помощью которых можно «объяснить» все что угодно, но практически невозможно предсказать ни одного нового факта. Их познавательные возможности, таким образом, весьма невелики. К теоретическим построениям в металлогении иногда относят системы понятий, на которых строятся классификации, например, классификации рудных формаций, генетических типов месторождений и т. п. Как справедливо подчеркивает В. В. Груза [10, с. 132], «подобные системы в лучшем случае можно считать пратеорией, основное назначение которой — служить средством отождествления и различения объектов».

Современным требованиям, предъявляемым к теоретическим построениям, в полной мере удовлетворяют базовые модели тектоники литосферных плит [27, 46]. Когда мы говорим о спрединге или субдукции, то обычно имеем в виду не только реальные процессы, которые, следуя традиционной геологической фразеологии, никогда не могут быть «доказаны», но прежде всего теоретические конструкции. Их введение в науку тем не менее оказывается в высшей мере полезным, так как позволяет связать в единую непротиворечивую систему многочисленные и разнообразные факты, полученные геофизиками, геохимиками, петрологами, и, самое главное, — предсказать и проверить ранее неизвестные геологические эффекты, включая закономерности распределения оруденения.

Как отмечалось авторами ранее [37], сопоставление моделей тектоники литосферных плит с построениями сторонников расширяющейся или пульсирующей Земли, не говоря уже о схемах последовательного фиксизма, неизбежно приводит к заключению о неконкурентоспособности последних. Все они оказываются избыточными, когда речь идет об описании самых общих качественных закономерностей, и совершенно недостаточными для объяснения и предсказания существенных деталей. Иными словами,

тектоника плит как основа металлогенических построений сегодня не имеет теоретических альтернатив.

Первый опыт эксплуатации идей тектоники плит в металлогении был связан с учетом возможного разрушения (расчленения) рудных поясов и провинций в результате раскола и дрейфа континентальных масс [Schuiling R. D., 1967 г.]. В дальнейшем акцент сместился на изучение условий формирования рудных месторождений. При этом усилия специалистов прежде всего были ориентированы на реконструкцию геодинамических обстановок прошлого. Предполагалось, что каждому типу обстановок соответствует специфический металлогенический профиль [13, 17, 56, 66].

По мере накопления опыта региональных реконструкций становилась все более очевидной недостаточность такого подхода. Выяснилось, в частности, что в пределах однотипных тектонических структур развит весьма широкий спектр рудных формаций, и наоборот, — сходные металлогенические объекты встречаются в разных обстановках. Кроме того, рудонасыщенность заведомо однотипных структур варьирует в широких пределах. Это и понятно, ибо рудообразующие процессы в конечном итоге определяются флюидным режимом и pT -условиями глубин, в отношении которых тектонические обстановки оказываются конвергентными. По этой причине в рамках указанного подхода дальше выявления новых эмпирических закономерностей или подачи ранее известных в иной формулировке дело не пошло. Это обстоятельство, вероятно, явилось главной причиной скептического отношения к тектонике плит со стороны многих специалистов-рудников в нашей стране [36, 39, 49 и др.].

Второй важной областью использования идей тектоники плит явилось изучение металлогенической зональности на региональном уровне. Отчетливая связь оруденения с палеозонами Вада-ти — Беньофа — Заварицкого* у многих специалистов ныне сомнений не вызывает. Однако природа этой связи вплоть до последнего времени оставалась неясной [71]. Объяснения, учитывающие особенности субдуцируемой литосферы, угол наклона зоны Беньофа и т. п. [57, 58, 66—68, 70—73], с прогностически-познавательной точки зрения оказались ничуть не лучше тех, которые предлагались в рамках классической металлогении. До сих пор специалисты, активно работающие в этой области, не смогли предложить конструктивной теоретической схемы, объясняющей наблюдаемое разнообразие металлогенического спектра основных рудоконтролирующих структур. Причина такого положения дел, по нашему мнению, заключается в неправомерности непосредственного использования в металлогенических целях одних только базовых геодинамических моделей.

Принципиально новые возможности открылись с привлечением для решения общегеологических и металлогенических задач ре-

* Далее для краткости — зона Беньофа.

зультатов теоретического моделирования процессов глубинного тепломассопереноса на границах литосферных плит с учетом латеральной термической (реологической) неоднородности верхней мантии, когда в центре внимания оказались процессы латерального перераспределения рудных компонентов на астеносферном уровне под воздействием градиентных полей. Именно этому направлению исследований отвечает содержание данной книги. Приступая к работе над ней, авторы ставили своей целью по возможности полно изложить основные принципы исследований, относящихся к общей, специальной и региональной металлогении.

В настоящее время можно выделить три направления использования идей тектоники литосферных плит в металлогении. Первое из них — чисто теоретическое — связано с моделированием геодинамических процессов, ведущих к формированию рудных концентраций. Важнейшие из такого рода моделей рассмотрены в главе 1 этой книги.

Второе направление включает переосмысление, т. е. новую генетическую интерпретацию известных эмпирических закономерностей классической металлогении и включение этих закономерностей в единую внутренне непротиворечивую систему знания. Таким образом, все важнейшие надежно установленные закономерности, как подчеркивалось в работах П. У. Гайдла, Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева, М. И. Кузьмина, В. М. Моралева, В. А. Унксова и других геологов, в новых условиях не утрачивают своего значения. Более обстоятельно этот вопрос рассматривается в главе 2.

Наконец, третье направление использования идей тектоники плит охватывает исследования, нацеленные на выявление новых эмпирических закономерностей. Среди них доминирующее положение занимает установление связи между рудными формациями и типами геодинамических обстановок. Основные итоги 15-летних усилий в этом направлении отражены в обобщающих работах А. Х. Митчелла и М. С. Гарсона, Ф. Дж. Соукинса, А. А. Ковалева и ряда других специалистов [17, 67, 70]. Заметим, что такого рода закономерности играют первостепенную роль в региональных металлогенических исследованиях. При переходе к более крупному масштабу на первый план выдвигаются поиски различий в рудонасыщенности качественно однотипных геодинамических обстановок. Эти различия определяются вариациями параметров геодинамических процессов, что порождает рудно-петрографическую зональность вдоль и вкрест простираения границ литосферных плит. Сюда, в частности, относятся закономерности размещения полезных ископаемых, опирающиеся на «сравнительную субдуктологию». Новые эмпирические закономерности этого класса демонстрируются во второй части нашей книги. Для их выявления пришлось обратиться к новым петрологическим и геофизическим индикаторам геодинамического режима, краткое обозначение которых дано в главе 3.

Указанные закономерности в свою очередь порождают широкий спектр новых признаков рудоносности. Вместе с признаками, вытекающими из теоретических моделей, они могут использоваться в качестве критериев при прогнозно-металлогенических исследованиях. Очевидно, что эффективность новых критериев рудоносности существенно зависит прежде всего от правильности понимания тектонического режима прошлого, т. е. от детальности и надежности геодинамических реконструкций. Из всего сказанного следует, что по своему содержанию прогнозно-металлогенические исследования, опирающиеся на геодинамические модели тектоники плит, заметно отличаются от практикуемых в настоящее время в рамках классического подхода. Некоторое представление о соотношении решаемых задач и общей последовательности работ в том и другом случае дает табл. 1.

В сознании многих представителей металлогенической науки укоренилось мнение, что практическое значение тектоники литосферных плит в лучшем случае ограничивается построениями общепланетарного или регионального уровня. Иначе говоря, предполагается, что объектом изучения «новой глобальной металлогении» может быть рудная провинция или рудный пояс и лишь в некоторых благоприятных ситуациях — рудный район. Прогнозирование и обнаружение отдельных месторождений сравниваются с поисками иголки в стоге сена. Хотя в данной работе речь тоже идет преимущественно о рудных провинциях и рудных районах (последние в понимании Е. Т. Шаталова), тем не менее многие выводы имеют прямое отношение к рудным месторождениям, по крайней мере к наиболее крупным промышленным объектам, что вытекает из следующих соображений.

Масштаб и промышленное значение рудных провинций часто определяются единичными, но в достаточной мере крупными месторождениями. Так что практическая значимость провинций нередко оценивается вероятностью выявления в ее пределах хотя бы одного крупного месторождения.

Многие специалисты, оставаясь на позициях классической металлогении, изучают структурно-тектонические и иные условия локализации наиболее крупных объектов. При этом выявляется связь месторождений-гигантов с особо благоприятными условиями в пределах верхней мантии, т. е. с тем уровнем глубин, на котором сторонники тектоники литосферных плит размещают корни рудогенерирующих систем.

Понятно, что когда мы переходим от рудных провинций и рудных районов к локальным концентрациям рудного вещества, появляется необходимость во все большей мере учитывать особенности состава и строения земной коры, что формально не затрагивается постулатами тектоники литосферных плит. Тем не менее в более широком смысле практически все деформации земной коры также можно рассматривать в качестве следствия процессов литосферного уровня. Особенно ярко это проступает в зонах континентальной коллизии, где наблюдается дифференциальная под-

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Схема, определяемая геосинклинальной гипотезой и другими фиксистскими концепциями

(схема последовательности решения геологических задач при отраслевых прогнозно-металлогенических исследованиях [19])

- I. Изучение месторождений полезных ископаемых
1. Установление закономерностей размещения
2. Выявление рудоконтролирующих факторов
3. Определение критериев прогнозирования

II. Многоступенчатый анализ территорий с последовательной детализацией перспективных площадей

1. Мелкомасштабное прогнозирование
2. Крупно-среднемасштабное прогнозирование
3. Детальное прогнозирование

III. Составление прогнозных карт и практических рекомендаций

1. Выделение площадей, перспективных на различные типы месторождений полезных ископаемых
2. Оценка перспектив выделенных площадей
3. Выбор площадей, первоочередных для постановки съемочно-поисковых и геологоразведочных работ
4. Разработка методических рекомендаций и указаний по особенностям проведения съемочно-поисковых и геологоразведочных работ

Схема, определяемая теорией тектоники литосферных плит

- I. Теоретические исследования
1. Построение геодинамических моделей рудогенеза
2. Получение металлогенических следствий из анализа моделей
3. Эмпирический контроль модельных построений на объектах разного уровня (рудных провинциях, рудных районах и т. д.)
4. Определение признаков рудоносности (критериев прогнозирования)

II. Геодинамические реконструкции разного масштаба, базирующиеся на общих геодинамических моделях тектоники литосферных плит

1. Мелкомасштабные (региональные) реконструкции
2. Крупно-среднемасштабные реконструкции
3. Выявление рудолокализирующих факторов

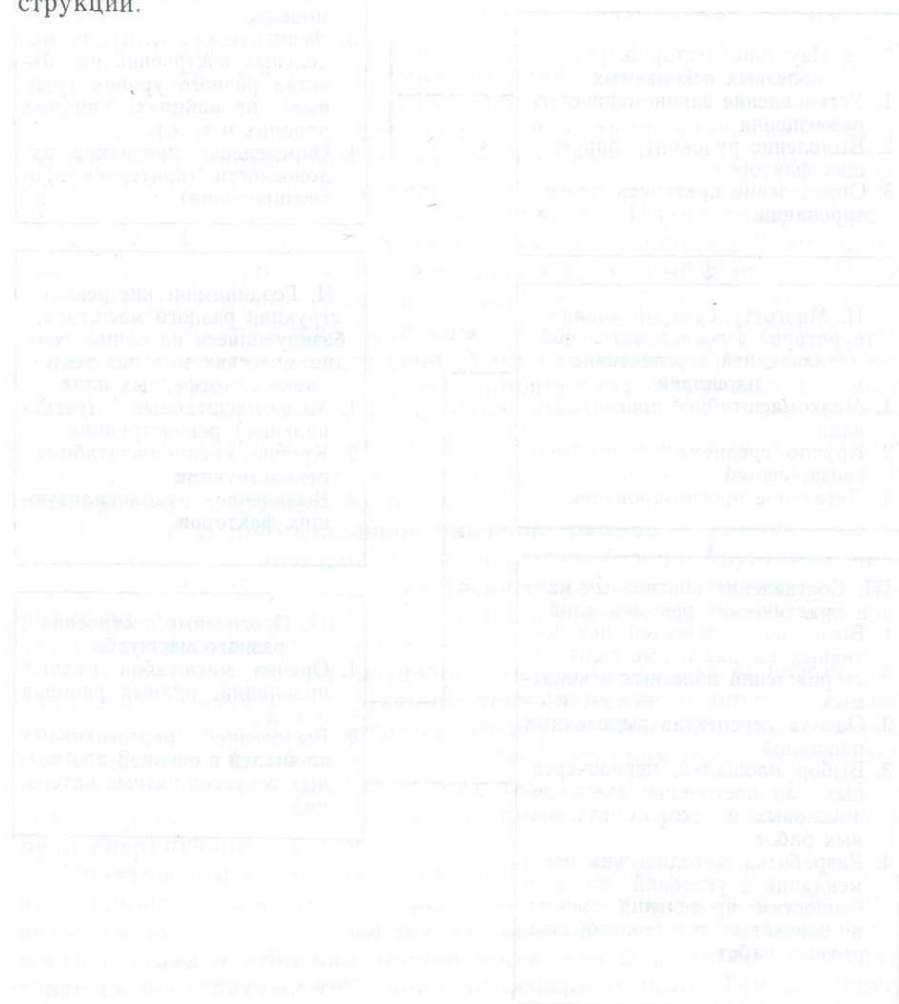
III. Прогнозные построения разного масштаба

1. Оценка масштабов рудных провинций, рудных районов и т. д.
2. Выделение перспективных площадей с оценкой прогнозных ресурсов разных категорий

Примечания. 1. Штриховыми линиями показаны области приблизительного соответствия сопоставляемых схем. 2. Не приведены теоретические исследования, связанные с моделированием эволюции рудоносных растворов; в той и другой схеме они предшествуют детальным прогнозным построениям.

вижность фрагментов земной коры (шолей), их взаимодействие, сопровождающееся специфическим магматизмом и рудогенезом. Возможности оценки рудонасыщенности шолей (на примере кайнозойской зоны Малого Кавказа) рассматриваются в главе 10.

Резюмируя все отмеченное, авторы считают возможным утверждать, что уже в ближайшем будущем принципы и методы металлогенических исследований, вытекающие из геодинамических моделей тектоники литосферных плит, станут использоваться при прогнозировании локальных рудных концентраций. И путь к этому лежит через повышение детальности геодинамических реконструкций.



ГЛАВА 1

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ

1.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Соотношение тектоники, магматизма и металлогении на протяжении многих десятилетий сохраняло статус «вечной проблемы». В значительной мере это объяснялось тем, что геологи не занимались теоретическими моделями механизмов формирования магматических и рудных провинций. Свою задачу они видели главным образом в описании объектов исследования и в лучшем случае в обобщениях с целью выявления тех или иных эмпирических закономерностей. Теоретическая компонента науки в явном виде присутствовала лишь при изучении финальных стадий петро- и рудогенеза.

Неясным оставалось, почему в одних случаях наблюдается отчетливая связь магматизма и металлогении с тектоникой, а в других подобной связи не обнаруживается. Петрологи и металлогенисты постоянно сталкивались с неоднозначностью эмпирического материала, относящегося к этой сфере. Одни из них полагали, что отсутствие связей следует воспринимать как случайное отклонение от общего правила, которое, по их мнению, заключается в строго согласованном развитии тектонических, магматических и рудогенетических процессов в каждом конкретном регионе. Это оправдывало в их глазах попытки классифицировать магматические и рудные объекты на тектонической основе. Другие, напротив, допускали относительную автономию текто-, магмо- и рудогенеза, а согласованные их вариации объясняли случайным совпадением. По мере накопления новых фактов все больше геологов стали склоняться к мысли, что и та и другая ситуации являются вполне закономерными (статистически неслучайными), хотя и не до конца объяснимыми.

Новые попытки разобраться в «тектоно-магматическом парадоксе» (выражение Г. Л. Пospelova [1973 г.]) появились в связи с развитием теории тектоники литосферных плит. Эти попытки, опиравшиеся на базовые геодинамические модели, привели к выявлению петрологической и металлогенической специализации различных геодинамических обстановок [13, 17, 41, 67, 70], к новым подходам в изучении строения рудных провинций. Вместе с тем стало очевидным, что все наблюдаемое разнообразие пространственно-временного распределения изверженных пород и

рудных месторождений невозможно объяснить с помощью существующих моделей тепломассопереноса на границах литосферных плит. Требовалось установить причины различной рудонасыщенности качественно однотипных геодинамических обстановок, выяснить природу продольной и поперечной зональности структурно-формационных зон, а также оценить условия зарождения, перемещения и аккумуляции металлогенически специализированных флюидных потоков мантийного происхождения. Все это стимулировало дальнейшее развитие теоретических модельных представлений.

В этой главе рассматривается новый класс геодинамических моделей. Их отличительной чертой является учет латеральной реологической неоднородности подастеносферного субстрата, непосредственно влияющей на процессы тепломассопереноса и вместе с тем меняющейся под воздействием этих процессов. Иными словами, латеральная реологическая неоднородность мантии это не только фон, на котором разыгрываются тектоно-магматические события, но и в значительной мере их следствие. Важное место среди подобных моделей занимают формализованные (математические) конструкции, связывающие возникновение специализированных флюидных потоков с градиентными полями на астеносферном уровне. Как станет ясно из дальнейшего, рассматриваемые модели не только выполняют функции объяснения уже известных природных явлений. Они дают возможность сформулировать новые нетривиальные металлогенические следствия, допускающие проверку на эмпирическом материале.

В отношении эмпирического контроля модельных построений необходимо сделать следующие замечания. Общеизвестно, что такие геологические характеристики, как мощность и особенно состав осадочных толщ, петрографические и петрохимические особенности изверженных горных пород, в полной мере сохраняют ценную информацию о событиях далекого прошлого. Иное дело — характеристики физического состояния коры и мантии Земли, на которые мы будем опираться при геодинамических реконструкциях древних областей. Ранее [1] авторы достаточно подробно анализировали возможность использования геофизических данных при оценке pT -условий формирования современных и древних (палеозойских) магматических образований. Были выявлены статистически устойчивые корреляционные связи между химическим составом магматических пород и геофизическими характеристиками верхней мантии, допускающие содержательную интерпретацию. Теперь речь идет об использовании данных глубинной геофизики для реконструкции условий рудогенеза. Среди специалистов нет единодушия в этом вопросе.

Одна крайняя точка зрения сводится к тому, что геофизические измерения фиксируют pT -условия коры и мантии Земли, существующие в современную эпоху, и какая-либо их экстраполяция в отдаленное геологическое прошлое просто недопустима. В связи с этим необходимо заметить, что современное физическое

состояние глубин являет собой интегральный итог всего предшествующего геологического развития территории. Опираясь на обычный для геологии принцип эргодичности, мы можем по совокупности пространственно разобщенных разновозрастных реализаций качественно однотипного оруденения с той или иной достоверностью оценить характер глобального эволюционного тренда интересующих нас геофизических характеристик глубин. В свою очередь это позволяет получать значения геофизических характеристик, приведенных к одинаковому моменту времени после завершения рудогенеза [37]. Таким путем удастся в значительной мере исключить влияние эволюционного тренда физических условий глубин и обеспечить сопоставимость геофизических и металлогенических данных.

Другая крайняя точка зрения сводится к представлению, что геологическим объектам с одинаковой металлогенической характеристикой соответствуют одинаковые показатели строения и состояния глубинных зон Земли. В работе [37] было показано, что это предположение в неявном виде опирается на ряд допущений. Одно из них сводится к утверждению, что геофизические показатели глубин, отвечающие сопоставляемым металлогеническим объектам, изменялись во времени таким образом, что их современные оценки можно поставить в соответствие одинаковым фазам развития. Такое допущение — вполне правдоподобное; если оно и не выполняется в полной мере, это может компенсироваться специальными приемами обработки данных. Другое, менее очевидное и по существу мало обоснованное допущение сводится к априорному исключению взаимной компенсации нескольких глубинных факторов рудогенеза. При этом допускается, что геофизические показатели могут выходить за пределы области оптимальных значений, а интенсивность рудогенеза меняется незначительно. Очевидно, что проблема использования геофизической информации в металлогении не может сводиться к ее обработке с помощью технических приемов, известных под общим названием «методы распознавания образов». Необходимо опираться на теоретические модели эволюции физического состояния глубин.

До сих пор все наши рассуждения в неявном виде предполагали традиционное, т. е. фиксистское, понимание тектогенеза. Неизбежно возникает вопрос, в какой мере все изложенное выше не теряет смысла при переходе к тектоническим построениям на базе тектоники плит, т. е. каким образом могут сохраняться «связи по вертикали» в условиях интенсивных латеральных перемещений мантийных и коровых масс. Ответ на этот вопрос, сформулированный авторами в работе [27], сводится к следующему.

Как известно, мощность надастеносферной части мантии и, следовательно, мощность литосферных плит варьирует в широких пределах. Вблизи океанического хребта эта мощность исчисляется первыми десятками километров и постепенно в процессе спрединга возрастает пропорционально квадратному корню из ее возраста, так что к моменту субдукции достигает 100 км и более. При гео-

динамическом анализе горно-складчатых областей мы имеем дело, как правило, с достаточно мощной литосферой и мощной надастеносферной частью мантии.

Очевидно, что дрейф континентальных масс сам по себе не ведет к преобразованию состава и строения литосферы. Поэтому интересующая нас информация о термодинамическом режиме глубин в период тектоно-магматической активности и рудогенеза может сохраняться в надастеносферной части мантии в виде термических, химических и фазовых неоднородностей, регистрируемых геофизическими наблюдениями. Крупнейшие из этих неоднородностей, не затрагиваемые конвекцией, по расчетам У. М. Каулы [1975 г.], могут сохраняться в течение миллиарда лет. Участвуя в дрейфе континентов, они медленно эволюционируют — теряют контрастность, но продолжают оставаться доступными изучению. Интерес к ним определяется возможностью оценить условия существования «мантийных корней» рудогенерирующих систем.

1.2. ГЕНЕРАЛИЗИРОВАННАЯ СХЕМА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАСС В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

В поперечном разрезе любой зоны субдукции можно выделить три важнейших направления перемещения материала. Основная масса его погружается в подастеносферную область мантии, проследиваясь в виде холодной и плотной пластины до глубины 500—700 км. Значительно меньшая доля материала в расплавленном или частично расплавленном (кашеобразном) состоянии перемещается в тылы зоны субдукции по астеносферному каналу. Частично такой материал проникает в земную кору и выносится на земную поверхность в виде вулканических излияний. Масштаб этих перемещений, их соотношение мы будем рассматривать в зависимости от скорости сходящихся плит v и вязкости подастеносферного субстрата η . Чем больше скорость встречного движения плит*, тем при прочих равных условиях интенсивнее оказываются потоки масс. Чем меньше вязкость подастеносферного субстрата, тем с большей легкостью (обычно под более крутым углом) погружается в мантию литосферная пластина, тем меньшая доля материала попадает в астеносферу и частично наращивает земную кору (рис. 1).

Понятно, что анализируя геологическую реальность, мы обычно имеем дело с одновременным влиянием перечисленных и некоторых других, не учитываемых здесь факторов. Кроме того, факторы, характеризующие условия протекания субдукции, в свою очередь меняются, являясь в значительной мере следствием этого

* Для простоты мы ограничиваемся здесь учетом относительной скорости плит, хотя, как было показано в работе [37], тектоно-магматическая активность зависит также и от «абсолютной» скорости каждой из плит.

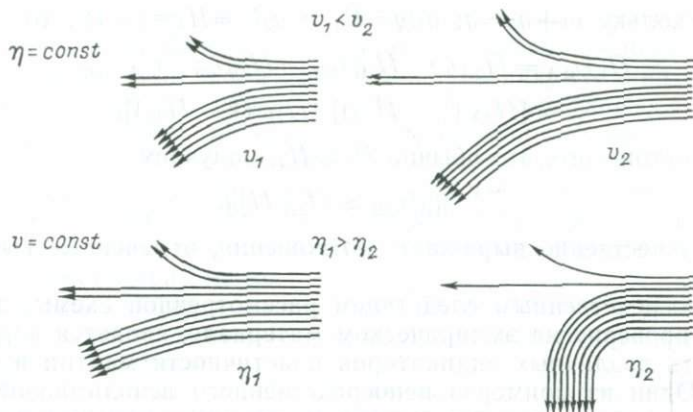


Рис. 1. Схема распределения потоков масс в зависимости от скорости взаимодействующих плит v и вязкости подастеносферного субстрата η .

процесса. Для нас существенно, в частности, что вязкость подастеносферного субстрата может возрастать по мере накопления холодного литосферного материала, что влечет за собой увеличение астеносферных и транслитосферных потоков масс. В пределе, как было показано в работе [27], может произойти перестройка зоны субдукции, например отступление зоны Бенюфа в сторону океана.

Проведем мысленно плоскость, перпендикулярную к направлению перемещения материала с плотностью $\rho(t)$, попадающего в зону субдукции со скоростью $v(t)$. Выделим в плоскости сечение единичной площади, через которое за единицу времени проходит масса $m(t) = \rho(t)v(t)$. Поступающий материал разделяется на подастеносферный P_1 и астеносферный P_2 потоки ($P_1 + P_2 = 1$). От последнего, кроме того, при благоприятных условиях может отщепляться некоторая небольшая часть, проникающая в кору и выходящая на земную поверхность.

При установившемся движении, характеризуемом малыми числами Рейнольдса, и при одинаковых геометрических параметрах сечения на основании известной формулы Пуазейля заданному значению градиента давления p можно поставить в соответствие постоянное число, равное произведению вязкости вещества η на его расход q :

$$\text{grad } p = \text{const } (q\eta); \quad q_1/q_2 = \eta_2/\eta_1.$$

При одинаковых значениях $\text{grad } p$ и η_2 , но при разной вязкости подастеносферного субстрата в зонах субдукции A и B (или в разных сегментах A и B протяженной зоны субдукции) получим

$$q_{1A}/q_{2A} = \eta_2/\eta_{1A}; \quad q_{1B}/q_{2B} = \eta_2/\eta_{1B}.$$

Поскольку $q_1 + q_2 = q$; $q_1/q = P_1$ и $q_2/q = P_2 = 1 - P_1$, то

$$\begin{aligned} P_{1A}\eta_{1A} &= P_{2A}\eta_{2A}; \quad P_{1B}\eta_{1B} = P_{2B}\eta_{2B}; \quad \eta_{1A}/\eta_{1B} = \\ &= [P_{2A}/(1 - P_{2A})]/[P_{2B}/(1 - P_{2B})]. \end{aligned}$$

С учетом того, что обычно $P_1 \gg P_2$, получаем

$$\eta_{1A}/\eta_{1B} \approx P_{2A}/P_{2B},$$

что количественно выражает соотношения, отмеченные выше (см. рис. 1).

Непосредственным следствием рассмотренной схемы, допускающей проверку на эмпирическом материале, является коррелированность различных индикаторов пластичности мантии и потоков масс. Один из примеров непосредственного использования выведенного соотношения дан в главе 9, где приведена реконструкция палеозойской зоны субдукции в пределах Монголо-Забайкальской области.

В других моделях тепломассопереноса оказывается целесообразным учитывать возраст субдуцируемой литосферы, определяющий ее мощность и температуру, а следовательно, и плавучесть [Vogt P. R., 1973 г.; McKenzie D., 1977 г.; Wortel M. J., Vlaar N. J., 1978 г.; Yokokura T., 1981 г.]. В работе [37] было показано, что потоки масс и тепла в зонах субдукции во многом зависят от состояния астеносферного канала, его мощности, степени разогрева и контрастности. Последняя, в частности, определяет вертикальную фокусировку тепломассопереноса. В тылах зон субдукции с контрастной астеносферой, как правило, наблюдаются области разогрева, фиксируемые аномалиями добротности, теплового потока, а иногда рифтогенезом и вторичным спредингом.

В современных зонах субдукции индикатором контрастности астеносферы может служить также распределение сейсмичности в соответствующей зоне Беньофа. Чем четче выражен асейсмичный интервал, тем больше оснований предполагать контрастность астеносферы. И наоборот, ослабленная сейсмичность в широком интервале глубин указывает на принципиальную возможность рассеяния масс и тепла. К этой схеме мы будем неоднократно обращаться в дальнейшем, оценивая степень разогрева тылов палеозон субдукции.

1.3. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ [ОЦЕНКА ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА АККУМУЛЯЦИИ МАСС И ТЕПЛА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ]

Продолжим рассмотрение схемы тепломассопереноса, введя следующие дополнительные предположения.

1. Термический режим зоны взаимодействия плит в каждый данный момент является следствием интегрального итога пред-

шествовавших геодинамических событий и сопровождающих субдукцию процессов. Среди этих процессов первостепенное значение имеют выделение тепла при трении, его аккумуляция и перенос на астеносферном уровне в тылы зоны субдукции, а также накопление холодного материала поглощаемой литосферы.

2. Интенсивность выделения тепла зависит от скорости погружения плиты и от коэффициента трения; последний уменьшается по мере аккумуляции тепла. Поступление тепла, связанного с радиоактивным распадом, фазовыми превращениями и другими процессами, относительно мало.

3. Вязкость мантии в зоне субдукции снижается в результате аккумуляции тепла и возрастает по мере накопления холодного литосферного материала.

4. Скорость относительного движения плит (интенсивность поглощения литосферного материала) уменьшается с ростом вязкости мантийного субстрата.

Нетрудно понять, что сформулированные положения в совокупности определяют возможность достаточно сложной эволюции термодинамической обстановки в зоне субдукции и, естественно, тектоно-магматической истории региона. Варьируя параметрами процесса накопления и рассеяния тепла, можно как следствие получить разный «стиль» развития орогенно-складчатых областей.

Рассмотрим поперечное сечение зоны субдукции, введя для переменных следующие обозначения:

m_{π}, m — масса литосферного материала, соответственно проходящая и аккумулируемая за единичный интервал времени в единичном сегменте зоны субдукции;

t — время, отсчет которого ведется с начала процесса;

ρ, h, v — средняя плотность, толщина и скорость (относительная) погружающейся литосферной пластины;

dv^* — компонента dv , не зависящая от условий поглощения литосферного материала;

η_{π} — логарифмическая функция эффективной вязкости под-астеносферного субстрата;

$d\eta_{\pi}^*$ — компонента $d\eta_{\pi}$, отражающая латеральную неоднородность мантии, не связанную с анализируемым процессом субдукции;

V, M — объем и масса литосферного материала, аккумулированного в единичном сегменте зоны субдукции;

τ — коэффициент трения материала погружающейся пластины и материала перекрывающей плиты;

Q — количество тепла, накапливаемого в единицу времени в единичном сегменте зоны субдукции (определяется с учетом его выделения и выноса с последующим рассеянием);

$\tilde{Q}(t)$ — количество тепла, накопленного в единичном сегменте зоны субдукции к моменту времени t после начала процесса.

При умеренных вариациях рассматриваемых переменных их частные производные играют роль коэффициентов пропорциональности; обозначим их K ; обычно $K_{YX} = |dY/dX|$.

Итак,

$$dv = -K_{v\eta_\pi} d\eta_\pi - K_{vV} dV + dv^*; \quad (1)$$

$$d\eta_\pi = -K_{\eta_\pi V} dV - K_{\eta_\pi \check{Q}} d\check{Q} + d\eta_\pi^*. \quad (2)$$

Из формул (1) и (2) получаем

$$dv = dv^* - (K_{vV} + K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi V}) dV + K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi \check{Q}} d\check{Q} - K_{v\eta_\pi} d\eta_\pi^*,$$

отсюда

$$v(t) = v^*(t) - V(t) (K_{vV} + K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi V}) + \check{Q}(t) K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi \check{Q}} - K_{v\eta_\pi} \eta_\pi^* + \text{const.}$$

С учетом того, что $v(t=0) = v^*(t=0)$; $V = M/\rho$, имеем

$$v(t) = v^*(t) - b_{11} M(t)/\rho + b_{12} \check{Q}(t), \quad (3)$$

где $b_{11} = K_{vV} + K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi V}$; $b_{12} = K_{v\eta_\pi} K_{\eta_\pi \check{Q}}$.

В единицу времени в зоне субдукции проходит масса $\rho h v(t)$, одна часть которой $K_{mV} M(t)/\rho$ рассеивается на большой глубине, а другая $m(t) = \rho h v(t) - K_{mV} M(t)/\rho$ аккумулируется. С учетом выражения (3) имеем

$$m(t) = -M(t) a_{11} + \check{Q}(t) a_{12} + v^*(t) a_{13}, \quad (4)$$

где $a_{11} = b_{11} h + K_{mV}/\rho$; $a_{12} = b_{12} \rho h$; $a_{13} = \rho h$.

Выделение тепла в единицу времени (с учетом ослабления трения по мере накопления тепла и разогрева масс) определяется выражением $K_{Q_\pi} v(t) \tau - K_{Q_\pi} \check{Q}(t)$; рассеиваемая масса в единицу времени уносит тепло $K_{Q_\rho} K_{mV} M(t)/\rho$, так что его поступление за то же время

$$Q(t) = K_{Q_\pi} \tau v(t) - K_{Q_\pi} \check{Q}(t) - K_{Q_\rho} K_{mV} M(t)/\rho = -M(t) a_{21} - \check{Q}(t) a_{22} + v^*(t) a_{23}, \quad (5)$$

где

$$a_{21} = K_{Q_\pi} \tau b_{11}/\rho + K_{Q_\rho} K_{mV}/\rho; \quad a_{22} = K_{Q_\pi} - K_{Q_\pi} \tau b_{12}; \quad a_{23} = K_{Q_\pi} \tau.$$

Из уравнений (4) и (5) получаем основную систему дифференциальных уравнений

$$\left. \begin{aligned} dM(t)/dt &= -a_{11} M(t) + a_{12} \check{Q}(t) + a_{13} v^*(t); \\ d\check{Q}(t)/dt &= -a_{21} M(t) - a_{22} \check{Q}(t) + a_{23} v^*(t). \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Структура системы (6) отражает очевидное соотношение: скорость аккумуляции массы и тепла зависит от состояния глубин в данный момент и от той компоненты скорости субдукции, которая определяется только внешними условиями.

Решение системы имеет вид

$$M(t) = (1/2)(1 + \mu\nu/\gamma) F_2(t) + (1/2)(1 - \mu\nu/\gamma) F_1(t); \quad (7)$$

$$\check{Q}(t) = [\mu/(2\gamma)] (F_2(t) - F_1(t)),$$

где

$$F_1(t) = (\beta - \lambda\gamma) e^{-(t/2)(\alpha-\gamma)} \int_0^t v^*(s) e^{(s/2)(\alpha-\gamma)} ds;$$

$$F_2(t) = (\beta + \lambda\gamma) e^{-(t/2)(\alpha+\gamma)} \int_0^t v^*(s) e^{(s/2)(\alpha+\gamma)} ds;$$

$$\alpha = a_{11} + a_{22}; \quad \beta = a_{13} - [a_{23}/(2a_{21})] (a_{11} - a_{22});$$

$$\gamma = [(a_{11} - a_{22})^2 - 4a_{21}a_{12}]^{1/2}; \quad \lambda = a_{23}/(2a_{21});$$

$$\mu = 2a_{21}; \quad \nu = (a_{11} - a_{22})/(2a_{21}).$$

Поток массы в астеносфере (в тыловую часть зоны субдукции) $m_a(t)$ зависит от общего потока $m(t)$, соотношения вязкости вещества астеносферы и подастеносферного субстрата, а также от объема V_a масс, уже поступивших в астеносферу:

$$dm_a = (\partial m_a / \partial m) dm + (\partial m_a / \partial \Delta\eta) d\Delta\eta + (\partial m_a / \partial V_a) dV_a = K_{m_a m} dm +$$

$$+ K_{m_a \Delta\eta} K_{\eta_{\pi V}} dV - K_{m_a \Delta\eta} (K_{\eta_{\pi} \check{Q}} - K_{\eta_a \check{Q}}) d\check{Q} +$$

$$+ K_{m_a \Delta\eta} d\eta_{\pi}^* - K_{m_a V_a} dV_a. \quad (8)$$

После преобразований получаем выражение для массы $M_a(t)$, аккумулярованной в тылу зоны субдукции,

$$M_a(t) = e^{-pt} \int_0^t q(s) e^{ps} ds, \quad (9)$$

где

$$p = -(1/\rho) (\partial m_a / \partial V_a);$$

$$q(t) = (dM(t)/dt) K_{m_a m} + M(t) (K_{m_a \Delta\eta} K_{\eta_{\pi V}}) / \rho - \check{Q}(t) (K_{\eta_{\pi} \check{Q}} -$$

$$- K_{\eta_a \check{Q}}) K_{m_a \Delta\eta} + (\eta_{\pi}^* - \bar{\eta}_{\pi}^*) K_{m_a \Delta\eta}.$$

Здесь $\bar{\eta}_{\pi}^*$ — среднее значение η_{π}^* , так что член $(\eta_{\pi}^* - \bar{\eta}_{\pi}^*) K_{m_a \Delta\eta}$ учитывает различия состояния подастеносферного пространства в смежных сегментах зоны субдукции.

Решение системы уравнений (6) дает ряд характеристик нелинейно меняющегося режима, в том числе время t^* , разделяющее момент начала взаимодействия плит и момент максимального накопления тепла $Q(t) = Q(t)^*$ при наивысшем подъеме геонизотерм (орогенная стадия развития). В частном случае при постоянстве внешних условий ($v^* = \text{const}$)

$$t^* = (1/\gamma) \ln [(\beta + \lambda\gamma)/(\beta - \lambda\gamma)].$$

Отсюда следует, что на рост t^* более всего влияют уменьшение ν и увеличение λ . Это в свою очередь с учетом формул (7) и (8) означает, что росту t^* способствуют медленное накопление холодного литосферного материала, не ведущее к значительному увеличению вязкости подастеносферного субстрата и не препятствующее продолжению поглощения плиты, а также эффективный тепломассоперенос в тылы зоны субдукции, малая толщина литосферной плиты и значительный исходный разогрев верхней мантии.

Воздействие исходного разогрева верхней мантии может проявляться в глобальном масштабе и на региональном уровне. В первом случае имеется в виду влияние на функционирование зон субдукции общей термической деградации планеты. При этом возрастают вязкость мантии и, следовательно, интенсивность тепловыделения за счет трения; кроме того, ускоряется насыщение подастеносферного пространства холодным литосферным материалом. Все это способствует сокращению времени t^* , т. е. длительности тектоно-магматических циклов. Взаимодействие плит может продолжаться и после перестройки зоны субдукции, в частности с формированием новой островной дуги, смещенной от предыдущей в сторону океана. Таким образом, с рассматриваемых позиций редуцированность фанерозойских циклов по отношению к докембрийским получает естественное объяснение без привлечения труднодоказуемых представлений об акселерации тектонических движений, седиментационных процессов и т. п. [Романовский С. И., 1977 г.].

К глобальным явлениям следует относить также эпохи эпизодического разогрева и охлаждения глубин Земли, связанные, вероятно, с перестройкой системы мантийной конвекции. Последний из эпизодов такого рода в конце палеозоя — начале мезозоя сопровождался расколом Пангеи и массовым выплавлением базальтоидов с экстремально низкой железистостью [1].

На региональном уровне рассматриваемый фактор проявляется в виде латеральной термической неоднородности глубин и чаще всего может трактоваться как следствие особенностей предшествующего развития региона. В частности, повышенная пластичность мантии может оказаться результатом предыдущего рифтогенеза. Это будет способствовать длительному субдуцированию литосферы с малым выделением тепла и медленным насыщением подастеносферного пространства. В итоге формируются складчатые области так называемого фемического профиля с растянутыми или повторяющимися «начальными этапами» развития, с поздним наступлением орогенеза и консолидации.

Классическим примером региона такого рода является Урал, где по ряду причин палеозойские зоны субдукции оказались пространственно сближенными с позднепротерозойскими зонами рифтогенеза. Эффективное размещение перегретого материала в тылах зон субдукции (Западная Сибирь, Казахстан) определило

здесь дефицит глубинных масс, который отчетливо фиксируется гравитационным космическим картографированием мантии.

Латеральная термическая и, следовательно, реологическая неоднородность верхней мантии меняет соотношение потоков масс в астеносфере и в подастеносферном пространстве, определяя темп аккумуляции масс M_a [см. формулу (9)] в тылах зоны субдукции. Чем более вязким оказывается подастеносферный субстрат, тем интенсивнее при прочих равных условиях поток перегретого вещества по астеносферному каналу в тылы зоны субдукции, тем интенсивнее и экстенсивнее здесь проявлен магматизм. Ощутимые геологические следствия в виде продольной зональности в достаточно протяженных орогенах линейного типа наблюдаются повсеместно. Таким путем, в частности, удалось приблизиться к пониманию природы меридиональной петрологической зональности Урала [Клушин И. Г., Румянцев Н. А., Абрамович И. И., 1977 г.], реконструировать геодинамическую обстановку в эпоху формирования Монголо-Забайкальской складчатой системы с ее характерным «телеорогенным» («внегеосинклинальным») гранитоидным магматизмом [Козубова Л. А., Клушин И. Г., Абрамович И. И., 1978 г.].

1.4. АКТИВИЗАЦИЯ ТЫЛОВ ЗОН СУБДУКЦИИ [ОЦЕНКА СКОРОСТИ И ДАЛЬНОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА]

Будем рассматривать астеносферу как слой толщиной h со средней вязкостью η , которая значительно меньше вязкости за пределами его плоскопараллельных границ. В верхней горизонтальной плоскости расположим ось x прямоугольной системы координат (x, z) . Давление приложено в области динамического контакта субдуцируемой пластины с астеносферой ($x=0$). Вещество подвижной плиты также испытывает давление. Однако в этом случае перемещение отсутствует из-за гораздо большей жесткости материала. При наличии градиента давления и поступления масс материал астеносферы перемещается со скоростью v , которая подлежит определению, равно как и интеграл от нее по времени t , т. е. путь, пройденный материалом. Пренебрегая сжимаемостью и полагая отсутствие перемещения материала в направлении, перпендикулярном к оси x (т. е. $v_x=v$; $v_z=0$), имеем $v=v_x(z, t)$. Рассматриваемой задаче отвечает дифференциальное уравнение Навье — Стокса

$$\partial v(t, z)/\partial t = -(1/\rho)(\partial p/\partial x) + (\eta/\rho)(\partial^2 v/\partial z^2) \quad (1)$$

с начальными условиями $v(t=0, z)=\varphi(z)$ и условием на границах $v(t, z=h)=v(t, z=0)=0$.

Решение задачи, полученное Л. И. Клушиным, имеет вид

$$v(t, z) = \sum_{k=1}^{\infty} \left\{ \exp \left(-\frac{\pi^2 k^2}{h^2} \frac{\eta}{\rho} t \right) \frac{2}{h} \int_0^h \varphi(z) \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right) dz + \right. \\ \left. + \int_0^t \exp \left[\frac{\pi^2 k^2 \eta}{h^2 \rho} (\tau - t) \right] \frac{2}{h} \int_0^h -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p(\tau, z)}{\partial x} \times \right. \\ \left. \times \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right) dz d\tau \right\} \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right). \quad (2)$$

Заметим, что формула (2) гомологична решению И. С. Громеки для осесимметричного случая, где искомая характеристика скорости представляется в виде разложения по функциям Бесселя [Слѣзкин Н. А., 1955 г.]. Для численных расчетов принимаем следующие оценки параметров: $\rho = 3,5 \cdot 10^3$ кг/м³; $\eta = n_\eta \cdot 10^{19}$ Па·с; $-\partial p/\partial x = n_p \cdot 10$ Па/м; $h = h^* \cdot 10^5$ м; $z = z \cdot 10^5$ м, где n_η , n_p , h^* и z^* — неопределенные безразмерные величины.

В качестве начального распределения скорости принимаем такое, которое соответствует установившемуся движению под воздействием градиента давления, заданного величиной $n_p(0)$:

$$\varphi(z^*) = (1/2) [n_p(0)/n_\eta] (z^* h^* - z^{*2}) 10^{-4}. \quad (3)$$

При вычислении интеграла, включающего $[-(1/\rho)(\partial p/\partial x)]$, учитываем постоянство градиента давления по вертикали в сечении астеносферы:

$$\frac{2}{h} \int_0^h -\frac{\partial p(\tau, x)}{\partial x} \frac{1}{\rho} \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right) dz = \frac{2}{h} \left(-\frac{\partial p(\tau)}{\partial x} \right) \frac{1}{\rho} \int_0^h \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right) dz = \\ = -\frac{\partial p(\tau)}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{2}{\pi k} [1 + (-1)^{k+1}] = \frac{n_p(\tau)}{3,5} \frac{2}{\pi k} [1 + (-1)^{k+1}]. \quad (4)$$

В множителе при t в экспоненциальной функции делаем соответствующие замены:

$$\frac{\pi^2 k^2}{h^2} \frac{\eta}{\rho} = \frac{\pi^2 k^2 n_\eta \cdot 10^{13}}{h^{*2} \cdot 10^{10} \cdot 3,5 \cdot 10^{-3}} = \frac{\pi^2 k^2 n_\eta \cdot 10^6}{3,5 h^{*2}}.$$

Подстановка численных оценок параметров приводит к приближенному равенству

$$\int_0^t \exp \left[\frac{\pi^2 k^2}{h^2} \frac{\eta}{\rho} (\tau - t) \right] \frac{2}{h} \int_0^h -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p(\tau, z)}{\partial x} \sin \left(\frac{\pi k}{h} z \right) dz d\tau = \\ = \int_0^t \exp \left[\frac{\pi^2 k^2 n_\eta}{3,5 h^{*2}} 10^6 (\tau - t) \right] \frac{n_p(\tau)}{3,5} \frac{2}{\pi k} [1 + (-1)^{k+1}] d\tau \approx \\ \approx \frac{2 h^2 n_p(t)}{\pi^3 n_\eta} \frac{[1 + (-1)^{k+1}]}{k^3} 10^{-4}; \quad (5)$$

в правой его части не показаны члены высокого порядка малости.

Поскольку нас не интересуют оценки $v(t)$ при $0 < t < 10^5$ лет, то к числу членов высокого порядка малости можно отнести и произведение

$$\exp\left(-\frac{\pi^2 k^2 n_{\eta} 10^8 t}{3,5 h^{*2}}\right) \frac{1}{2} \frac{n_p(0)}{n_{\eta}} \frac{2}{h^{*}} \int_0^{h^{*}} (z^{*} h^{*} - z^{*2}) \sin\left(\frac{\pi k}{h^{*}} z^{*}\right) dz^{*}.$$

Таким образом,

$$\begin{aligned} v(t, z^{*}) &\approx \frac{2 n_p(t) h^{*2}}{\pi^3 n_{\eta}} \left[\sum_{k=1}^{\infty} \frac{1 + (-1)^{k+1}}{k^3} \sin\left(\frac{\pi k}{h^{*}} z^{*}\right) \right] \cdot 10^{-4} = \\ &= \frac{n_p(t)}{n_{\eta}} h^{*2} \cdot 2 \left[\sum_{k=1}^{\infty} \frac{1 + (-1)^{k+1}}{k^3} \sin\left(\frac{\pi k}{h^{*}} z^{*}\right) \right] \cdot 3 \cdot 10^{-10}. \end{aligned}$$

Поскольку значения $n_p(t)$ и n_{η} точно не известны, целесообразно считать $n_p(t) = n_p \gamma(t)$, где γ — детерминированная функция времени, и рассматривать случайные переменные n_p и n_{η} , принимающие положительные значения вместе с соответствующими функциями плотности вероятности $f_{n_p}(n_p)$ и $f_{n_{\eta}}(n_{\eta})$. При этом скорость $v(t, z^{*})$ и путь $S(t, z^{*})$ перемещения вещества астено-сферы за время t также оказываются случайными функциями:

$$\begin{aligned} S(t, z^{*}) &= \frac{n_p}{n_{\eta}} \left\{ 2 h^{*2} \left[\sum_{k=1}^{\infty} \frac{1 + (-1)^{k+1}}{k^3} \sin\left(\frac{\pi k}{h^{*}} z^{*}\right) \right] \int_0^t \gamma(t) dt \right\} = \\ &= \frac{n_p}{n_{\eta}} F(t, z^{*}); \end{aligned}$$

$$f_S(S) = F(t, z^{*}) S^{-2} \int_0^{\infty} n_p f_{n_p}(n_p) f_{n_{\eta}}\left(\frac{n_p F(t, z^{*})}{S}\right) dn_p.$$

Вероятность того, что за время t пройденный путь окажется не менее S_1 и не более S_2 , вычисляется интегрированием:

$$P(S_1 \leq S \leq S_2) = \int_{S_1}^{S_2} f_S(r) dr.$$

На рис. 2 показана область значений S , соответствующая перемещению вещества в центральной части астено-сферы, где скорость в 1,3 раза меньше максимальной [для всей астено-сферы $v_{cp} = (2/3) v_{\max}$]. При расчетах приняты двусторонние ограничения:

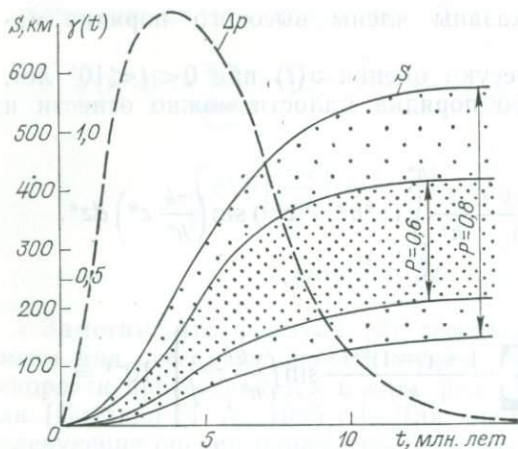


Рис. 2. Оценка пути S перемещения астеносферного вещества под воздействием меняющегося во времени градиента давления Δp .

Крапом выделены доверительные интервалы для S , отвечающие значениям вероятности $P=0,6$ и $0,8$.

$5 \leq |\partial p / \partial x| \leq 50$ Па/м; $10^{19} \leq \eta \leq 10^{19,5}$ Па·с* — и равномерность распределения $f_{n_p}(n_p)$, $f_{n_\eta}(n_\eta)$. Вероятность выхода значений S за пределы области, выделенной на рисунке крапом, не превышает 0,2.

Как видим, за интервал времени менее 20 млн. лет частично расплавленный материал астеносферы может переместиться на сотни километров в тылы зоны субдукции.

1.5. ВОСХОДЯЩИЙ МАССОПОТОК В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

В этом разделе мы продолжим анализ основной схемы распределения массопотоков в зоне субдукции. Оценим влияние тектонических сил и реологических свойств мантии на массовость вулканических излияний в островных дугах и родственных им структурах. В некоторых из них вулканические аппараты размещаются тесно, в других — на значительных расстояниях друг от друга. Столь же существенны различия между вулканическими аппаратами, если их сравнивать по среднему временному интервалу между эруптивными циклами. В чем причина таких различий? На этот вопрос классическая геология, опирающаяся на фиксистские представления, ответа не дает.

Развитие идей новой глобальной тектоники стимулировало многочисленные попытки рассматривать вариации вулканической активности как следствие различий в геодинамическом режиме на границах взаимодействующих литосферных плит. Представля-

* С учетом возможного проявления механизма дислокационной вязкости и соответствующего ему степенного реологического закона локальные (во времени и пространстве) значения вязкости могут быть существенно меньшими. Это означает, что для достижения такого же смещения S могут оказаться достаточными меньшие напряжения.

лась очевидной необходимость учитывать скорость сближения плит, мощность погружающейся литосферной пластины, мощность обводненных осадков на океанической плите и ряд других характеристик [Sugisaki R., 1976 г.; Wortel M. J., Vlaar N. J., 1978 г. и др.]. До последнего времени, однако, подобные попытки оказывались неудачными, поскольку вся вводимая совокупность характеристик не учитывала условия размещения и перераспределения поглощаемого материала. Без этого же не удавалось удовлетворительно объяснить реально наблюдаемые различия в интенсивности и экстенсивности вулканизма.

Как показано в работе [1], о термодинамическом режиме в зонах субдукции мы можем судить не только по скорости сходящихся плит (по ее нормальной компоненте v), но и по соотношению тепловых потоков в пределах вулканической дуги и прилегающего глубоководного желоба $q^* = q/q_{\text{ж}}$. Переменная v характеризует общее количество материала, доставляемого в зону субдукции, что во многом определяет степень сжатия (проницаемости) литосферы, а отношение $q/q_{\text{ж}}$ наряду с этим отражает динамику генерации и перемещения перегретого материала, а также термический режим литосферы. Возможность поглощения литосферы очевидным образом зависит от реологического состояния астеносферного канала и непосредственно примыкающего к нему подастеносферного пространства.

Авторами ранее показано [1], что приемлемым индикатором реологического состояния мантии является напряженность недипольной и недрейфующей составляющей геомагнитного поля, в частности его вертикальной компоненты Z_{st} . Эта составляющая, как и основная часть, аппроксимируемая полем диполя, связана с системой токовых линий в глубинных зонах Земли, но отражает региональные отклонения электрической проводимости среды от той проводимости, которая соответствует сферически-симметричной модели. В свою очередь электрическая проводимость зависит от термического состояния глубин и тесно связана с региональной геологией.

Как и ранее (см. раздел 1.2), будем считать, что «вулканический поток» $P_{\text{в}}$ составляет часть «астеносферного потока» $P_{\text{а}}$. Его величина зависит от количества Q перегретого (расплавленного) материала, поступающего в литосферу, и от степени сжатия литосферы C , влияющей на ее проницаемость. Коэффициент пропорциональности K , связывающий изменения $P_{\text{в}}$ и $P_{\text{а}}$, уменьшается с ростом C и увеличивается с возрастанием Q :

$$dK = (\partial K / \partial C) dC + (\partial K / \partial Q) dQ. \quad (1)$$

В соответствии с отмеченным ранее

$$dC \approx (\partial C / \partial v) dv \text{ и } dq^* = (\partial q^* / \partial v) dv + (\partial q^* / \partial Q) dQ.$$

Отсюда

$$dQ = \frac{dq^* - dv \partial q^* / \partial v}{\partial q^* / \partial Q};$$

$$dK = \frac{\partial K}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial v} dv + \frac{\partial K}{\partial Q} \frac{dq^* - dv \partial q^* / \partial v}{\partial q^* / \partial Q} = \left[\frac{\partial K}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial v} - \frac{(\partial K / \partial Q) (\partial q^* / \partial v)}{\partial q^* / \partial Q} \right] dv + \frac{\partial K / \partial Q}{\partial q^* / \partial Q} dq^*.$$

Поскольку

$$\partial K / \partial C < 0; \partial C / \partial v > 0; \partial K / \partial Q > 0; \partial q^* / \partial v > 0; \partial q^* / \partial Q > 0,$$

то

$$dK = -a_1 dv + a_2 dq^*; K = a_0 - a_1 v + a_2 q^*, \quad (2)$$

где a_0, a_1, a_2 — некоторые константы.

Астеносферный поток зависит не только от нормальной компоненты скорости сходящихся плит, но и от соотношения вязкости астеносферы и подастеносферного субстрата: $\Pi_a \sim v \eta_n / \eta_a$, где η_n и η_a — соответствующие коэффициенты вязкости. В свою очередь коэффициенты вязкости являются логарифмической функцией температуры. Для относительного значения температуры T имеет место приближенное равенство $\ln \eta \approx a_0 - a_1 T$, где $a_0, a_1 = \text{const}$. В рассматриваемой ситуации вариации T оцениваем характеристикой Z_{st} :

$$dT \approx (\partial T / \partial Z_{st}) dZ_{st} T \approx \beta_0 + \beta_1 Z_{st},$$

где $\beta_0, \beta_1 = \text{const}$.

Отсюда

$$\begin{aligned} \ln \eta_n &\approx a_0 - a_1 (\beta_0 + \beta_1 Z_{st}) \approx a_2 - a_3 Z_{st}; \\ \eta_n &\approx \exp(a_2 - a_3 Z_{st}) = \exp[\theta^* (a^* - Z_{st})]; \\ \Pi_a &\approx (v / \eta_a) \exp[\theta^* (a^* - Z_{st})], \end{aligned} \quad (3)$$

где a_2, a_3, a^* и θ^* — некоторые константы.

Объединяя выражения (2) и (3), имеем

$$\begin{aligned} \Pi_a &\approx (v / \eta_a) (a_0 - a_1 v + a_2 q^*) \exp[\theta^* (a^* - Z_{st})] = (v + \gamma_1 v q^* - \\ &\quad - \gamma_2 v^2) \exp[\theta^* (a^* - Z_{st})], \end{aligned} \quad (4)$$

где $\gamma_1, \gamma_2, \theta^*$ и a^* — неизвестные пока коэффициенты.

Итак, в соответствии с исходными предположениями получена достаточно простая аналитическая зависимость вулканического потока (характеристики вулканической активности) от термических и динамических параметров зон субдукции. Вулканическая активность растет с увеличением v и $q/q_{ж}$, но при достаточно большом значении v (в силу возрастающего сжатия литосферы и сокращения ее проницаемости) начинает уменьшаться; активность растет при повышении вязкости мантии, о чем можно судить по уменьшению напряженности недипольной и дрейфующей составляющей поля или другой оценки температуры (см. раздел 3.2), и резко падает при увеличении значений этих оценок.

Предлагаемая модель допускает простейшую проверку ее соответствия геологической реальности. Для этого вначале находим численные значения четырех коэффициентов ($\gamma_1, \gamma_2, \theta^*, a^*$), ис-

Характеристики геодинамического режима и вулканической активности некоторых зон субдукции Тихоокеанского кольца

Зона субдукции	v , см/год	$q/q_{ж}$	Z_{st} , А/м	Вулканический поток Π_v	
				Расчетный	Эмпирический
Хонсю	7,8	2,8	-1,8	1,6	1,4
Камчатка	1,8	2,2	-3,0	1,1	1,9
Алеуты	0,4	2,2	-4,8	0,6	1,0
Марианы	6,7	2,4	+0,2	0,5	0,16
Новые Гебриды	5,4	1,5	+2,0	0,2	0,16
Тонга	9,6	2,0	+3,3	0,1	0,4
Кермадек	9,5	3,5	+2,9	0,2	0,06

пользуя в качестве меры вулканической активности пространственно-временную плотность извержений, в свою очередь определяемую отношением n/τ , где n — количество вулканических аппаратов на 100 км фронта вулканической дуги; τ — средний временной интервал между вулканическими циклами одного вулканического аппарата. Количественные оценки n и τ для современного вулканизма Тихоокеанского кольца заимствованы из работы В. И. Влодавца [1974 г.]. Формула (4) при этом приобретает вид

$$\Pi_v \approx (v + 0,3vq/q_{ж} - 0,12v^2) \exp(-2,3 - 0,38Z_{st}). \quad (5)$$

Уклонения значений Π_v , вычисленных по формуле (5), от непосредственно измеренных обычно не превышают двух- трехкратных. Такое приближение не кажется грубым, поскольку диапазон природных вариаций Π_v достигает двух порядков.

Табл. 2 иллюстрирует существенные различия геодинамического режима зон субдукции в пределах Тихоокеанского кольца, а также степень близости соответствующих расчетных и эмпирических значений плотности вулканического потока Π_v . Скорость сходящихся плит, сильно влияющая на сейсмическую активность, не определяет пропорционального изменения уровня вулканической активности. Сравнительно высокие значения нормальной компоненты скорости в дугах Тонга, Кермадек, Мариан и Новых Гебрид не приводят к интенсивным вулканическим излияниям из-за сильного сжатия литосферы, а главное из-за значительного разогрева верхней мантии. В связи с повышенной вязкостью подастеносферного субстрата в пределах Хонсю и Камчатки (отрицательные аномалии Z_{st}) вулканическая активность этих регионов весьма значительна.

С рассматриваемых позиций становится понятным феномен «тихой» субдукции, не сопровождаемой сейсмичностью и вулканизмом. Характерен в этом отношении о. Яп из группы Каролинских, расположенный на границе взаимодействия Филиппинской и

Тихоокеанской плит. При полной асейсмичности и отсутствии признаков современного вулканизма здесь происходит поглощение океанической литосферы, о чем красноречиво свидетельствует Японский желоб, глубина которого достигает 8000 м. С. А. Ушаков, Ю. И. Галушкин и А. М. Городницкий [1977 г.] предположили, что отмеченные особенности о. Яп объясняются «закупоркой» зоны субдукции подводными возвышенностями на западном краю Тихоокеанской плиты. Нам представляется, что неровности рельефа субдуцируемой пластины могут приводить к возрастанию напряжений и усилению сейсмичности при одновременном уменьшении глубины желоба. Отсутствие этих признаков свидетельствует, напротив, о спокойном поглощении литосферного материала в условиях пониженной вязкости мантии, что подтверждается положительными значениями Z_{st} ($\sim 1,5$ А/м).

Рассмотренная геодинамическая модель и соответствующие эмпирические данные характеризуют суммарный вулканический поток без учета особенностей его состава. Между тем, зная относительную распространенность среди вулканических продуктов тех или иных разновидностей пород, можно вычислить пространственно-временную плотность потоков соответствующего состава. Такие вычисления были выполнены авторами, после чего оценивались корреляционные связи плотности потоков базальтового, андезитового и дацитового состава с параметрами модели. Практически во всех случаях вновь вычисленные корреляции оказались более слабыми, хотя качественно повторяли установленные для суммарного потока. Этот результат допускает следующее объяснение. Состав вулканических излияний и соответствующие плотности потоков зависят от более широкого спектра условий и, в частности, от дифференциации расплава во время подъема к земной поверхности. Поэтому, в отличие от общей вулканической активности, оцениваемой величиной P_v , они не вполне когерентны вариациям динамического режима.

В заключение отметим, что принципиальные соотношения между вулканической активностью и термодинамическими параметрами верхней мантии, по всей видимости, аналогичны тем, которые вытекают из анализа интенсивности и экстенсивности интрузивного магматизма. Кроме того, рассматриваемые соотношения могут использоваться при геодинамических реконструкциях древних складчатых областей (см. главы 3 и 9).

1.6. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МАНТИИ

Представление о присутствии в мантии флюидной фазы — насыщенного газами и (или) растворами расплава, вязкость которого на много порядков меньше вязкости вмещающего вещества, играет важную роль в схемах геологического развития нашей планеты. Особое место в теоретических построениях занимает идея о восходящих флюидных потоках, высказанная в начале те-

кущего столетия [Термье П., 1910 г.] и в дальнейшем получившая глубокое развитие в многочисленных работах петрологов, геохимиков и металлогенистов [Риттман А., 1939 г.; Коржинский Д. С., 1952 г.; Кузнецов Ю. А., Изох Э. П., 1969 г.; Овчинников Л. Н., 1973 г.; Fyfe W. S. и др., 1978 г.; Летников Ф. А., 1979 г.; Маракушев А. А., 1979 г.; Волохов И. М., 1979 г.; Добрецов Н. Л., 1981 г. и др.].

Плодотворность этой идеи в настоящее время вряд ли у кого вызывает сомнение, что объясняется очевидными обстоятельствами. Без представлений о флюидных потоках невозможно объяснить ни образование гранитовых батолитов из «сухого» корового субстрата [Коржинский Д. С., 1973 г.; Литвиновский Б. А., 1978 г.], ни формирование зон регионально проявленного метасоматоза [Жданов В. В., 1978 г.; Плющев Е. В., 1979 г.], ни металлогеническую специализацию интрузивных комплексов [16, 28, 47; Кузнецов Ю. А., Изох Э. П., 1969 г.]. Таким образом, поначалу чисто гипотетические представления о никем и никогда не наблюдавшихся интрателлурических (трансмагматических) растворах ныне легли в основу глубоко и широко разработанной теоретической концепции флюидного режима глубин.

Альтернативные схемы, сводящие эндогенный рудогенез к обособлению остаточных расплавов и (или) флюидов от остывающих интрузий [12, 25], по нашему мнению, характеризуют лишь некоторые частные ситуации и детали существенно более общего процесса. Еще меньшее значение для формирования крупных эндогенных месторождений имеют процессы мобилизации вещества земной коры, хотя некоторые исследователи [4; Плющев Е. В., 1978 г.; Смыслов А. А., 1979 г.] отводят им немаловажную роль.

К настоящему времени накоплен большой теоретический и экспериментальный материал, показывающий прямую зависимость типа магматических выплавов от состава флюида, в частности от соотношения в нем $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ [Wyllie P. J., 1979 г.]; обосновано представление о большей инерционности восходящих потоков по сравнению с эволюционной изменчивостью промежуточных магматических очагов [Трухин Ю. П., Шувалов Р. А., 1979 г.]; на основе изучения мантийных ксенолитов выявлены отчетливые признаки мантийного метасоматоза [Шинкарев Н. Ф. и др., 1980 г.], а также признаки пластических деформаций и перераспределения рудных компонентов [Кутолин В. А., 1977 г.].

В нашу задачу не входит ни характеристика современного состояния концепции в целом, ни даже перечисление основных ее достижений. Отметим лишь следующее. Важным этапом в развитии концепции явилась разработка методики массового и достаточно точного определения в породах состава газовой-жидких включений — прямых свидетелей флюидного режима прошлого. Основные достижения в этой области принадлежат Ф. А. Летникову и возглавляемому им коллективу [24; Летников Ф. А. и др., 1980 г.]. Опираясь на результаты газового хроматографического

анализа, Ф. А. Летников и его коллеги определили восстановительный характер флюидов в породах мантийного происхождения и значительно более окислительный в производных коровых магм, выявили закономерные различия флюидных включений в разновозрастных образованиях, обосновали возможность и целесообразность проведения систематического площадного опробования горных пород для решения широкого круга геологических задач, включая прогнозно-металлогеническую оценку территории.

С развитием идей тектоники плит рассматриваемая концепция обрела «второе дыхание», поскольку появились новые возможности для оценки условий зарождения глубинных флюидных потоков. Эти потоки стали рассматриваться как следствие геодинамических процессов на границах литосферных плит.

Среди геологов нет устоявшегося мнения ни относительно источников флюидной фазы, ни относительно флюидоконцентрирующей роли тех или иных геодинамических процессов. Так, в одних построениях субдукция океанической литосферы трактуется только как мобилизующий фактор [Clark K. F., 1976 г.], в других погружающаяся пластина рассматривается в качестве основного источника флюидов и рудных компонентов, поднимающихся вверх от сейсмофокальной поверхности [56, 71, 72; Ninkovich D., Hays J. D., 1972 г.; Best M. G., 1975 г.; Сорохтин О. Г., 1979 г.]. Наряду с этим допускается множественность источников флюидов — расплавленная или дегидратированная океаническая литосфера, конвектирующая верхняя мантия, субконтинентальная литосфера (надастеносферная мантия), земная кора. Различная металлогеническая специализация флюидов, согласно Дж. Пирсу [Pearce J. A., 1984 г.], определяется соотношением вкладов каждого из перечисленных источников.

Особняком стоят разработки, опирающиеся на построения С. Ранкорна, которые позволяют оценивать осесимметричное распределение напряжений и, следовательно, областей относительно сжатия и расширения. Таким путем выявляется прямая связь восходящих флюидных потоков с мелкочаистой конвекцией в мантии [64; Lui H.-S., 1978 г.].

Можно констатировать, что концепция флюидных потоков мантийного происхождения уже сейчас вошла неотъемлемой составной частью в современные геодинамические схемы. Вместе с тем основной каркас теоретических разработок этой концепции пока охватывает только процессы эволюции флюидных потоков при их подъеме к земной поверхности и финальном освобождении от рудной нагрузки. С этой же точки зрения анализируется и эмпирический материал. Слабо разработанными и не вполне ясными остаются вопросы, касающиеся условий зарождения флюидных потоков и условий приобретения ими той или иной металлогенической специализации. Упомянутые выше схемы дегидратации субдуцируемой литосферы, в лучшем случае, только объясняют самые общие, уже известные петрологические и металлогенические закономерности. Они не предсказывают новых эффектов и не допускают

независимой эмпирической проверки. Их неконструктивность сочетается с неспособностью объяснить многие важные особенности состава и пространственно-временного распределения рудных объектов.

В этих условиях особую актуальность приобретают некоторые новые аспекты теоретического моделирования (рассматриваются в последующих разделах этой главы). Главные их особенности сводятся к следующему. Первостепенное значение придается процессам перераспределения, сепарации и аккумуляции флюидов, исходно рассеянных в пределах астеносферного канала. В качестве ведущего фактора, обеспечивающего встречно-проникающие перемещения рудных компонентов, растворенных во флюидной фазе, рассматриваются устойчивые латеральные градиенты температуры и давления на границах литосферных плит. Соответственно предполагается, что геохимическая специализация субдуцируемой литосферы и привнос флюидов с различных уровней под-астеносферной мантии сами по себе не порождают тех концентрированных восходящих потоков специализированных флюидов, следы которых мы изучаем в виде гранитоидных интрузий и сопутствующего оруденения.

Заметим, что и в этом русле теоретического моделирования некоторые принципиальные вопросы остаются не вполне ясными. Среди них надо назвать и вопрос о формах нахождения и физико-химических свойствах рудных компонентов, что определяет их дифференциальную подвижность в градиентных полях. Судя по теоретическим расчетам и экспериментальным данным, в рассматриваемой ситуации должен в полной мере «срабатывать» принцип Ле Шателье, приводящий к преимущественной концентрации ионов с большим парциальным объемом в областях относительно низкого давления, ионов с высокой удельной теплоемкостью — в областях повышенного разогрева. Как показано в работе Ф. А. Летникова [24], ранжировка наиболее распространенных рудных катионов по их удельной теплоемкости в значительной мере повторяет зональность рудных месторождений. Для региональной металлогенической зональности существенными окажутся, вероятно, другие характеристики ионов, тем более что зональность рудных месторождений лишь отчасти напоминает миниатюрную копию региональной металлогенической зональности.

Неясным остается также вопрос о конкретных механизмах латерального перераспределения флюидов. Известно только, что диффузия, равно как термо- и бародиффузия, через кристаллическую фазу не эффективна и не в состоянии обеспечить требуемые масштабы явления. Однако скорость диффузии гидратированных ионов возрастает на несколько порядков, если учесть возможность перемещения по межгранулярным трещинам. Не следует сбрасывать со счетов и возможность вакансионно-дислокационного механизма перемещения; ему соответствует степенной реологический закон (с показателем степени $n \approx 3 \div 5$) [Ashby M. F., Verrall R. A., 1978 г.].

К прямым указаниям на возможность значительных латеральных перемещений жидкой фазы можно отнести результаты систематических наблюдений за миграцией глубинных эманаций и вод под воздействием многократно повторяющихся локальных напряжений, предшествующих разрушению твердого вещества [Fitterman D. V., 1978 г.]. Как известно, в последнее время регистрация перемещений вод в глубоких скважинах используется при краткосрочном прогнозировании землетрясений. Глубинный массоперенос отмечается не только сейсмологическими, но и гравитационными измерениями; примеры смещений масс приводят китайские геофизики [Chen Y.-T., а. о., 1976 г.].

Большие латеральные перемещения магматических расплавов на астеносферном уровне выявлены нами при анализе комплексной геофизической и петрохимической информации [1]. К выводу о перетекании магматических расплавов под срединно-океаническими хребтами можно прийти, изучая закономерные изменения геохимической специализации базальтов и морфологии океанического дна [Vogt P. R., 1979 г.]. Для оценок масштаба перемещения флюидов у основания литосферы имеется теоретический контроль — вполне допустимы расстояния от нескольких сотен километров до 1500—3000 км [2].

Эвристические ресурсы рассматриваемого направления моделирования определяются возможностью предсказания ранее неизвестных металлогенических эффектов. Они оказываются дедуктивно выводимыми следствиями разнообразных теоретически мыслимых вариаций геодинамического режима. При этом также расширяются возможности выявления новых эмпирических закономерностей. Иначе говоря, появляются новые методические приемы реконструкции флюидных палеопотоков и площадного картирования некоторых их характеристик, что непосредственно вытекает из признания парагенетической связи между разнотипными следствиями геодинамического режима. Действительно, как уже отмечалось, процессами тепломассопереноса на границах литосферных плит кроме флюидных потоков порождаются разнообразные термические, химические и фазовые неоднородности в пределах верхней мантии. Некоторые из них (см. раздел 1.1) сохраняются в течение длительного времени и могут даже по прошествии сотен миллионов лет регистрироваться геофизическими методами.

Таким образом, мы вправе говорить, в частности, о парагенетической связи между флюидными потоками и структурно-вещественными преобразованиями верхней мантии. Отсюда следует принципиальная возможность изучения корреляционных связей между геофизическими и петролого-металлогеническими индикаторами прошлого с выделением той компоненты их сопряженной изменчивости, которая связана с условиями зарождения восходящих флюидных потоков. Особая роль при этом отводится изучению мантийной гидродинамики, которая во многом определяется морфологией и термической структурой астеносферного канала,

наличием в нем слабопроницаемых барьеров, неровностей кровли (флюидных ловушек), а также существованием зон локальной проницаемости литосферы.

1.7. МОДЕЛЬ МАНТИЙНОГО ТЕРМОБАРИЧЕСКОГО СЕПАРАТОРА (УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ФЛЮИДОВ)

Здесь мы рассмотрим математическую модель мантийного сепаратора — глубинного динамического процессора, который отделяет от материала субдуцируемой литосферы флюидную фазу, обогащенную летучими и рудными компонентами, и осуществляет ее последующую сепарацию. Представление о мантийном сепараторе как о процессоре (а не структуре) развивалось авторами в работах, относящихся к условиям образования Австрало-Азиатского оловоносного пояса, на основе анализа данных о кинематических параметрах Тихоокеанской плиты и материалов спутниковой гравитационной съемки [27, 37; Клушин И. Г., 1983 г.].

Как и ранее, будем полагать, что весь поглощенный литосферный материал подвергается термобарической обработке, а его подвижная флюидная компонента попадает в астеносферу как со стороны динамического контакта с литосферной плитой, так и со стороны нижней субгоризонтальной границы. Объем переработанного материала пропорционален произведению скорости субдукции в фиксированном направлении и ее продолжительности, а полнота извлечения флюидной составляющей зависит от горизонтальной проекции области эффективного задавливания литосферного материала, т. е. от площади подовой части астеносферного канала, с которой поступают флюиды. Полнота сепарации флюидов в свою очередь определяется протяженностью горизонтальной траектории движения, на которой компоненты, по-разному чувствительные к давлению, разобщаются.

Латеральный градиент давления, возникающий при субдукции литосферы, является основной движущей силой сепарации. Под воздействием этого градиента в одном и том же направлении, но с разной скоростью движутся достаточно твердое вещество подастеносферного пространства, размягченное вещество астеносферы и просачивающиеся через минеральный скелет флюиды, которые при движении изменяют свой состав. Весьма существенно, что скорости этих потоков коррелированы, так как зависят от изменяющегося во времени давления p .

С учетом изложенных выше соображений будем конструировать формализованную модель таким образом, чтобы увязать характеристики, описывающие процесс движений и концентрации сепарируемых флюидов, с параметрами мантии, доступными для эмпирического изучения. Среди них, как показывает опыт авторов [27, 37], наибольшего внимания заслуживают латеральные

вариации плотности ρ , отмечаемые аномалиями геопотенциала G , обобщенная оценка температуры T мантии (верхнего 700-километрового слоя Земли) и глубина L верхней нерезкой границы астеносферы.

Принимая во внимание содержательную сторону задачи, коррелированность градиентов давления и скоростей на разных вертикальных уровнях, а также преимущества аналитического описания перед моделированием с помощью численных методов, будем рассматривать в качестве первого приближения зависящее от времени t одномерное движение толщи материала вдоль горизонтальной оси x , которая направлена по перпендикуляру от зоны субдукции в ее тыл. Неодинаковое продавливание материала в глубь мантии, влияющее на горизонтальную компоненту скорости движения $v(t, x)$, приближенно учтем как изменяющиеся условия [типа переменного сечения $A(x)$ канала], при которых осуществляется анализируемое движение. Определенное соотношение масс, продавливаемых вглубь и перемещаемых в боковую сторону, означает, что учитываемое значение латерального градиента давления ($-dp/dx$) обеспечивается соответствующей частью полного давления, приложенного в зоне субдукции.

Полагаем, что вещество, участвующее в движении, способно к сжатию и расширению, его плотность $\rho(t, x)$ зависит от исходного состояния в момент времени $t=0$ и от всех последующих воздействий. Напомним, что вариации плотности мантийного вещества, определяющие аномалии G , обычно составляют тысячные, реже первые сотые доли грамма на кубический сантиметр. В качестве основных динамических законов движения учитываем закон сохранения масс и второй закон Ньютона. Условие постоянства массы одномерного потока в дифференциальной форме имеет вид

$$A(\partial\rho/\partial t) + \partial(\rho v A)/\partial x = 0; \quad (1)$$

уравнение момента количества движения для одномерного потока дается формулой [Daneshyar H., 1976 г.]

$$-A(\partial p/\partial x) - A\rho v^2\tau + A\rho F \cos \alpha = \partial(\rho v A)/\partial t + \partial(\rho v^2 A)/\partial x. \quad (2)$$

Члены в левой части равенства (2) представляют собой силы (соответственно давления, трения и веса), приходящиеся на единичный интервал x ; в правой части приведена производная момента движения. Величина τ характеризует трение; F — гравитационная, электромагнитная и другие силы, действующие на единицу массы вещества (в частном случае величина F может быть пренебрежимо малой); α — угол между вектором F и осью x .

Раскрывая уравнение (1), получаем линейное дифференциальное уравнение в частных производных:

$$\begin{aligned} \partial\rho(t, x)/\partial t &= v(t, x), \\ [\partial\rho(t, x)/\partial x] + \rho(t, x)[\partial v(t, x)/\partial x] + \rho(t, x)v(t, x) \times \\ &\times [1/A(x)] [dA(x)/dx], \end{aligned} \quad (3)$$

которому соответствует система

$$dt/1 = dx/v = d\rho \{-\rho [\partial v/\partial x + (v/A)(dA/dx)]\}^{-1}. \quad (4)$$

Отсюда находим решение

$$\rho(t, x) = \rho(0, x) \exp \left[- \int_0^t \left(\frac{\partial v(t, x)}{\partial x} + \frac{v(t, x)}{A(x)} \frac{dA(x)}{dx} \right) dt \right]. \quad (5)$$

Учтем порядок значений отдельных переменных и их производных. Максимальный диапазон временных вариаций возможен для градиентов давления и скорости, поэтому используем представление

$$v(t, x) = \bar{v}(t) [1 + \Delta v(x)/\bar{v}];$$

$$A(x) = A [1 + \Delta A(x)/A];$$

$$\rho(0, x) = \rho [1 + \Delta \rho(x)/\rho],$$

где $\Delta v/\bar{v}$, $\Delta A/A$ и $\Delta \rho/\rho$ — малые величины; $\bar{v}$ — среднее значение $v(t, x)$.

При таком представлении ρ , v и A имеем

$$\rho(t, x) \approx \rho + \Delta \rho(x) - \rho \left\{ \frac{d[\Delta v(x)/\bar{v}]}{dx} + \frac{d[\Delta A(x)/A]}{dx} \right\} \int_0^t v(s) ds. \quad (6)$$

Равенства (5) и (6) показывают, что при движении со значимой скоростью $v(t)$ в течение длительного времени плотность вещества возрастает особенно сильно там, где $d[\Delta v(x)/\bar{v}]/dx < 0$ и $d[\Delta A(x)/A]/dx < 0$, т. е. в местах, где массы ранее были недостаточно уплотнены, но податливость материала к продавливанию сокращена. Силы, вызывающие движение, производят одновременно уплотнение и отжимание вещества.

Из уравнения (2) получаем выражение латерального градиента через другие переменные:

$$-\partial \rho/\partial x = \rho v^2 \tau - \rho F \cos \alpha + \rho (\partial v/\partial t) + v (\partial \rho/\partial t) + v^2 (\partial \rho/\partial x) + (\rho v^2/A)(dA/dx) + 2\rho v (\partial v/\partial x). \quad (7)$$

После учета порядка малости отдельных произведений и отбрасывания пренебрежимо малых величин получаем

$$-\frac{\partial \rho(t, x)}{\partial x} \approx v^2(t) \left\{ \tau + \frac{d\Delta \rho(x)}{dx} - \rho \frac{d[\Delta v(x)/\bar{v}]}{dx} \right\} + \rho \frac{dv(t)}{dt}. \quad (8)$$

Выше были приведены соображения в пользу того, что изменение скорости латерального перемещения согласовано с плотностью масс и с податливостью подастеносферного субстрата, которая в свою очередь контролируется температурой T ; функцией T является также трение. Эти связи представляем в виде

$$\begin{aligned} d \left(\frac{\Delta v(x)}{\bar{v}} \right) &= \frac{\partial [\Delta v(x)/\bar{v}]}{\partial [\Delta \rho(x)/\rho]} d \left(\frac{\Delta \rho(x)}{\rho} \right) + \frac{\partial [\Delta v(x)/\bar{v}]}{\partial T} dT = \\ &= a_1 d \left(\frac{\Delta \rho(x)}{\rho} \right) - a_2 dT; \end{aligned}$$

$$\partial\tau/\partial T = \text{const} = -a_3 < 0; \tau = \tau_0 - a_3 T; \quad (9)$$

$$a_1, a_2 = \text{const} > 0.$$

Окончательное выражение для искомой величины

$$-\frac{\partial p(t, x)}{\partial x} \approx v^2(t) \left(\tau_0 + a_2 \frac{dT}{dx} - a_3 T \right) \rho + v^2(t) \frac{d\Delta\rho(x)}{dx} (1 - a_1) + \rho \frac{dv(t)}{dt}. \quad (10)$$

Первый член правой части равенства (10) отражает влияние региональных термических условий. Достаточно высокая температура совершенно необходима для формирования выплавов, однако слишком большое значение T снижает латеральный градиент давления и, следовательно, чистоту сепарации флюидов, неодинаково чувствительных к давлению; в рассматриваемом аспекте интереснее градиент dT/dx . Следует учесть, что высокая температура в определенной мере является следствием градиента давления, приложенного в прошлом, поскольку нестационарное движение флюидов в гетерогенной пористой среде неизбежно сопровождается превращением кинетической энергии в тепловую. Влияние температуры может быть скомпенсировано соответствующими изменениями скорости $v(t)$. Второй член равенства (10) отражает влияние латеральной плотностной неоднородности мантийных глубин, а третий — эффект вариации скорости.

Рассмотрим подробнее влияние изменения плотности. Положим, что на профиле наблюдений последовательно располагаются три участка:

$$\text{I. } d[\Delta\rho(x)]/dx = 0;$$

$$\text{II. } d[\Delta\rho(x)]/dx > 0;$$

$$\text{III. } d[\Delta\rho(x)]/dx = 0.$$

Этим условиям отвечает ступенеобразное увеличение геопотенциала G от первого участка к третьему. Умеренный спад давления на первом участке сменяется резким спадом на втором и вновь умеренным — на третьем. При таком распределении плотности возникает относительный минимум давления в зоне, располагающейся непосредственно за точкой x , в которой $d[\Delta\rho(x)]/dx$ достигает экстремума.

Если на среднем участке $d[\Delta\rho(x)]/dx < 0$, то здесь зафиксируем минимальный спад давления, а может быть, и его локальный рост; относительный минимум давления в этом случае располагается перед точкой с экстремальным градиентом плотности. Ступенеобразная полоса уменьшения плотности мантийных масс, стоящая на пути движения флюидов, проявляется как своеобразный барьер, на котором изменяются термодинамические условия. Флюиды, чувствительные к давлению, задерживаются этим барьером в области относительного минимума p . Пространственно-временные изменения плотности сопровождаются также постепенной миграцией самого барьера.

Изменения во времени градиента давления, связанные с изменением скорости движения масс, проявляются совместно с вариациями давления, зависящими от координаты x . Спорадическое импульсное увеличение скорости $v(t)$ при сейсмических стрессах положительно влияет на чистоту сепарации глубинных флюидов в астеносферном канале. Влияние вариаций скорости спрединга и субдукции на некоторые особенности сопряженных геологических процессов уже стало предметом обсуждения в литературе [Rea D. K., Scheidegger K. F., 1979 г.]. Представляет интерес такой вариант задания $v(t, x)$, при котором скорость движения изменяется последовательными импульсами на разных участках тыловой области зоны субдукции.

Перемещения вещества в виде астеносферных волн анализируются в геодинамике [Meyerhoff H. A., Meyerhoff A. A., 1976 г.]. Субвертикальный фронт ускорения движения в мантии мог бы играть роль своеобразного «скребка», который подгоняет глубинные флюиды к барьеру и сдавливает их там. При волновой форме движения рост температуры вызывает уменьшение крутизны перемещающегося фронта давления [Thompson P. A., 1972 г.]. В любом случае сочетание зон градиентного изменения плотности мантийных масс с вариациями скорости движения (при $v_{\max} \approx \approx n$ км/с) создает условия для аккумуляции отсепарированных флюидов и спорадического их сдавливания, при котором происходит термическая эрозия подошвы литосферы, а некоторая часть подвижного материала проникает в верхние горизонты земной коры.

Завершая рассмотрение модели, акцентируем внимание на следующем. Латеральные вариации плотности мантийных масс оказывают влияние на распределение импульсов напряжений. Полосовые зоны изменения плотности благоприятны для формирования относительных минимумов давления вблизи линий максимального градиента плотности. Указанные зоны могут играть роль своеобразных термодинамических барьеров, содействуя задерживанию подвижных компонентов мантийного вещества, чувствительных к давлению. С этой точки зрения наиболее благоприятен вариант, когда плотность уменьшается при удалении в тыл зоны конвергенции плит. В случае длительной субдукции, сопровождающейся аккумуляцией масс, линейные зоны градиентного изменения плотности могут менять свое положение, перемещаясь в направлении движения материала. Скопления мантийных флюидов (за вычетом их части, попавшей к этому времени в толщу литосферы) мигрируют вслед за барьером.

Современное положение упомянутых барьеров, которое устанавливается космическим гравитационным картированием мантии, отражает интегральный итог глубинного тепломассопереноса за длительное время. Продолжительная субдукция в фиксированном направлении увеличивает объемы пропущенного через сепаратор литосферного материала и отделенного флюидного компонента, обеспечивает подведение издали растворов и расплавов к тер-

ТАБЛИЦА 3

Распределение геологических регионов, включающих оловорудные районы и провинции, в зависимости от глубинных физических характеристик (их значения приведены к одинаковому временному интервалу — 30 млн. лет — после рудогенеза)

Обобщенная температура мантии	Латеральный градиент гравитационного потенциала		
	Умеренно низкий	Средний	Высокий
Высокая	—	Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан	Тянь-Шань, Памир, Каракорум
Средняя	Аппалачи	Северные Кордильеры	Полуострова Индокитай и Малакка
Умеренно низкая	Чукотка	Верхояно-Колымская область, Тасмания	Прихотье, Сихотэ-Алинь, Хинган
Низкая	Центральная Европа, Африка, Анды (Северная Боливия)	Восточная Австралия, Анды (Южная Боливия)	—

модинамическим барьерам, которые трассируются аномалиями градиента геопотенциала. Скорость субдукции оказывает в целом такое же влияние, как и длительность процесса.

Термическое состояние мантии, обобщенно оцениваемое в региональном плане и для большого диапазона глубин, многоаспектно проявляется в рассматриваемых процессах. При сравнительно низкой температуре мантии в регионе замедлен астеносферный тепломассоперенос; растворы и расплавы мобилизуются только во фронтальной области зон субдукции; для осуществления сколько-нибудь полной сепарации необходим очень большой интервал времени. Весьма высокая температура нивелирует и уменьшает градиенты давления (и согласованные с ними градиенты температуры), что снижает эффективность сепарации. При этом, в частности, создаются предпосылки пространственного сближения районов развития оловянного и вольфрамового оруденения, которое в этом случае связано с гранитоидами, не экстремально богатыми калием.

Результаты эмпирической проверки модели нашли отражение в содержании второй и третьей частей этой книги. Здесь мы ограничимся краткой иллюстрацией зависимости масштаба оловянного оруденения от генерализованных оценок температуры и плотностной неоднородности мантии. Как явствует из табл. 3, наиболее крупные и богатые рудные провинции сосредоточены в регионах со средней и умеренно низкой температурой и высоким латеральным градиентом гравитационного потенциала.

1.8. АСТЕНОСФЕРНЫЕ ЛОВУШКИ (УСЛОВИЯ АККУМУЛЯЦИИ ФЛЮИДОВ)

В этом разделе мы проанализируем особенности формирования скоплений флюидных компонентов мантийного вещества. Рассматривая движение легкого материала вдоль подошвы литосферы из области его подъема, Е. В. Артюшков отмечает ускорение течения при приближении к участкам приподнятого расположения астеносферы, которые играют роль «ловушек» [2]. Небольшие неровности границ астеносферы существуют всегда как одно из проявлений неоднородности физических условий. При определенных соотношениях физических и геометрических параметров ловушек начинается внедрение значительных объемов легкого материала — следствие конвективной неустойчивости.

Обратимся к двумерному сечению мантии, на котором уже есть небольшое симметричное поднятие кровли астеносферы, имеющее амплитуду h и ширину у основания l . Дальнейшее развитие ловушки выражаем через изменение амплитуды $h(t)$. Формирование поднятия связываем преимущественно с плавлением нижней части литосферы под термическим воздействием горячих флюидов. Средние температуры твердой и жидкой фаз в зоне их контакта в квазистационарном состоянии практически близки между собой. Поступающий время от времени в ловушку избыточно горячий материал оказывает двойное воздействие: во-первых, тепло передается всему объему накопленных флюидов (с последующей передачей более холодным стенкам путем кондуктивной теплопроводности), а во-вторых, струи горячего материала непосредственно входят в соприкосновение со стенками, и в этом случае теплоотдача осуществляется в режиме вынужденной конвекции.

При близости средних температур твердой и жидкой фаз тепло затрачивается в основном на плавление. В принципе не исключаются и локальные внедрения масс легкого горячего материала. Такой процесс может частично подменять или дополнять рассматриваемое плавление. В том случае, если он выражен весьма заметно, флюиды — продукты длительной сепарации — будут разубожены менее дифференцированным веществом, т. е. при увеличении размеров ловушки станет менее активной ее роль в рудогенезе.

Регулярное термическое стимулирование совершенно необходимо для поддержания существования ловушки. При прекращении поступления горячего материала поднятие кровли астеносферы постепенно выполаживается, поскольку его вершина заметно рассеивает тепло. Применительно к конкретному варианту изменений T (зависимость по горизонтальной оси x нелинейна, по вертикальной оси — линейна, в направлении третьей ортогональной оси температура постоянна, источники отсутствуют) уравнение теплопроводности принимает вид

$$\partial T / \partial t = [\lambda / (c\rho)] (\partial^2 T / \partial x^2), \quad (1)$$

где λ — теплопроводность; c — удельная теплоемкость.

С учетом формы ловушки и ее характерных размеров (l, h) для точки максимального подъема кровли имеем

$$\partial T / \partial t = -a_4 (h/l^2); \quad a_4 = \text{const} > 0, \quad (2)$$

т. е. остывание идет тем быстрее, чем более резко выражено поднятие.

Если в единицу времени в ловушку в среднем поступает количество теплоты ΔQ , достаточное для увеличения температуры T флюидов на величину ΔT , то для массы M подогретого вещества и массы m вновь формируемого расплава справедливо равенство

$$\Delta Q = cM\Delta T = mq_{\text{пл}}, \quad (3)$$

где $q_{\text{пл}}$ — удельная теплота плавления.

Раскрывая выражения для M и m и полагая, что изменение объема вновь формируемого расплава определяется изменением только высоты h ловушки (либо согласованным изменением двух параметров, которое выражается в изменении h), получаем для интервала времени dt

$$dh \sim h dt; \quad dh/dt \approx a_5 h; \\ a_5 = \text{const} > 0. \quad (4)$$

Множитель a_5 при h учитывает величины $c, q_{\text{пл}}, \Delta T$; приращение dh отражает только тенденцию и не характеризует случайные вариации процесса.

Поток тепла через единицу поверхности твердого тела, с которым соприкасается жидкость в процессе вынужденной конвекции, выражается произведением $\alpha_m \Delta T$, где α_m — средний коэффициент теплопередачи; ΔT — перепад температур между горячими струями и стенками. Величина α_m является сложной функцией свойств движущейся жидкости, температурного и скоростного полей вблизи стенок и кровли ловушки. При вариации условий теплопередачи (и соответствующих параметров в некоторой области их значений), но при сохранении главных особенностей процесса можно принять условие постоянства критерия (числа) Нуссельта Nu . Число $Nu = \alpha_m l / \lambda = \text{const}$ используем для выражения коэффициента теплопередачи: $\alpha_m = \lambda Nu / l$. Если $Nu = \text{const}$, $\lambda = \text{const}$, то изменение характерного линейного размера l сопровождается обратно пропорциональным изменением α_m и теплового потока. Количество теплоты, поступающей в единицу времени, находим как произведение теплового потока на площадь $S_{\text{л}}$ поверхности ловушки; это тепло расплавляет массу m вещества литосферы:

$$\alpha_m \Delta T S_{\text{л}} \approx (\lambda Nu / l) \Delta T \cdot 2l(h+1) \approx mq_{\text{пл}} \approx \rho \Delta h l q_{\text{пл}}. \quad (5)$$

При учете тренда процесса получаем за интервал времени dt приращение

$$dh \sim (h/l) dt; \quad dh/dt \approx a_6 (h/l); \\ a_6 = \text{const} > 0 \quad (\text{принято } h+1 \approx h). \quad (6)$$

Объединяя результаты (4) и (6) и учитывая, что с увеличением объема ловушки возрастают потери тепла на процессы, не связанные с ростом амплитуды h , находим

$$dh/dt \approx a_5 h + a_6 (h/l) - a_7 h l; \quad a_7 = \text{const} > 0. \quad (7)$$

В той же мере, в какой резко выраженные особенности рельефа кровли астеносферы отражают местную неоднородность термического режима, региональное повышение температуры T мантии, сопровождающееся подъемом границы астеносферы, нивелирует ее рельеф. С увеличением T прогреваются прежде всего относительно холодные места, т. е. участки более глубокого расположения подошвы литосферы. Разогрев увеличивает ширину ловушки l и уменьшает ее высоту h . С учетом этого принимаем

$$h/l = a_9 - a_8 T; \quad l = h/(a_9 - a_8 T); \quad a_8, a_9 = \text{const} > 0. \quad (8)$$

Приведенное условие означает, что рост h сопровождается некоторым ростом l , замедляющим дальнейшее увеличение h .

Подстановка l и h/l в выражение (7) приводит к дифференциальному уравнению типа уравнения Риккати:

$$dh/dt = a_5 h + a_6 (a_9 - a_8 T) - a_7 h^2 / (a_9 - a_8 T), \quad (9)$$

которое сводится к уравнению с разделяющимися переменными и интегрируется

$$\int \frac{dh}{a_5 h + a_6 (a_9 - a_8 T) - (a_7 + h^2)/(a_9 - a_8 T)} - \int dt = \text{const}. \quad (10)$$

Выполняя интегрирование и используя представление

$$h(t) = h(0) + \Delta h(t); \quad \Delta h(t)/h(0) < 1, \quad (11)$$

получаем приближенное выражение для $\Delta h(t)$:

$$\Delta h(t) \approx \{ \exp [t(a_5^2 + 4a_6 a_7)^{1/2}] - 1 \} (a_5^2 + 4a_6 a_7)^{-1/2} \{ a_5 h(0) + + a_6 (a_9 - a_8 T) - a_7 [h^2(0)/(a_9 - a_8 T)] \}. \quad (12)$$

Формула (12) показывает, что образование значительной ловушки следует связывать с длительным воздействием подвижного горячего вещества астеносферы. Этому условию отвечает известная особенность движения жидкости в гетерогенной пористой среде — сильная неоднородность течения (обсуждается возможность самопроизвольного зарождения в таких условиях вихрей и течений с осциллирующим профилем скорости [Вайсман А. М., Гольдштик М. А., 1977 г.]. Общее увеличение температуры в толще пород мантии препятствует оформлению резко выраженного местного поднятия (пока с дальнейшим ростом температуры не начнут срабатывать другие, аналитически не учтенные здесь явления). На поздних стадиях формирования поднятия в кровле астеносферы его рост может идти ускоренно, создавая предпосылки для последующего проявления деструктивных процессов.

С учетом результатов, изложенных в предыдущем разделе этой главы, отметим следующее. Продолжительная и энергичная субдукция ведет к формированию крупных ловушек флюидов в кровле астеносферы. С ростом температуры увеличиваются поперечные

размеры и уменьшаются амплитуды ловушек, что ведет к рассеиванию рудного вещества в мантии и к сокращению возможностей концентрированного его впрыскивания в литосферу. Возможные при высоких температурах локальные внедрения легких горячих масс в принципе способны не только положить начало формированию ловушки, но и увеличить ее размеры. Однако поступление больших масс материала, не связанных с сепарацией, разубоживает накопленные флюиды.

Особенности рельефа кровли астеносферы, сформировавшиеся до начала массового движения флюидов в астеносферном канале, оказывают определенное влияние на их аккумуляцию и рассеивание. Вместе с тем процесс формирования ловушек, обеспечивающих возможность скопления флюидов вблизи кровли астеносферы, происходит с активным участием конвективных перемещений подвижных масс, так что резко выраженные поднятия кровли астеносферного канала образуются преимущественно там, где подвижный горячий материал длительно воздействует на вещество литосферы, т. е. прежде всего в тех зонах временного понижения давления, в которые устремляются массы флюидов.

Некоторые из долгоживущих астеносферных ловушек находят отражение в структурах земной коры в виде концентрически-зональных (кольцевых) комплексов. Подобное структурное образование выделено В. В. Соловьевым [33] в пределах Комсомольского оловорудного района Приморья.

Эволюционное изменение физических условий в коре и мантии Земли, рассматриваемое с учетом особенностей моделей, показывает, что реализация оптимального для сепарации сочетания условий на ранних стадиях геологического развития планеты была затруднена. Действительно, влияние высокой температуры в конечном счете затрудняет сепарацию. Малая мощность литосферы, обычная при высокой температуре мантии, не позволяет формироваться резко выраженным ловушкам для флюидов. При отсутствии мощной и жесткой литосферы не достигаются большие концентрации масс субдуцируемого материала, не возникают значительные латеральные градиенты плотности и температуры и не создаются высокие градиенты давления, которые необходимы для сепарации в процессе длительной латеральной миграции вещества.

ГЛАВА 2

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

2.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

На современном этапе перехода от идей и методов классической металлогении к построениям, опирающимся на геодинамические модели тектоники литосферных плит, особое значение приобретает

ассимиляция всего ранее накопленного позитивного знания. Это осуществляется путем переосмысливания с единых позиций практически всех надежно установленных эмпирических закономерностей. Успехи в этом направлении, очевидно, зависят как от конструктивности геодинамических моделей, т. е. от ценности выводимых из них металлогенических следствий, так и от надежности (достоверности) эмпирических закономерностей, составляющих золотой фонд традиционной металлогении.

К числу важнейших достижений классической металлогении обычно относят [19, 34, 48] установление металлогенической специализации структурно-формационных зон и слагающих их геологических комплексов, пространственно-временные закономерности распределения рудных формаций, в частности, зональное, поясное размещение оруденения. Вся эта совокупность эмпирических закономерностей разного уровня и разной степени общности — от глобальных до сугубо локальных — порождает сложную иерархическую систему признаков рудоносности (металлогенических критериев), используемых в прогнозных построениях. Информативность признаков в большинстве случаев оказывается невысокой, так что приходится привлекать их разнообразные сочетания и обращаться к формальным алгоритмам распознавания образов.

Некоторые из числа ранее использовавшихся критериев в новой ситуации обесцениваются, поскольку появляется возможность опираться на более информативные показатели, менее опосредованно отражающие условия рудогенеза. Вместе с тем значительная часть хорошо зарекомендовавших себя критериев получает ясное генетическое обоснование и, несомненно, должна сохраняться в арсенале методических средств металлогенического анализа. В последующих разделах этой главы по необходимости кратко рассматриваются принципиальные возможности ассимиляции эмпирического наследия классической металлогении.

Конечной целью любых прогнозно-металлогенических построений, как известно, является получение ответа на два вполне конкретных вопроса — в каком количестве и где можно обнаружить концентрации того или иного вида полезного ископаемого. Соответственно усилия специалистов, работающих в этой области, прямо или косвенно всегда были направлены на решение двух взаимосвязанных задач — на оценку масштаба оруденения и на определение условий его локализации в пространстве. Вторая задача, как известно, решается на основе изучения региональной металлогенической зональности. (Дальнейшая рубрикация этой главы — разделы 2.2 и 2.3 — дана с учетом двух названных задач, отвечающих конечной цели металлогенических построений.)

Общезвестно, что многие ведущие специалисты в области металлогении по-разному оценивают роль тех или иных факторов рудогенеза. Не случайно поэтому в разных научных коллективах страны в течение ряда лет разрабатываются преимущественно только некоторые аспекты металлогенического анализа. В последние годы для обозначения этих аспектов стали использовать осо-

бые наименования: «линеamentная металлогения», «домённая металлогения», «стереометрическая металлогения», «нелинейная металлогения» и т. п. [36]. Их место и значение в рамках единой геодинамической концепции рассматриваются в разделе 2.2.

2.2. МАСШТАБ ОРУДЕНЕНИЯ

2.2.1. Металлогеническая специализация геологических формаций и структурно-формационных зон

С момента обособления металлогении в качестве самостоятельной научной дисциплины и вплоть до настоящего времени основу ее составляет представление о металлогенической специализации геологических формаций и слагаемых ими структурно-формационных зон. В течение почти 50 лет, если вести счет от первых работ С. С. Смирнова на эту тему, усилиями нескольких поколений геологов изучение рудоносности формаций превратилось в «главный метод» металлогенических исследований [48]. Исключительную роль в этом плане сыграли работы Ю. А. Билибина [7 и др.], его ближайших коллег во ВСЕГЕИ, а также более поздних активных сторонников этого направления исследований [19, 34, 48].

С годами менялись подходы к выделению геологических формаций, к типизации структурно-формационных и структурно-металлогенических зон; не подвергался сомнению лишь основной принцип металлогенических исследований, сформулированный Ю. А. Билибиным [7]. Согласно этому принципу процессы минерализации являются составной частью развития земной коры, причем в этом развитии можно выделить несколько закономерно повторяющихся этапов, различаемых по набору геологических формаций. С методологической точки зрения билибинский принцип может рассматриваться как типичная эмпирическая закономерность, установленная в результате обобщения обширного фактического материала.

Некоторые критики построений Ю. А. Билибина видели в них лишь неоправданное (с их точки зрения) «умозрительное предположение», иначе говоря, научную гипотезу. Однако наиболее последовательные представители билибинской школы всегда подчеркивали эмпирический характер развиваемого ими подхода. Они писали, что разработанная коллективом ВСЕГЕИ схема распределения минеральных месторождений в ходе развития подвижных поясов земной коры является итогом обобщения и анализа большого фактического материала по территории СССР, а не «какой-то общей абстрактной идеи» [Семенов А. И., Лабазин Г. С., 1959 г.].

Любопытно, что эмпирический подход в металлогении многими видными специалистами расценивался не как вынужденный паллиатив ввиду отсутствия конструктивной теории, а как в принципе единственно допустимый. Так, например, А. Н. Заварицкий еще

в 1939 г. призывал к тому, чтобы металлогеническое прогнозирование базировалось на фактах, а не на «генетических гипотезах». И спустя 35 лет в решениях Всесоюзного совещания по основам научного прогноза вновь констатировалось, что представления о генезисе в его итоговом выражении непосредственно не могут быть использованы при прогнозировании, что оно должно базироваться лишь на фактах, а также на эмпирически устанавливаемых закономерностях. Более того, касаясь перспектив развития металлогении, практически все ведущие специалисты обычно выдвигают на первый план не разработку теоретических основ науки, а выявление новых и уточнение уже известных закономерностей [19, 48].

К прогнозной оценке территории представители билибинской школы подходили по-разному. Сам Ю. А. Билибин и некоторые его последователи [Магакьян И. Г., 1974 г. и др.] полагали, что чем более полно проявлен тот или иной этап развития подвижной зоны, тем более отчетливое выражение получает соответствующая ему металлогения. Многочисленные нарушения этого правила стимулировали развитие других подходов, в числе которых доминирующее положение занимает типизация структурно-формационных зон с выделением тех из них, в пределах которых чаще встречается промышленно значимое оруденение. Подобные зоны были названы структурно-металлогеническими [19, 34]. При более детальных исследованиях акцент смещался на распространенность в пределах зон тех или иных металлогенически специализированных геологических формаций [31, 33].

Нельзя отрицать несомненные успехи на этом пути. Однако в целом надежность и достоверность прогнозов оставались низкими, поскольку практически непредсказуемыми оказывались весьма существенные вариации рудонасыщенности качественно однотипных формаций. В такой ситуации формационный подход вынужденно дополнялся учетом некоторых других характеристик: геофизических параметров земной коры, систем разрывных нарушений, ритмического строения разрезов осадочных толщ и т. п., с тем чтобы расширив признаковое пространство, локализовать в нем благоприятные в том или ином смысле обстановки — металлотекты, в терминологии П. Лаффита [1965 г.]. Далеко не все привлекаемые с этой целью характеристики структурно-формационных зон могут считаться статистически обоснованными. В их числе, например, характеристики ритмичности и мощности разрезов осадочных толщ, вмещающих стратиформное оруденение, вводимые в прогнозные построения без ясного генетического осмысления [22].

Нельзя сказать, чтобы ведущие специалисты не высказывались в той или иной форме об условиях протекания рудогенетических процессов, в частности о тектоно-магматическом режиме, благоприятном для формирования богатого оруденения. Предлагаемые рекомендации, однако, как правило, оказываются неформализованными и потому весьма неконкретными. Так, например, в переведенной на русский язык монографии известных специалистов ГДР Л. Баумана и Г. Тишендорфа «общий руководящий принцип мине-

рагении» формулируется следующим образом: «Благоприятное в минерагеническом отношении развитие можно ожидать, как правило, там, где раньше всего были созданы предпосылки для перехода в раствор, миграции и концентрации элементов благодаря сравнительно внезапным и частым изменениям геолого-тектонического режима» [5, с. 12]. Попутно отметим спорность благоприятного влияния внезапных и частых изменений тектонической активности. В разделе 1.7 было показано, что как раз наоборот — формирование значительных рудных концентраций способствует определенной стабильности геодинамического режима.

Анализируя развитие металлогенических исследований билибинской школы, нельзя не отметить две прямо противоположные тенденции. С одной стороны, последовательные сторонники рассматриваемого подхода творчески дополняли и корректировали основную схему, перенося акценты на собственно формационный анализ. Большое значение в этом плане имели работы отдела металлогении ВСЕГЕИ, о чем можно судить по серии коллективных монографий, изданных под редакцией Д. В. Рундквиста [19, 34 и др.]. В результате этих работ была показана возможность и целесообразность использования формационного метода в решении важных практических задач региональной и специальной металлогении. Подход в целом получил поддержку в широких кругах геологической общественности нашей страны [36, 39 и др.], а также нашел признание за рубежом.

С другой стороны, в глазах многих исследователей, в том числе ряда видных представителей металлогенического коллектива ВСЕГЕИ, все более очевидной становилась невозможность согласовать геологическую реальность с прокрустовым ложем этапной схемы развития геосинклиналей (подвижных зон). Как известно, у нас в стране уже давно М. М. Тетяев [1939 г.], М. Ф. Мирчинк [1940 г.], Е. В. Павловский [1948 г.] и другие геологи обращали внимание на процессы тектоно-магматической активизации, наложенные на структуры геосинклиналей и платформ. Опираясь главным образом на китайский материал, Чень Го-да [1960 г.] выделил активизационные структуры типа дива. Примерно в это же время Е. Д. Карпова пришла к выводу о «внегеосинклинальном» стиле сводово-глыбовой тектоники, определяющей размещение всего промышленно важного оруденения Казахстана и Средней Азии. В дальнейшем наиболее полное и последовательное обоснование связи металлогении с процессами тектоно-магматической активизации получила в работах А. Д. Щеглова [1967 г. и др.].

Не выдержало проверки временем представление о зависимости эндогенной металлогении только от строения и развития земной коры, поскольку все более очевидными становились признаки подкорового (мантийного) контроля магматизма и оруденения. В этом плане большое значение имели работы М. А. Фаворской, В. А. Баскиной, И. Н. Томсона и других представителей металлогенического коллектива ИГЕМ, а также исследования специалистов ГЕОХИ (В. Л. Барсуков и его коллеги). Сюда же относятся результаты,

полученные А. Д. Щегловым (см. раздел 2.2.6). Сегодня осознание необходимости ревизии методологических основ отчетливо выступает в работах даже тех исследователей, которые еще недавно без видимых сомнений отстаивали неизбежность принципов классической металлогении.

Как уже отмечалось, намного раньше об этом решительно заявили сторонники тектоники литосферных плит. В работах У. Р. Диккинсона, К. Бурке, Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева, М. И. Кузьмина, С. С. Шульца мл. и ряда других геологов было убедительно показано, что горные породы и их ассоциации являются индикаторами геодинамического режима, существовавшего в период их формирования. Особенно информативен в этом отношении химический состав изверженных горных пород [1, 53 и др.]. Возможность использования в металлогении формационного анализа, таким образом, в первую очередь зависит от того, в какой мере практикуемое выделение ассоциаций горных пород и слагаемых ими структурно-формационных зон отражает особенности функционирования соответствующих рудогенерирующих систем. При этом, разумеется, не отрицается рудоконтролирующая роль структурно-формационных факторов земной коры (которая нередко переоценивается).

Говоря о перспективах формационного направления металлогенических исследований, отметим следующее.

1. Вместо выделения и типизации структурно-формационных зон с использованием неформализованной понятийной базы геосинклинальной концепции целесообразно ориентироваться на те структурно-вещественные комплексы, которые выявляются при реконструкции геодинамических обстановок прошлого. В условиях неопределенности (из-за недостаточной изученности территории) предпочтение резонно отдавать тем вариантам, в которых рассматриваются эквиваленты современных геодинамических обстановок. При таком подходе вместо эмпирической типизации структурно-формационных зон в принципе возможен вывод «полной группы» всех теоретически мыслимых их разновидностей.

2. Поскольку структурно-формационные зоны, выделяемые с учетом геодинамического режима, менее опосредованно отражают соответствующие условия рудогенеза, информативность выявляемых при этом признаков рудоносности в целом должна быть выше. Тем не менее, как показывает опыт [17, 67], металлогеническая специализация и особенно рудонасыщенность вполне однотипных геодинамических обстановок варьируют в широких пределах. Одной из причин неодинаковых металлогенических результатов развития однотипных структур является специфика геодинамического режима, включающая в качестве составляющей эволюцию термического состояния и напряжений. Региональный фон напряжений и мантийных температур, накладывающийся на разнотипные обстановки, в свою очередь сближает (на региональном уровне) разнотипные структуры и увеличивает межрегиональные различия однотипных.

3. При переходе к детальным металлогеническим исследованиям первостепенное значение приобретает «внутриформационный анализ» (в терминологии Р. Иванова). Применительно к магматическим формациям это означает прежде всего изучение их латеральной химической изменчивости, позволяющей судить о градиентах палеотемпературы и палеодавления и о других важнейших параметрах рудогенерирующих систем. Традиционно изучаемые характеристики формаций, такие как, например, состав пород, вмещающих оруденение, отходят на второй план, так как их информативность ниже.

4. Поиск новых эмпирических закономерностей в пространственно-временном распределении характеристик геодинамического режима должен сопровождаться строгим статистическим контролем с использованием современных формализованных технологических схем анализа данных.

2.2.2. Рудноформационный анализ

Специфика объекта изучения — руд и рудных месторождений — оправдывает рассмотрение рудноформационного анализа в качестве особого направления металлогенических исследований. Эти исследования важны для решения задач как региональной, так и специальной металлогении. Их значение особенно возрастает при детальном прогнозно-металлогенических построениях. Ключевой проблемой рудноформационного анализа является разработка геолого-генетических моделей месторождений, поскольку это непосредственно связано с совершенствованием методов локального прогнозирования и детальным поиском месторождений [19, 28, 31, 48]. На протяжении последнего десятилетия этой проблемой в той или иной мере занимались во всех металлогенических коллективах страны. Особо следует выделить новосибирскую школу В. А. Кузнецова, представители которой внесли ощутимый вклад в разработку разных аспектов указанной проблемы [8 и др.].

Несмотря на определенные успехи в накоплении позитивного знания, рудноформационный анализ как составная часть металлогенической науки в полной мере отражает те кризисные тенденции, на которых мы останавливались выше при рассмотрении формационного метода в целом. Имеются в виду прежде всего доминирующий эмпиризм и методологическая нестрогость при анализе путей совершенствования научного знания. Важность понимания такого положения дел с учетом возможного использования металлогенических следствий геодинамических моделей оправдывает несколько более подробное рассмотрение вопроса. Как известно, геологи разных стран вкладывают существенно неодинаковый смысл в термин «рудная формация». Приверженцы немецкой школы обозначают им определенные типы руд [Шнейдерхен Г., 1958 г.]; в Англии и США он в ходу как термин свободного пользования; советские геологи используют его для обозначения некоторых разновидностей месторождений.

Анализируя состояние дел в рассматриваемой области, В. Т. Покалов не без оснований отмечает: «исследователи часто выделяют рудные формации довольно произвольно на разной основе и нередко без определенной цели» [31, с. 6]. В. С. Кормилицын, П. С. Страна, П. М. Татаринов и некоторые другие геологи рассматривают разновидности месторождений, жестко связанные с определенными геологическими формациями. Аналогичных взглядов придерживается В. Т. Покалов [31], призывающий изучать рудные формации с учетом их связи с материнскими рудоносными геологическими формациями. Последние, однако, признаются далеко не всеми геологами. Так, например, В. А. Кузнецов и его коллеги [1972 г.] считают принципиально неверной систематизацию рудных формаций на основе гипотетических представлений о генетических связях рудных месторождений с теми или иными магматическими комплексами.

Наиболее часто в последнее время под рудной формацией понимают совокупность месторождений близкого минералогического состава, размещающихся в сходной геологической обстановке [8, 19, 23, 48]. Из подобного определения явствует, что рудноформационный тип включает характеристику многих месторождений. Тем не менее известны случаи, когда, принимая такое определение, геологи в пределах одного месторождения выделяют несколько рудных формаций [19]. Рассматриваемое определение требует, чтобы проявления сходной минерализации в разной геологической ситуации относились к разным рудным формациям. Однако на практике нередко вопрос решается иначе, поскольку отмечается, что «одна и та же рудная формация... может залегать в металлогенических зонах различного типа» [34, с. 372].

Отмеченное отнюдь не означает призыва освободить определение рудной формации от каких бы то ни было геолого-тектонических характеристик. Их учет диктуется особенностями существующей системы прогнозирования. Эта система, как правило, в той или иной форме реализует метод распознавания образов, с помощью которого на основе связи рудоносности с геолого-тектоническими характеристиками можно оценивать вероятность обнаружения минерализации того или иного формационного типа.

Общая невысокая эффективность прогнозирования, что уже отмечалось выше, определяется слабыми корреляционными связями оруденения с геологическими формациями и структурно-формационными (структурно-металлогеническими) зонами. Об этом можно судить, например, проанализировав соответствующие материалы по достаточно обширной территории. Как свидетельствует опыт коллектива металлогенистов ВСЕГЕИ, «примерно из 100 наиболее распространенных на территории СССР рудных формаций около 50 встречаются в разных типах структурно-металлогенических зон и возникают в связи с несколькими геологическими формациями» [34, с. 373].

Объективные трудности развития рудноформационного анализа, вытекающие из неопределенности и неформализованности понятий-

но-терминологической базы геосинклинальной концепции, подчас усугубляются некорректными методологическими установками, типичными для доминирующего эмпиризма. Выявляется это, в частности, при построении генетических моделей рудных формаций. Предполагается, например, что генетическая модель может явиться следствием обобщения и анализа данных о той или иной группе месторождений. Очевидно, что при этом можно построить модель, но это будет эмпирическая модель объекта (группы объектов), а не модель процесса, это будет модель конечного результата процесса, но не его механизма. К этому можно добавить, что нередко при обсуждении генезиса формаций проблема рудогенеза подменяется значительно более узкой проблемой рудоотложения или проблемой отделения растворов от материнской рудоносной интрузии.

Иногда безосновательные надежды в этом плане возлагают на системный анализ. В уже цитированной монографии, посвященной принципам прогнозной оценки месторождений, мы находим такое высказывание: «Системный анализ оруденения в пределах каждой из выделенных конкретных рудных формаций дает возможность устанавливать причины, по которым в отдельных случаях возникают промышленные концентрации полезного компонента, а в других — нет» [31, с. 8]. Очевидно, что без теоретического моделирования механизмов рудообразующего процесса «устанавливать причины» тех или иных явлений просто невозможно.

Становление идей тектоники литосферных плит и последовавшие за этим открытия ранее неизвестных типов рудогенерирующих систем стимулировали ревизию методологических основ рудноформационного анализа. Этому способствовало, в частности, обнаружение «черных курильщиков» и богатых залежей сульфидных руд в зонах активного океанического спрединга, а также горячих металлоносных рассолов и подстилающих их металлоносных осадков во впадинах Красноморского межконтинентального рифта.

Попытки установить связь рудных формаций с различными геодинамическими обстановками прошлого показали, что в ряде случаев действительно имеются основания предполагать металлогеническую специализацию этих обстановок. Так, например, Ф. Дж. Соукинс [1976 г.] выделил четыре типа массивных сульфидных руд, один из которых связан с процессом субдукции, а остальные с рифтогенезом. Аналогичные исследования, затрагивающие условия образования медных порфирировых и колчеданных полиметаллических руд, проводили Р. Х. Силлитое, А. Х. Митчелл, С. Уеда, С. Нисиваки и некоторые другие геологи [52, 55, 57, 61, 73]. В Советском Союзе этим вопросом много занимался А. А. Ковалев [17]. Общим результатом проведенных исследований явился вывод об отсутствии однозначного соответствия между типами рудоносных формаций и типами геодинамических обстановок. Этого и следовало ожидать, имея в виду, что каждый тип геодинамической обстановки характеризуется весьма широким диапазоном вариации глубинных pT -условий, от которых непосредственно зависит специфика рудогенеза.

Заметим еще, что упомянутые выше исследования пока что не привели к существенному пересмотру систематики рудных формаций, даже в той ее части, которая учитывает геолого-тектонические условия залегания месторождений. Между тем такой пересмотр становится неизбежным, поскольку в рассматриваемом плане наши представления претерпели существенные изменения. Имеется в виду прежде всего аллохтонное залегание определенных геологических комплексов и соответственно нетождественность структурно-тектонических условий формирования руд и рудовмещающих пород и условий их последующей консервации (захоронения).

Ближайшие перспективы рудноформационного анализа существенным образом зависят от согласования его основных положений с общей теорией рудогенеза, опирающейся на геодинамические модели тектоники литосферных плит. Говоря более конкретно, отметим следующее.

1. Вслед за геологами новосибирской школы можно полагать, что создание генетических моделей рудных формаций является важнейшим условием успешного развития всех прогнозно-металлогенических построений. Исходной базой для этого могут и должны стать теоретические разработки, в которых рассматриваются геодинамические процессы, ведущие к перераспределению и концентрации рудоносных флюидов в градиентных полях коры и мантии Земли.

2. Общие контуры будущих моделей рудогенеза явственно обозначились в настоящее время. Достаточно четко внутреннюю структуру процесса образования рудных формаций наметил Л. Н. Овчинников [1985 г.]. Он справедливо полагает, что указанная структура должна иметь устойчивый каркас главных универсальных закономерностей, опирающихся на общие законы геологии и геохимии, с большим числом вкладывающихся в этот каркас взаимозаменяемых блоков, отвечающих конкурирующим факторам рудогенеза. К этому следует лишь добавить, что конструктивность подобных моделей во многом будет зависеть от того, насколько полно удастся учесть разнообразие «блоков», отвечающих геодинамическим условиям развития «мантийных корней» рудных формаций.

3. Нельзя не согласиться с признанием многими ведущими специалистами несовершенства существующей систематики рудных формаций и необходимости ее улучшения. С позиций модельно-целевого подхода можно говорить не только и не столько о всеобъемлющей естественнонаучной систематике, сколько о спектре классификаций, различающихся набором учитываемых признаков. Вероятно, уже в ближайшем будущем удастся обосновать такие комбинации признаков, которые обеспечат оптимизацию формационного деления и соответствующих прогнозно-металлогенических процедур в разных отношениях: по масштабу оруденения, по конкретности локализации рудных объектов, по особенностям состава минерализации и т. д. В этом вопросе авторы согласны с И. Н. Кигаем

[1975 г.], отметившим, что «рудная формация» — термин условный и его объем должен определяться соглашением между геологами с учетом наибольшей практической целесообразности.

2.2.3. Доменная [блоковая] металлогения

В этом разделе мы рассмотрим те направления в металлогенических исследованиях, в которых эмпирический подход проявился наиболее ярко и последовательно. Сюда относится прежде всего практика оконтуривания областей распространения тех или иных разновидностей месторождений полезных ископаемых. Наиболее известен такого рода опыт коллектива казахстанских геологов, руководимого К. И. Сатпаевым. Этот опыт можно рассматривать в качестве самого крайнего — «рафинированного» — проявления эмпиризма в науке. По существу, сюда же следует отнести работы металлогенистов французской школы [Лаффит П., 1969 г.; Routhier P., 1977 г. и др.] и некоторых других западных специалистов. Подобные умонастроения проявляются иногда и у сторонников тектоники литосферных плит. Так, например, призывы ориентироваться главным образом на статистические закономерности распределения оруденения прозвучали в выступлениях П. У. Гайлда [1980 г.].

С методологической точки зрения, к упомянутым работам близки те металлогенические построения, которые опираются на представления об естественной блоковой делимости оболочек Земли и об автономно развивающихся блоках. В эту группу попадают работы Г. Н. Щербы и сотрудничающих с ним геологов [1960—1976 гг.], Л. И. Красного [18 и др.], а также В. А. Дедеева и Л. Е. Шустовой [1976 г.], В. Н. Козеренко [1981 г.] и ряда других специалистов.

Размеры выделяемых блоков варьируют в широких пределах — от сотен и первых тысяч квадратных километров [Акопян С. Ц., 1983 г.] до нескольких миллионов квадратных километров (геоблоки Л. И. Красного [18]). Блоки, выделяемые разными авторами на одной и той же территории, как правило, не совпадают, поскольку при этом учитываются неодинаковые наборы характеристик. Имеются различия и в терминологии, которая отражает неодинаковую интерпретацию геологической истории развития блоков. Наряду с блоками нередко выделяют межблоковые структуры. У Г. Н. Щербы им отвечают соответственно каркасные и линейные «геотектоногены».

Резкая, но справедливая критика доменного подхода в металлогении (его крайнего выражения) дана в известной статье В. И. Смирнова [36]. Мы еще раз обращаемся к этому вопросу, поскольку простота и естественность процедур выделения блоков, не лимитируемые внешним контролем, делают этот подход столь привлекательным и живучим, что он вновь и вновь возрождается, нередко облакаемый в новые формы, маскирующие его природу. В интере-

«сущем нас плане следует еще раз подчеркнуть, что весь положительный выход из построений приверженцев доменного подхода — всякого рода закономерности (если только они статистически состоятельны) находят объяснение и с позиций тектоники литосферных плит.

В построениях Г. Н. Щербы и его коллег вся земная кора состоит из блоков — геотектоногенов, уходящих корнями в мантию. Складчатые, магматические и метаморфические пояса, геосинклинали, срединные массивы, глубинные разломы и другие структуры трактуются ими как формы и стадии развития геотектоногенов. Геологическая история геотектоногенов мыслится как результат перемещения из мантии в кору вещества и энергии. Это перемещение порождает колонну преобразования земной коры, ее «ступенчатое развитие». Геохимическая и металлогеническая специализация геотектоногенов (масштаб оруденения), согласно представлениям Г. Н. Щербы, определяется особенностями материала, поступающего из мантии, а также глубиной зарождения магматических очагов, частично наследующих специализацию корового субстрата.

Следует заметить, что Г. Н. Щерба выдвинутую им гипотезу использует не для получения нового теоретического знания, а лишь как универсальную объяснительную схему. Согласно этой схеме наблюдаемое разнообразие структур земной коры и ее металлогеническая неоднородность являются следствием непредсказуемых по интенсивности и месту проявления глубинных вещественно-энергетических импульсов. Очевидно, что эвристические ресурсы подобных построений невелики.

В. Н. Козеренко [1981 г.] выделяет крупные блоки земной коры, рудоносность которых, по его мнению, определяется «энергией тектонических и металлогенических процессов», в свою очередь зависящей от «интенсивности плотностной конвекции в мантии». Весьма произвольно выделяются три уровня энергии: низкий — для большей части океанического пространства, средний — для материковых масс с отрицательной гравитационной аномалией в редукции Фая, высокий — для территорий с положительными значениями гравитационного поля. Более конкретно о связи масштаба оруденения с энергетикой глубин не говорится.

Л. И. Красный, осуществляя глобальное тектоническое районирование, выделяет крупные структуры — геоблоки и дает их краткую металлогеническую характеристику. Он полагает, что «геоблоками следует называть крупные региональные структуры... обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда — определенными формационными рядами и соответственно типовым набором минерогенических областей. Ограничением геоблоков служат долгоживущие глубинные разломы, характеризующие общую делимость тектоносферы» [18, с. 4].

Сходное определение дают В. А. Дедеев и Л. Е. Шустова [1976 г.]. Геоблоком они называют «...крупнейший (сотни тысяч — миллион квадратных километров) в основном изометричный блоковый элемент литосферы, отличающийся от соседних своим специ-

фическим физическим состоянием, ограниченный на глубине сравнительно узкими зонами литосферы с пониженной вязкостью или повышенной проницаемостью, а в верхах — зонами разрывных нарушений разной глубинности. В течение всей геологической истории или в отдельные ее крупные интервалы эволюции геоблок обычно автономен, что находит свое выражение в различиях и глубинности проявления геодинамических, физико-химических и термодинамических процессов. В верхних горизонтах литосферы это проявляется в разном характере процессов литогенеза, метаморфизма, минерагении, в разнонаправленности процессов геосинклинального развития или процессов тектоно-магматической активизации» [18, с. 5].

Как видим, и то и другое определение отличаются неформализованностью, что допускает значительный произвол в ограничениях выделяемых структур. Между тем авторы даже не обсуждают других возможных вариантов выделения геоблоков, поскольку придерживаются принципа «естественности»*, в данном случае естественной делимости литосферы. Соответственно в их работах не получил развития «модельно-целевой подход», обеспечивающий оптимальность деления в том или ином, и в частности металлогеническом, отношении.

Действительно, можно представить себе практически неограниченное количество систем блоков, выделенных по разным основаниям — по геофизическим, структурно-тектоническим, морфометрическим и прочим характеристикам. Какой из систем блоков можно отдать предпочтение? Очевидно, той, которая позволяет быстрее и надежнее решать ту или иную конкретно сформулированную геологическую задачу. Напомним в связи с этим, что в тектонике литосферных плит, по существу, также выделяются блоки и геоблоки, но процесс их выделения строго формализован и теоретически обоснован. Границы блоков в тектонике плит определяются только их кинематикой, поскольку кинематика в основном и определяет стиль тектоно-магматического развития и металлогении регионов. Сейсмичность, ориентировка вулканических поясов и дизъюнктивных структур играют роль индикаторов кинематики блоков — литосферных плит, микроплит и шолей. В этом мы видим принципиальные различия в подходе к выделению блоков.

Имеются и другие различия, частично связанные с уже отмеченными. Л. И. Красный, как и многие другие сторонники стабильности контуров океанов и континентов, вслед за В. В. Белоусовым проводит резкую грань между современными тектоническими явлениями и теми, что имели место в геологическом прошлом. Так, например, современные активные границы геоблоков (межблоковые структуры) у Л. И. Красного во многом совпадают с ограничениями современных литосферных плит. В пределах же континентов вместо островных дуг и им подобных структур появляются

* Таким термином Р. А. Жуков [27] обозначил весьма популярную в геологии концептуальную схему.

различные разновидности геосинклиналей. Л. И. Красный не предпринимает попыток увидеть в них палеоаналоги современных образований. Отказ от последовательного использования принципа актуализма не может не затруднить изучение процессов текто-, магмо- и рудогенеза.

Завершая краткую характеристику доменного (блокового) подхода в металлогении, отметим следующее.

1. Отсутствие четкой целепостановки и неформализованность процедур выделения «естественных» блоков земной коры (литосферы) затрудняют объективный контроль надежности металлогенических рекомендаций.

2. Представления о природе металлогенической неоднородности доменов (блоков), выделяемых указанным образом, как правило, оказываются малопродуктивными. Так, например, Г. Н. Щерба [1970 г.] проблему образования рудного пояса подменяет не менее простой проблемой возникновения соответствующим образом специализированной призмы тектоносферы. Некоторые другие геологи-рудники для объяснения наблюдаемого разнообразия в рудоносности геоблоков привлекают представления о влиянии геохимических и металлогенических неоднородностей в недрах Земли, возникших еще на стадии протопланетной аккреции. Дискретность указанных неоднородностей фиксируется границами геоблоков, которые, по мнению Л. И. Красного, порождены метеоритной бомбардировкой планеты. Очевидно, что признание догеологической предопределенности металлогенического профиля геологических структур в значительной мере лишает смысла попытки связать различия в их рудонасыщенности с теми или иными процессами на геологической стадии развития Земли.

3. Как уже отмечалось (см. разделы 1.1 и 1.8), унаследованность металлогенического развития тех или иных регионов и (или) их крупных фрагментов — блоков может объясняться консервативностью термических, химических и структурных неоднородностей литосферы, возникающих в процессе взаимодействия литосферных плит.

2.2.4. Проницаемость литосферы и линеаментная металлогения

Указанное направление металлогенических исследований имеет давнюю историю, поскольку связь месторождений и рудных узлов с разломами и местами их пересечения — едва ли не первое, что бросается в глаза при структурно-тектоническом анализе территории. Во всех обобщающих работах по металлогении [3, 9, 34, 44, 48, 52, 60 и др.] дизъюнктивные нарушения трактуются как важный фактор локализации оруденения. В последние годы внимание к разломной тектонике явно возросло, чему способствовало введение Дж. Т. Уилсоном в научный обиход нового фундаментального понятия — «трансформный разлом». Среди разрывных нарушений металлогенисты стали выделять не только рудофокусирующие, но

и рудоконцентрирующие структуры, подчеркивая тем самым активную роль зон нарушения сплошности литосферы в аккумуляции рудоносных флюидов.

В нашей стране это направление металлогенических исследований особенно плодотворно развивалось в ИГЕМ (работы М. А. Фаворской, В. А. Баскиной, И. Н. Томсона и др.). Опираясь на многолетний опыт изучения рудных районов Приморья и дополняя его сведениями по другим территориям земного шара, сотрудники этого коллектива установили важные, ранее неизвестные закономерности локализации крупных рудных месторождений. Вкратце они сводятся к следующему.

По совокупности тектоно-магматических, геохимических и других признаков большинство рудных провинций и отдельных крупных месторождений обнаруживают несомненную связь с мантией Земли. Среди множества глубинных трансрегиональных «сквозных» (т. е. достигающих мантии) разрывных нарушений можно выделить те, к которым пространственно тяготеют рудные месторождения. Именно их М. А. Фаворская и ее коллеги называют рудоконцентрирующими структурами. Существенно, однако, что оруденение размещается лишь в пределах некоторых фрагментов этих структур. Особый интерес представляют те фрагменты рудоконцентрирующих нарушений, где локализуются крупные и уникальные рудные месторождения. В работах М. А. Фаворской, В. А. Баскиной и др. [3, 9] отмечено, что рудные районы, вмещающие особо крупные рудные объекты, являются своего рода петрологическими и геохимическими аномалиями. Для них характерно длительное проявление магматизма, нередко контрастного типа, с широким развитием пород кислого состава и резко выраженным обогащением их калием.

Среди зарубежных работ на эту тему заслуживают упоминания многочисленные публикации Я. Кутины [60 и др.], в которых он всесторонне проанализировал роль трансформных и иных разломов в локализации оруденения. По мысли Я. Кутины, глубинные дизъюнктивы, пересекающие нижние слои литосферы, являются индикаторами границ конвективных ячеек в мантии. По ним происходит подъем магматических расплавов и рудоносных флюидов.

Заметим, что трансформные разломы не служат единственной формой проявления устойчивой составляющей неоднородного поля напряжений в тектоносфере Земли. В общем случае одновременно проявляется целая система конвективных ячеек, включая участки локальной конвекции с характерными размерами в поперечнике порядка сотен и даже десятков километров. Металлогенические аспекты выявления и анализа структуры таких ячеек разработал Лю Ханшу [64 и др.] на основе теории С. Ранкорна [1967 г.].

Результаты, полученные в коллективе металлогенистов ИГЕМ, а также их зарубежными коллегами, вносят много нового в понимание геологической позиции крупных рудных месторождений и существенно пополняют арсенал прогнозно-поисковых признаков оруденения. Особый интерес представляет вывод, что при анализе ус-

ловий локализации оруденения главное внимание следует уделять не структурам земной коры, а разрывным нарушениям, достигающим мантии.

Вместе с тем трудно согласиться со всеми теоретическими представлениями этих авторов. Металлогенический коллектив ИГЕМ стоит на позициях сторонников гипотезы пульсирующей Земли, не имеющей серьезного физического обоснования. Как известно, анализ структур поверхности планет земной группы и малых небесных тел (Марс, Меркурий, Луна, Ганимед и др.), опирающийся на материалы космических исследований, указывает на крайне ограниченные пределы возможного увеличения радиуса Земли за геологическое время — порядка нескольких километров [14, 42; Трау-он Е. Р., Taylor S. R., 1981 г.]. Именно эта позиция не позволяет им увязать выявленные закономерности с глубинными процессами тепломассопереноса, рассматриваемыми в теории тектоники плит.

Приверженцы идеи о пульсирующей или расширяющейся Земле, как известно, без труда объясняют длительность существования и консервативность ориентировки ее регматической системы. Они бессильны, однако, теоретически предсказать, в каких условиях некоторые из «сквозных» линеаментов становятся «рудоконцентрирующими» и где именно по простираению этих линеаментов следует ожидать появления магматических, геохимических и рудных «аномалий». Неоправданно упрощенно выглядит утверждение металлотенистов ИГЕМ, будто бы крупные и крупнейшие месторождения в отличие от мелких связаны с глубинными источниками вещества [Фаворская М. А. и др., 1974 г.]. Очевидно, что и те и другие в принципе могут иметь один и тот же глубинный источник, а масштаб оруденения зависит главным образом от режима его функционирования.

Попутно заметим, что сходные представления об определяющей роли глубины источника оруденения развивают также представители некоторых других металлогенических школ. Так, например, Ю. Л. Капустин [1979 г.] полагает, что различия в металлогенической специализации магматических образований обусловлены в первую очередь их поступлением из разных горизонтов мантии, имеющей сферически-зональную рудную специализацию.

При рассмотрении теоретических моделей рудогенеза в разделе 1.8 предыдущей главы анализировалась рудоконцентрирующая роль структурных и термических неоднородностей мантии — астеносферных ловушек. Длительность их существования и способность к ревивации при каждом значительном термическом возбуждении астеносферы определяют унаследованность магматизма в соответствующих районах, повышенный в целом уровень геоизотерм и массовость анатектического магмообразования, а также обогащенность изверженных пород калием и рудными компонентами. При дренировании астеносферной ловушки разрывным нарушением обеспечивается локальная проницаемость литосферы, способствующая дальнейшей концентрации рудоносных флюидов и их подъему к земной

поверхности, что в конечном итоге и ведет к формированию крупных рудных узлов и месторождений-гигантов. С этой точки зрения, рудные и иные «аномалии» (в терминологии М. А. Фаворской и ее коллег) находят вполне закономерное место в ряду явлений, связанных с функционированием рассматриваемых нами рудогенерирующих систем.

С этих же позиций объясняются многие другие закономерности в размещении рудных месторождений. Заметим, однако, что роль разрывных нарушений как рудоконцентрирующих факторов оказывается особенно значительной лишь при формировании тех рудных концентраций, которые образовались в результате миграции соединений, особо чувствительных к градиенту давления. Сюда относятся прежде всего оловорудные месторождения. Не случайно поэтому В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев [1972 г.] подметили их преимущественную локализацию на стыках островных дуг, т. е. в местах, где трансформные разломы создают области локального понижения давления.

В рамках развиваемого подхода находит объяснение давно уже практикуемый прием выделения перспективных рудных районов и узлов, заключающийся в оконтуривании территорий с «особо сложным геологическим строением», с «уникальной тектоно-магматической характеристикой» и т. п. Обычно подобные процедуры осуществляют в автоматизированном режиме с использованием формализованных алгоритмов районирования территории [Боровко Н. Н., 1973 г.].

Завершая краткий анализ разработок в русле «линеamentной металлогении», отметим следующее.

1. «Сквозные», т. е. достигающие мантии, разрывные нарушения становятся «рудоконцентрирующими» только при условии пересечения ими определенных участков длительно функционирующих мантийных рудогенерирующих систем.

2. Вся специфика тектоно-магматического развития рудных районов, вмещающих крупные и уникальные месторождения, зависит от условий существования астеносферной ловушки — составной части мантийной рудогенерирующей системы. Локализация рудных узлов и отдельных месторождений определяется пересечением глубинным разломом свода астеносферной ловушки.

3. Влияние и изучение строения астеносферных ловушек требует разработки новых методов глубинного геологического картирования, позволяющего прослеживать вариации термической структуры мантии и рельефа кровли астеносферного канала.

2.2.5. Стереометаллогения

Металлогения в трехмерном пространстве — стереометаллогения, как справедливо полагают авторы этого термина [Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., 1974 г.], является естественным, логиче-

ским развитием металлогении на плоскости (на поверхности земного шара). Перспективность этого направления исследований не подлежит сомнению [36]. Тем не менее с учетом развиваемых в этой книге положений (по существу также являющихся стереометаллогеническими) целесообразно сделать несколько замечаний, касающихся смысловой нагрузки этого термина и общих условий проведения соответствующих исследований.

В соответствии с исходными определениями стереометаллогении, а также со всем предшествующим опытом такого рода исследований помыслы металлогенистов не заходили дальше попыток изучения структуры земной коры. Это объяснялось и господствовавшим долгое время представлением о преимущественно коровом характере рудогенеза, и ограниченными возможностями геофизических методов, не позволяющих судить о латеральных вариациях состава и строения мантии Земли.

Между тем, как уже неоднократно отмечалось выше, в руках геологов-рудников и тектонистов постепенно скапливались неоспоримые свидетельства участия вещества мантии в образовании таких «типично коровых», связанных с гранитоидным магматизмом месторождений, как молибденовые и оловянно-вольфрамовые. Решительный поворот в сторону изучения мантийных процессов и соответственно переориентации стереометрических исследований произошел в связи со становлением идей тектоники литосферных плит. Авторы этой работы имели возможность на глобальном фактическом материале убедиться, что изменчивость состава самых разнообразных магматических формаций (а следовательно, и генетически сопряженного с ними оруденения) статистически значимо связана с вариациями характеристик преимущественно верхней мантии, а не земной коры [1].

Не исключено, что в ближайшие годы интересы геологии и металлогении заставят геофизиков вплотную заняться изучением уже нижней мантии вплоть до ее границы с ядром. То, что всегда было лишь предметной областью физики Земли, станет составной частью теоретической геологии и металлогении. Первые высказывания о причастности процессов в нижней мантии к событиям в земной коре уже прозвучали в ряде докладов на XXVII сессии МГК (Háger B. H., Richards M. A., O'Nions R. K., Woodhouse J. H. и др.).

Комментируя ранние работы стереометаллогенического плана, В. И. Смирнов [36] высказал принципиальные сомнения в информативности геофизических характеристик земной коры, таких как глубина залегания границ Конрада и Мохоровичича, поскольку их положение может меняться в ходе геологического развития территории. Думается, что указанные опасения не вполне правомерны. Дело в том, что если следовать главному принципу металлогенического анализа, предполагающего органическую связь оруденения с развитием верхних оболочек Земли (см. раздел 2.2.1), то становится очевидным, что именно в сопряженных изменениях параметров земной коры, включая положение ее основных границ, и характе-

ристик оруденения и заключается основной прогностический ресурс стереометаллогенического подхода.

В этом смысле даже самые радикальные преобразования земной коры «льют воду на стереометаллогеническую мельницу». Поясним это на конкретном примере. Процесс деструкции континентальной литосферы — рифтогенез и последующее образование океанического бассейна, как известно, сопровождается вначале утонением земной коры, а затем частичным превращением ее в кору океанического типа. Очевидно, что подобный процесс ведет как к разрушению ранее существовавших рудных месторождений, так и к формированию новых, размещающихся на плечах развивающегося рифта или вблизи оси океанического спрединга. При этом вновь устанавливаются закономерные соотношения между типом рудной минерализации и параметрами глубин, в частности положением границ земной коры, поскольку и то и другое отражает вариации глубинных pT -условий. Иными словами, всякая существенная перестройка глубин не может не сопровождаться соответствующими изменениями металлогенического спектра, ибо этот спектр не более консервативен, чем структура земной коры и надастеносферной мантии.

Проводя стереометаллогенический анализ и изучая в связи с этим геолого-геофизические материалы, мы, как правило, имеем дело с пространственно-временной разверткой материализованных следствий сопряженной эволюции литосферы (земной коры) и оруденения. При соответствующей технологии обработки эмпирических данных всегда можно выделить интересующие нас компоненты изменчивости параметров глубин и масштаба оруденения. Как уже неоднократно отмечалось выше, дрейф континентальных масс сам по себе также не разрушает систему связей оруденения с характеристикой надастеносферной части мантии, ибо при этом сохраняется ее термическая, химическая и структурная неоднородность, несущая информацию об особенностях геодинамического режима в эпоху рудогенеза.

Резюмируя все это, отметим следующее.

1. Предметной областью стереометаллогении должна быть структура не только земной коры, но всей литосферы, ибо рудное вещество поступает из мантии, а земная кора в определенном смысле является лишь рудовмещающей средой, куда это вещество попадает и перераспределяется в зависимости от структурно-литологических факторов.

2. Важные особенности состава и структуры верхней мантии могут быть выявлены только при систематическом глубинном ее картировании с использованием широкого комплекса геофизических методов. Набор методов определяется прежде всего теоретическими моделями мантийного рудогенеза.

3. Сам по себе термин «стереометаллогения» в настоящее время становится излишним, поскольку вся теоретическая металлогения строится на моделях глубинных процессов, «поверхностными» остаются лишь практические следствия этих моделей.

2.2.6. Нелинейная металлогения

Как было показано в предыдущих разделах этой главы, кризис фиксизма в целом и геосинклинальной концепции в частности сопровождался идейным расслоением среди представителей металлогенической науки. Одни специалисты продолжали развивать традиционные методы металлогенического анализа, опираясь на представления о саморазвивающихся подвижных зонах земной коры; другие акцентировали свое внимание на откровенно агенетических построениях; третьи, не выходя за рамки общего фиксистского мировоззрения, дополняли геосинклинальную схему представлениями о сводово-глыбовом стиле развития, о внегеосинклинальной (автономной) активизации; наконец, четвертые решительно перешли в лагерь мобилистов, где основным руслом металлогенических исследований стало изучение рудной специализации геодинамических обстановок.

В самое последнее время отчетливо выявилось еще одно направление научной мысли. Его придерживаются специалисты, вполне осознавшие кризисное состояние классической металлогении, но по тем или иным причинам не считающие возможным признать перспективным использование в металлогении идей тектоники литосферных плит. Они пытаются найти альтернативные решения основных металлогенических проблем.

Ярким представителем этой группы специалистов является А. Д. Щеглов, выступивший с принципами «нелинейной металлогении». Его статьи и особенно книга, написанная в соавторстве с И. Н. Говоровым [49], заслуживают пристального внимания. Названные авторы дают следующее определение рассматриваемой ими предметной области: «под нелинейной металлогенией нами понимается такое направление металлогенических исследований, которое ставит своей главной целью выявление закономерностей размещения и формирования в структурах земной коры рудных месторождений, для которых предполагается (устанавливается) их связь с мантийными зонами литосферы» [49, с. 19]. Заметим попутно, что в этом определении игнорируется подлитосферная часть мантии, в частности астеносфера, где по совокупности имеющихся данных берут начало мантийные расплавы и рудоносные флюиды.

Методологическое кредо названных авторов фиксируется в следующих высказываниях. «Нелинейная металлогения — зарождающееся научное направление о закономерностях проявления рудных месторождений в структурах земной коры в связи с эволюцией глубинных оболочек тектоносферы Земли; оно связано в первую очередь с изучением геохимических особенностей пород мантии, выявлением неоднородностей ее состава, а также глубинного строения рудных районов» [49, с. 20]. Таким образом, как и в классической металлогении, в качестве основных задач эти авторы выдвигают задачи эмпирического плана — выявление всякого рода закономерностей.

А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров признают, что «представления традиционной металлогении требуют дополнения и достаточно серьезной корректировки» [49, с. 17], и вместе с тем они отвергают конкретные корректировки, вносимые моделями тектоники литосферных плит, поскольку, по их мнению, в металлогении и металлогеническом анализе концепция тектоники плит «не послужила прогрессу» [49, с. 4]. Такое ответственное заявление, однако, не помешало авторам в единичных случаях говорить о рудогенерирующей роли зон субдукции. Так, например, по их мнению, медные месторождения Чили связаны частично «с эклогитовым диапиризмом, а частично с субдукцией океанской плиты» [49, с. 244].

Обратимся к рассмотрению основных положений нелинейной металлогении. Красной нитью в цитируемой книге проходит мысль о параллельном (одновременном) формировании рудных месторождений, которые «генетически зависят от принципиально различных событий, протекавших на уровне разных геосфер Земли» [49, с. 56]. В соответствии с этим выделяются «мантийные» и «коровые» месторождения.

К сожалению, в работе в должной мере не раскрывается геологический (тектонофизический) смысл «принципиально различных событий». Поэтому трудно представить себе, при каких условиях обеспечиваются синхронность и вместе с тем независимость рудообразующих процессов на коровом и мантийном уровнях. Это тем более трудно сделать, поскольку как «коровые», так и «мантийные» месторождения нередко вписываются в единую региональную металлогеническую зональность.

Современные изотопно-геохимические данные, как справедливо подчеркивают авторы рассматриваемой книги, однозначно указывают на участие вещества мантии в формировании даже таких типично коровых образований, как анатектонидные редкометальные граниты. И наоборот, вещество коры в той или иной мере всегда контаминировано мантийными продуктами. Можно поэтому говорить в принципе о спектре рудных месторождений с различным соотношением мантийного и корового вещества. При этом должны использоваться очень четкие критерии для различения «мантийных», «мантийно-коровых», «существенно коровых» и тому подобных типов месторождений. Иначе это будет напоминать умозрительную систематику Г. Н. Щербы [1983 г.], выделявшего месторождения диоритового, базальтового и других слоев земной коры.

Тезис о независимости геологических и соответственно рудообразующих процессов на разных уровнях тектоносферы учитывается А. Д. Щегловым и И. Н. Говоровым при расшифровке строения рудных провинций и районов: «полиформационные рудные районы имеют разные источники рудного вещества, которые функционировали во времени параллельно (одновременно)» [49, с. 53]. Безусловно, процессы рудогенеза многоуровневые, но природа телекопирования оруденения, с нашей точки зрения, может быть иной. Она скорее всего определяется изменением во времени и пространстве pT -градиентных полей.

Тезис о разобщенности источников рудного вещества развивается сторонниками нелинейной металлогении на фоне представлений о независимости латерально разобщенных проявлений таких тектонических режимов, как «геосинклинальный», «орогенный», «активизационный» и, как мы уже упоминали, «режим, связанный с субдукцией». Таким образом, эти авторы допускают широкий генетический плюрализм в трактовке геологической истории регионов. Заметим по этому поводу, что с учетом самых общих положений современной теории познания при прочих равных условиях предпочтения заслуживают такие построения, в которых природные процессы анализируются с единых позиций; это позволяет выявить вполне закономерные генетические соотношения между явлениями, которые на первый взгляд кажутся не связанными друг с другом. С этой точки зрения тектоническая основа нелинейной металлогении не выдерживает конкуренции с генетически согласованными моделями тектоники литосферных плит.

Авторы рассматриваемой книги справедливо полагают, что, говоря о тектоно-магматических режимах и об источниках рудного вещества, необходимо еще пояснить, каким образом формируются его концентрации, в ряде случаев на несколько порядков превышающие кларковые содержания. По их мнению, первостепенное значение для формирования и пространственного распределения оруденения имеет исходная металлогеническая неоднородность мантии, возникшая еще на стадии протопланетной аккреции: «в мантийном субстрате... находятся достаточно крупные скопления рудного вещества (в виде самородных элементов), т. е. зачаточные или эмбриональные месторождения, которые тем или иным образом транспортируются в земную кору» [49, с. 142]. Для некоторых металлов допускается их концентрация на самых ранних стадиях геологической истории Земли: «первичные концентрации вольфрама и молибдена связаны с погребенной протокорой Земли» [49, с. 230]. В качестве универсальных транспортеров рассматриваются «эклогитовые диапиры и базальтовые астенолиты, которые могут выносить к основанию коры мантийные неоднородности (эмбриональные месторождения)» [49, с. 218].

Выше отмечалось, что предположение о неоднородной протопланетной аккреции вполне допустимо. Труднее понять, каким образом в этот период возникают такие концентрации рудных элементов, которые можно считать «эмбриональными месторождениями». Еще труднее объяснить их сохранность на протяжении четырех миллиардов лет. Разрывая во времени процессы концентрации рудного компонента и его перемещения в земную кору, иначе говоря, расчленяя рудообразующий процесс на геологическую и догеологическую стадии, авторы вольно или невольно обесценивают роль геологических факторов.

Тем не менее не эти соображения заставляют нас скептически относиться к рудогенетической схеме А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова. Ее главный недостаток — неконструктивность, т. е. отсутствие теоретически выводимых металлогенических следствий, позволяю-

щих прогнозировать крупные рудные концентрации. А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров призывают изучать геохимические особенности изверженных пород мантийного происхождения. Такое изучение, безусловно, необходимо. Однако в рамках рассматриваемой рудогенетической схемы оно не позволяет получить ответ на самый важный вопрос: какие магматические образования порождены рудоносным диапиром, а какие — практически безрудным.

Подытоживая рассмотрение основных положений нелинейной металлогении, отметим следующее.

1. Вполне оправданным выглядит отказ сторонников нелинейной металлогении от многих догматов классической металлогении, ориентирующей геологов почти исключительно на изучение особенностей строения земной коры. Весьма убедительными можно считать новые доводы в пользу мантийного источника рудного вещества.

2. Тектоническая основа нелинейной металлогении представляет собой едва ли не взаимоисключающее сочетание фиксистских и мобилистских положений, а рудогенетическая схема недостаточно конструктивна. По этой причине предпочтение может быть отдано взаимосогласованным моделям тектоники литосферных плит, которые учитывают генетическую взаимосвязь процессов в коре и мантии Земли.

3. Введение представлений о догеологической стадии формирования рудных месторождений является излишним. Более перспективными кажутся построения, в которых процессы рудогенеза полностью определяются синхронными проявлениями тектоно-магматической активности.

2.2.7. Историческая металлогения (изучение эволюционного тренда)

Закономерности распределения оруденения во времени представляют значительный интерес. Они важны как для понимания условий рудогенеза, так и для решения чисто практических вопросов, связанных с оценкой территории (оценкой возможного масштаба оруденения). Не случайно поэтому многие видные специалисты уделяли изучению эволюции оруденения подобающее внимание. Термин «историческая металлогения» сравнительно недавно предложен Л. Бауманом и Г. Тишендорфом [5]. Однако геонисторический подход к анализу закономерностей распределения оруденения берет начало с основополагающих работ Ю. А. Билибина [7 и др.], т. е. по существу с момента становления металлогении как особой научной дисциплины.

Как и в других разделах рассматриваемой области знания, здесь мы вновь сталкиваемся с неформализованностью основных понятий, что, естественно, порождает трудности при анализе причинно-следственных связей. Неоднозначно понимается даже термин «эволюция» применительно к событиям на шкале геологического

времени. Некоторые специалисты трактуют его столь широко, что эволюционными объявляются практически любые временные последовательности. Неопределенностью отличается и термин «металлогеническая эпоха», введенный Л. де Лоне и в дальнейшем широко использованный Ю. А. Билибиным. Как замечает в одной из своих работ В. И. Смирнов, металлогенические эпохи не обладают повсеместно строго фиксированными границами как во времени, так и в пространстве.

Тем не менее при изучении особенностей распределения оруденения во времени усилиями многих специалистов получены интересные и важные результаты. Особенно велики заслуги в этом отношении Д. В. Рундквиста, сочетающего оригинальные разработки с обобщением огромного накопленного опыта своих предшественников [35, 69; Rundqvist D. V., 1984 г. и др.]. Как о реальных, твердо установленных фактах мы можем говорить сегодня о большей дифференцированности минеральных концентраций молодого возраста, о более частой встречаемости среди них образований с особо высокими кларками концентраций. Не подлежит сомнению повторяемость формирования сходных минеральных ассоциаций в разных масштабах времени — от геологической истории Земли в целом до процесса рождения единичных рудных тел. Эта закономерность, напоминающая определенные соотношения в живой природе, рассматривается Д. В. Рундквистом в качестве аналога филогенетического закона.

Генетическая интерпретация выявленных эволюционных тенденций, как и следовало ожидать, долго не выходила за рамки общей рудогенетической схемы, господствовавшей в классической металлогении и опиравшейся на фиксистскую геосинклинальную концепцию. Эта схема, как отмечалось выше, определяется «основным металлогеническим принципом», увязывающим рудогенез с развитием земной коры. Соответственно и эволюционные металлогенические тренды казалось логичным рассматривать прежде всего как отражение особенностей направленного развития земной коры. Одни специалисты обращали внимание на прогрессивное увеличение мощности земной коры, на усложнение ее строения и степени дифференцированности [19, 34]; другие первостепенное значение придавали разным вариантам рециклинга, сводящегося к многократному последовательному обогащению осадочных, а затем и магматических образований рудным компонентом [Тугаринов А. И., 1977 г.; Смыслов А. А., Плущев Е. В., Рудник В. А., 1985 г. и др.]. Так, например, А. И. Тугаринов полагал, что крупные и богатые эндогенные скопления олова могли появиться только после предварительного концентрирования этого металла в касситеритовых россыпях с последующей магматической мобилизацией.

Иногда для анализа эволюционных закономерностей привлекались представления о якобы прогрессивном возрастании интенсивности геологических процессов, в частности об увеличении скорости осадконакопления (данные Р. Б. Харпрейвса [1976 г.] и др.). Между тем в работе С. И. Романовского [1977 г.] убедительно показа-

но, что нет никаких оснований говорить о возрастании скорости осадконакопления по крайней мере в течение фанерозоя. К этому можно добавить, что сокращение длительности тектоно-магматических циклов также не является свидетельством возрастания интенсивности эндогенных процессов.

В настоящее время в связи с развитием принципиально иных рудогенетических моделей особенно остро чувствуется недостаточность классических представлений о природе эволюционного металлогенического тренда. Безусловно, внутрикоровые процессы можно и нужно учитывать; формированию некоторых крупных рудных узлов, вероятно, иногда действительно предшествовали процессы экзогенной аккумуляции. Таково, в частности, по мнению В. И. Бергера [6] и китайских металлогенистов [Шень Силин и др., 1983 г.], происхождение крупнейшего сурьмяного месторождения Сикунаншань в Северо-Восточном Китае.

Тем не менее в целом роль внутрикоровых процессов в эволюции оруденения представляется преувеличенной. Об этом свидетельствует прежде всего несомненно мантийный источник вещества в большинстве эндогенных месторождений. По мнению специалистов [Лобач-Жученко С. Б., 1984 г.], мощность земной коры в архее мало отличалась от современной. Можно привести многочисленные примеры формирования редкометалльных месторождений, в частности оловорудных, в районах с самой различной по мощности и строению земной корой.

Одной из первых попыток переосмыслить эволюционную схему Ю. А. Билибина с мобилистических позиций может считаться работа А. С. Перфильева [1977 г.]. Автор отождествил этапы развития подвижных зон со стадиями преобразования океанической коры в континентальную на конвергентных границах литосферных плит. В самом первом приближении такое сопоставление правомерно, однако следует иметь в виду, что далеко не все образования ранних этапов в билибинской схеме отвечают ранней стадии континентализации океанической коры. Так, например, все обдукционные аллохтоны безоговорочно относились к начальным и ранним этапам развития подвижных зон, между тем как их включение в структуру земной коры нередко отвечало заключительной стадии закрытия океанического бассейна.

Аджаро-Триалетская «эвгеосинклиналь» всегда трактовалась сторонниками билибинской схемы как типичная структурно-формационная зона раннего этапа. Теперь работами Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе и других геологов убедительно показано, что Аджаро-Триалетский рифт формировался в период финальной, коллизионной стадии развития Альпийско-Гималайского пояса. Аналогичные несоответствия выявляются и при сопоставлении образований поздних и конечных этапов развития подвижных зон (В. А. Унксов [33]). Заметим еще, что А. С. Перфильев, как и многие другие представители школы ГИН, не признает субдукции, усматривая в зонах взаимодействия плит лишь

процессы тектонического скупивания. Соответственно, по его мнению, металлогения палеоокраин континентов напрямую зависит от материала, участвующего в скупивании.

Как известно [14, 38, 41, 42], в рамках теории тектоники литосферных плит находит место анализ последовательности тектонических событий. Удобным оказалось рассматривать смену геодинамических обстановок в интервале от открытия до закрытия океанического бассейна (цикл Вильсона). С этой точки зрения закономерная повторяемость этапов Ю. А. Билибина должна наблюдаться в той мере, в какой указанные этапы являются фрагментами цикла Вильсона. Металлогеническая эволюция подвижных зон соответственно определяется сменой геодинамических обстановок и условий функционирования порождаемых ими рудогенерирующих систем.

Находят естественное объяснение и закономерные миграции в пространстве однотипных, но разновозрастных структурно-формационных комплексов, металлогеническая нагрузка которых при этом несколько варьирует [33]. Подобные явления рассматриваются в теории тектоники литосферных плит в качестве следствия перестроек и смещения зон субдукции. Одной из причин одностороннего их смещения, как полагают авторы [27], является переполнение подастеносферного пространства холодным и вязким литосферным материалом, препятствующим дальнейшему поглощению океанической литосферы.

С позиций тектоники литосферных плит находит логичное объяснение не только наиболее часто повторяющаяся смена типов структурно-формационных зон, но и столь же закономерные отклонения от нее. В разделе 1.3 указывалось, в частности, что при определенной реологии мантийного субстрата процесс поглощения океанической литосферы может сопровождаться длительным формированием монотонных андезит-базальтовых толщ без проявления кислого магматизма, обычно знаменующего наступление орогенеза. В терминологии приверженцев билибинской схемы такое развитие событий называлось «повторением начальных этапов развития», ведущим к формированию горно-складчатых областей фемического типа (уральский тип).

В рамках развиваемого подхода новым конкретным содержанием наполняется понятие «тектоно-магматическая активизация». Как показывает анализ конкретных ситуаций, этим термином в одних случаях обозначают проявления рифтогенеза, нередко развивающегося в глубоких тылах зон субдукции; в других — результаты превращения пассивной окраины континента в активную и т. д. Соответственно разными оказываются и подходы к оценке рудоносности активизированных территорий.

Таким образом, в соответствии с развиваемыми в этой книге рудогенетическими представлениями основным фактором, контролирующим распределение оруденения по шкале геологического времени, является эволюция геодинамического режима. Она про-

является и в глобальном масштабе и на региональном уровне, как было показано в разделах 1.3 и 1.4. В свою очередь геодинамический режим зависит прежде всего от термического и, следовательно, реологического состояния недр. Постепенное охлаждение глубин Земли начиная с раннего докембрия непосредственно отражалось на условиях магмо- и рудогенеза в той мере, в какой с течением времени менялись глубина и полнота плавления мантийного и корового субстрата.

Еще более существенным для рудогенеза являлось опосредованное влияние термической деградации недр. Этот процесс сопровождался увеличением вязкости вещества мантии, возрастанием мощности литосферных плит и, как следствие, изменением условий субдукции. На конвергентных границах литосферных плит постепенно увеличивались латеральные градиенты температуры и особенно давления, а следовательно, повышалась эффективность работы термодинамического мантийного сепаратора.

Не исключено, что определенное влияние на геодинамический режим оказывало изменение скоростей движения литосферных плит. Однако в этом вопросе пока что нет полной ясности. С одной стороны, пониженная вязкость мантии способствовала более энергичной конвекции и, следовательно, ускоренному движению литосферных плит, а с другой стороны, при этом уменьшалось сцепление литосферы с мантийным потоком, что могло приводить к «пробуксовке» спредингового конвейера.

Как свидетельствуют глобальные геодинамические реконструкции, а также анализ особенностей состава разновозрастных мантийных выплавов [1], процесс охлаждения глубин Земли не был ни равномерным, ни монотонным. Он сопровождался эпизодическими глобальными разогревами [Gastil G., 1960 г.], при которых резко возрастала интенсивность выплавления высокомагнетизальных базальтоидов [1]. Подобные эпизоды в истории Земли можно связывать с перестройкой ячей глубинной конвекции [14, 38; Hess H. H., 1962 г.; Сорохтин О. Г., 1974 г.; Rona P. A., 1980 г.].

С указанных позиций естественное объяснение получают многие хорошо известные факты исторической металлогении. К ним относятся, в частности, практически полное отсутствие месторождений олова в архее и резкое увеличение соответствующей продуктивности палеозойских и особенно мезозойских структур. Как уже отмечалось, в раннем докембрии на конвергентных границах литосферных плит латеральный градиент избыточного (сверхлитостатического) давления либо отсутствовал, либо был крайне незначительным. Это практически исключало внутриастеносферную сепарацию и аккумуляцию компонентов, чувствительных к давлению (калий, летучие, оловосодержащие комплексные соединения). Поэтому в мантии не могли возникать локальные концентрации оловосодержащих флюидов, равно как и флюидов, обогащенных калием.

Режим эффективной сепарации установился лишь после значительного охлаждения глубин и возрастания их вязкости. Именно этим обстоятельством можно объяснить малую распространенность в раннем архее щелочных (с высоким содержанием калия) пород, а также глаукофановых сланцев, образующихся в условиях низких температур и высокого давления. Загадочный «калиевый взрыв» — массовое появление нормальных калиевых гранитов — также объясняется возникновением условий для мантийной сепарации калия и некоторых других щелочных металлов. Для олова оптимальный режим сепарации наступил лишь в мезозое.

Естественное объяснение получает и металлогенический вариант филогенетического закона. Общность разномасштабных эволюционных тенденций обусловлена прежде всего температурным трендом, его непосредственным влиянием на последовательность рудообразования. Наряду с эволюцией pT -условий важно учитывать также систематическое изменение во времени флюидного режима, который тоже зависит от геодинамических процессов. О. Г. Сорохтин и его коллеги [1976 г.] с этих позиций подошли к анализу некоторых особенностей эволюции золотого оруденения.

Касаясь региональных аспектов исторической металлогении, надо подчеркнуть следующее. Новое понимание природы тектономагматических событий, трактовавшихся ранее как проявление ранних, средних и поздних этапов развития подвижных зон, заставляет с осторожностью включать эти события в единую эволюционную последовательность. В особенности это относится к явлениям тектоно-магматической активизации. Поясним последнее на конкретном примере. Позднепалеозойский щелочной магматизм Кольского полуострова иногда рассматривается в качестве закономерного звена в единой цепи событий начиная с раннего докембрия. Стоящих на этой позиции геологов не смущает, что разрыв между тектоно-магматическими событиями в данном случае исчисляется сотнями миллионов лет. Нам представляется, что никакой генетической связи Хибинского и Ловозерского массивов, равно как и щелочных интрузий грабена Осло, с докембрийскими образованиями нет. Возникновение ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов следует связывать с активизацией глубоких типов зон субдукции, в которых поглощалась литосфера океана Япетус.

Резюмируя современное понимание природы эволюционного металлогенического тренда, отметим следующее.

1. Теория металлогенической эволюции может быть построена на основе геодинамических моделей рудогенерирующих систем. Определяющим фактором эволюции в этом случае становится направленное изменение параметров геодинамического режима.

2. Явления глобального масштаба, связанные с перестройкой системы конвективных ячеек, также вносят определенный вклад в рассматриваемую металлогеническую картину, влияя на распространенность различных геодинамических обстановок.

2.3. РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

2.3.1. Общие замечания

Зональный характер пространственного распределения оруденения известен давно и постоянно учитывается при металлогенических исследованиях регионального уровня. Между тем вопрос о происхождении зональности до сих пор остается дискуссионным. Очевидно, что в зависимости от ответа на него существенно меняются направление регионального металлогенического анализа и эффективность прогнозных построений.

Обращаясь к истории вопроса, нельзя не вспомнить основополагающие работы С. С. Смирнова [1944, 1946 г.], изучавшего закономерности размещения различных типов оруденения в пределах Восточного Забайкалья и Тихоокеанского рудного пояса. Сорок лет тому назад С. С. Смирнов, отметив преимущественную локализацию медной минерализации во внутренней зоне Тихоокеанского пояса, а оловянной и вольфрамовой — во внешней, справедливо полагал, что эту особенность нельзя объяснить ни эволюцией рудогенеза, ни различной степенью эродированности территории. Причины металлогенической зональности, по мнению С. С. Смирнова, следует искать, анализируя условия развития интрузий и связанных с ними рудоносных растворов. В дальнейшем это важнейшее положение о связи оруденения с геологической историей региона получило развитие в работах Ю. А. Билибина. Сегодня никто из ведущих специалистов не сомневается в его определяющем значении для металлогенического анализа. И тем не менее, как будет ясно из дальнейшего, в ходу остаются принципиально иные объяснительные схемы.

2.3.2. Классические схемы

В отличие от зональности месторождений и отдельных рудных тел, давно уже ставшей предметом детального и всестороннего анализа [Парк Ч. Ф., 1958 г.; Овчинников Л. Н. и др., 1973 г.; Рундквист Д. В., Неженский И. А., 1975 г. и др.], региональная металлогеническая зональность до сих пор остается слабо изученной и во многом загадочной, если пытаться уяснить ее происхождение, опираясь на геосинклинальную концепцию. Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин [1966 г.], подводя итоги многолетнего изучения региональной металлогенической зональности, отмечают в качестве твердо установленных фактов, во-первых, ориентировку металлогенической зональности параллельно простиранию складчатых структур и, во-вторых, ее сопряженность с петрологической и метаморфической зональностью. Кроме того, как упоминалось раньше, сомнений не вызывает определенная упорядоченность в распределении разнотипных металлогенических зон — повторяемость попереч-

ного металлогенического профиля, сопровождаемая обычными и достаточно разнообразными отклонениями от него.

Что касается представлений об условиях формирования региональной зональности, то в этом вопросе среди сторонников классической металлогении нет единодушия. Более того, трудно найти хотя бы одну попытку строгого теоретического обоснования наблюдаемого явления.

Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин [1966 г.], касаясь генетического аспекта рассматриваемого феномена, высказывают в очень осторожной форме мнение о множественности влияющих факторов. Вслед за А. В. Королевым важнейшую роль они отводят вариациям глубины расположения магматических очагов, не поясняя, однако, при этом, от чего эта глубина зависит. В качестве второго по важности фактора указанные авторы рассматривают геохимическую способность разных металлов по-разному удаляться от материнских изверженных пород. Таким образом, тот и другой фактор вытекают из представлений, что горизонтальная металлогеническая зональность является производной зональности вертикальной. При этом, однако, трудно понять, почему медное оруденение располагается по одну сторону от оловянного и вольфрамового, а сурьмяное почти всегда по другую.

В некоторых работах их авторы пытаются подойти к решению интересующего нас вопроса, принимая во внимание преимущественно внутрикоровое перераспределение вещества [Смыслов А. А. и др., 1985 г.]. На этом пути также встречаются труднопреодолимые препятствия. В частности, необъяснимой оказывается слабая зависимость характеристик зональности от основных параметров земной коры.

В капитальной работе Д. В. Рундквиста и И. А. Неженского [1975 г.] можно найти высказывания, из которых следует, что по своей природе региональная металлогеническая зональность близка к зональности рудных месторождений (следствие филогенетического закона). Это предположение, однако, объясняет лишь небольшую долю известных фактов и поэтому не может считаться в полной мере справедливым.

Неясности в генетической интерпретации металлогенической зональности со всей полнотой обнаруживаются при анализе материалов по Тихоокеанскому рудному поясу. В пределах этой глобальной структуры можно видеть, как единообразие в пространственном распределении месторождений сочетается с резкими различиями между отдельными ее фрагментами. «Великое медное кольцо» явно «толще» в его восточной части, а аналогичная структура с оловянной минерализацией, по существу, состоит из Чукотско-Тасманского полукольца на западе и двух изолированных провинций (Боливия и Аляска) — на востоке. В. Г. Моисеенко и В. В. Малахов [1979 г.] пришли к выводу, что диссимметрию Тихоокеанского пояса можно объяснить проявлением здесь различных по химическому составу флюидов, не поясняя, однако, почему именно флюиды не однотипны.

Многие авторы вопреки «главному принципу металлогении», согласно которому рудогенез — составная часть процесса геологического развития территории, трактуют металлогеническую зональность как отражение неких исходных геохимических неоднородностей мантии. М. И. Ициксон [1979 г.] так и писал, что рудоносные структуры Тихоокеанского пояса повторяют какой-то «атавистический протопланетный узор». Близких взглядов, как отмечалось выше, придерживаются А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров [49].

2.3.3. Ранние мобилистические схемы

На протяжении последних 15 лет изучение региональной металлогенической зональности являлось той областью научной и практической деятельности, в которой попытки использовать идеи тектоники плит предпринимались почти непрерывно. Важным моментом, стимулировавшим исследования в новом направлении, явилась пространственно-временная привязка металлогенических зон к палеогеодинамическим обстановкам. Закономерности распределения стали изучаться с учетом положения оси рифта или зоны субдукции. Особым вниманием пользовались зоны субдукции. Отчетливая связь с ними оруденения у большинства специалистов сомнений не вызывает. Однако природа этой связи трактуется весьма различно.

Некоторые геологи опираются на представление о продуцировании рудоносных магматических расплавов непосредственно из зоны Беньюфа [Marsh B. D., Carmichael I. S. E., 1974 г.]. Предполагается таким образом, что по направлению к тылам зоны субдукции (при удалении от океана) глубина выплавления магм монотонно увеличивается; соответственно меняется и их металлогеническая специализация. Как было показано в работах [1, 27, 37], ни петрологические, ни геофизические данные не позволяют считать сейсмофокальную плоскость непосредственным источником магматических масс. Этого достаточно, чтобы отказаться и от соответствующей рудогенетической схемы.

В других работах [Ninkovich D., Hays J. D., 1972 г.; Best M. G., 1975 г.] сейсмофокальная плоскость рассматривается лишь как источник флюидов, выделяющихся в результате дегидратации субдуцируемого материала. Металлогеническая зональность в рамках этих представлений оказывается непосредственным следствием вариации вертикального пути, преодолеваемого флюидными потоками. Несостоятельность этих представлений показана в работе [37].

Как полагали Р. Х. Силлитое [71] и ряд других металлогенистов, региональная зональность может быть объяснена с учетом того, что легкоподвижные рудные компоненты выделяются из поддвигаемой океанической коры еще в начале ее погружения, а менее подвижные и более тугоплавкие — лишь при погружении ее на

большую глубину, т. е. на большем удалении от океана. К этой точке зрения склоняются и некоторые советские специалисты [Зоненшайн Л. П., 1973 г.; Сорохтин О. Г., 1979 г.]. Заметим, что эта схема не очень хорошо согласуется с эмпирическим материалом — тугоплавкий вольфрам и легкоплавкое олово нередко тесно ассоциируют в пространстве. Кроме того, при изложении этой схемы авторы не дают четкой дефиниции понятия «подвижность». Поэтому в работах [71; Сорохтин О. Г., 1979 г.] наиболее подвижной (раньше освобождающейся из литосферного сляба) оказывается медь, а другие авторы [Ishihara S. a. o., 1975 г.] считают медь наименее подвижной (не удаляющейся в тылы зоны субдукции).

Некоторые особенности поперечной металлогенической зональности на конвергентных границах литосферных плит, как будет показано ниже, можно объяснить нестационарностью геодинамического режима, в частности более поздним разогревом тылов зоны субдукции. Тем не менее этот фактор, рассматриваемый в работе [Clark K. F. a. o., 1982 г.], не может считаться ни первостепенным, ни определяющим.

Упомянем, наконец, еще одну группу гипотез, в которых металлогеническая зональность вкрест зоны субдукции рассматривается как следствие систематических различий в составе субстрата, дающего начало рудоносным расплавам. Так, например, по мнению Дж. А. Пирса [Pearce J. A., 1984 г.], плавление океанической литосферы порождает месторождения меди, обогащенные золотом; если же в плавление наряду с океанической литосферой вовлекается субконтинентальная литосфера (мантия), возникают медно-молибденовые месторождения; добавка материала коры генерирует медные месторождения с примесью олова. Общей особенностью этой и ей подобных схем является малая конструктивность — отсутствие эмпирически контролируемых металлогенических следствий.

Не меньше интерпретационных схем предлагается для объяснения продольной металлогенической зональности. Наиболее часто неодинаковую рудоносность разных фрагментов зон субдукции объясняли вариациями исходно металлогенически (геохимически) специализированной литосферы [67, 70; Park C. F. Jr., 1984 г.]. Привлекались также представления о влиянии физических неоднородностей субдуцируемой литосферы. Так, например, в работе [Uyeda S., Mijashiro A., 1974 г.] указывается на возможные металлогенические следствия поглощения разогретого океанического хребта, в частности Кула-Пацифик на востоке Азии. В целом, как уже отмечалось ранее, ни одна из предлагавшихся генетических схем не отвечала в полной мере основным требованиям теории, которая была бы пригодной для широкого использования в прогнозно-металлогенических исследованиях.

2.3.4. Региональная металлогеническая зональность как отражение латеральной внутриастеносферной сепарации рудных компонентов

Хорошо согласуется с известными закономерностями пространственного распределения оруденения формализованная модель мантийного термобарического сепаратора, рассмотренная в предыдущей главе. В основе ее лежит представление о процессах тепло-массопереноса на границах литосферных плит. В зависимости от типа границ, мощности и физического состояния плит, от их скорости и некоторых других факторов направление и интенсивность тепло-массопереноса существенно меняются. Базовые модели тектоники литосферных плит, дополненные схемами влияния реологии подастеносферного субстрата, удовлетворительно описывают эти процессы.

В интересующем нас плане первостепенное значение имеют латеральные градиенты температуры и избыточного (сверхлитостатического) давления, генерируемые тепло-массопереносом. Указанные градиенты, меняясь с глубиной, охватывают 500—700-километровый слой коры и мантии Земли. Кроме того, будучи функцией геодинамического режима, они определенным образом эволюционируют в процессе схождения и раздвижения плит. Особое значение имеет вариабельность температуры и давления в пределах астеносферного канала, где располагаются корни магмо- и рудогенерирующих систем.

Для континентальных рифтов типична симметричная pT -зональность: в осевой части рифта температура максимальна, на флангах минимальна; распределение избыточного давления прямо противоположное — на оси рифта оно минимальное, возможно ниже литостатического, а на флангах может быть выше литостатического. В зонах субдукции наблюдается резко асимметричное распределение температуры и давления: во фронтальной области относительно низкая температура сочетается с повышенным давлением, в тылах — соотношение прямо противоположное.

В рамках рассматриваемой модели астеносферный канал является своего рода гигантским термобарическим сепаратором, обеспечивающим латеральное перераспределение флюидной фазы, насыщенной рудными и некоторыми петрогенными компонентами. В зависимости от геохимических свойств элементов (свойств включающих элементы комплексных соединений) происходит сепарация и аккумуляция их на различных расстояниях от границы литосферных плит.

На участках повышенной проницаемости литосферы геохимически специализированные флюиды поднимаются к земной поверхности, сбрасывая рудную нагрузку в благоприятных структурно-литологических зонах земной коры. Наибольшая концентрация восходящих флюидных потоков наблюдается в приосевых частях рифтогенных структур, в тылах зон субдукции, а также вдоль

трансформных разломов, движение по которым включает ротационную компоненту.

Все это позволяет говорить о разнотипном влиянии избыточного (сверхлитостатического) давления и температуры. Эти параметры очевидным образом влияют на условия плавления мантийного субстрата и на обособление флюидной фазы. Вместе с тем (и это главное) pT -градиенты обеспечивают перераспределение (сепарацию) рудных компонентов преимущественно во флюидной фазе. И наконец, от давления существенно зависит проницаемость среды — возможность вертикального перемещения расплавов и растворов. Для разных рудных компонентов роль латеральных вариаций глубинных pT -условий существенно неодинакова, в чем мы убедимся при анализе эмпирических данных во второй части этой книги.

Таким образом, региональная металлогеническая зональность может рассматриваться как проекция на земную поверхность геохимической зональности астеносферного канала, порождаемой латеральным перераспределением рудных компонентов в градиентных полях. Фрагменты металлогенической зональности — рудные месторождения — локализуются на участках повышенной проницаемости литосферы на определенном удалении от границ литосферных плит, зависящем как от параметров геодинамического режима, так и от типа металла.

Форма и механизм латерального переноса рудных компонентов остаются не вполне ясными. Очевидно только, что длительное существование pT -неоднородностей в оболочках Земли не может не сказываться на процессах перемещения и изменения вещества. Речь идет о явлениях, которые в физической химии связывают с подвижным равновесием. Интересующие нас направленные изменения природных систем, их переход от одного состояния к другому определяются принципом Ле Шателье. Этот принцип, как известно, заключается в том, что всякая система, находящаяся в равновесии, стремится при внешнем воздействии измениться таким образом, чтобы ослабить влияние этого воздействия. В частности, увеличение давления при постоянной температуре сопровождается уменьшением объема, а увеличение температуры при постоянном давлении — появлением реакций с большим поглощением тепла.

При длительном воздействии латеральных градиентов pT -условий можно ожидать проявления соответствующих эффектов в зональном распределении элементов, по-разному чувствительных к давлению и температуре. По существу, речь идет о тех эффектах сепарации химических компонентов, которые рассматриваются петрологами при анализе восходящих флюидных потоков. Сошлемся, например, на И. Д. Рябчикова [1982 г.], который пришел к выводу, что транспортные процессы с участием флюидов в условиях верхней мантии способны привести к разделению в пространстве калия, натрия и других близких по свойствам элементов. Заметим, однако, что ни принцип Ле Шателье, ни принцип Сорэ, касающийся только термических условий, сами по себе не позволяют перейти

к количественным оценкам эффектов; они дают возможность лишь утверждать о проявлении тех или иных тенденций.

Известные закономерности пространственного распределения рудных компонентов в пределах месторождений и отдельных рудных тел лишь отчасти проявляются на региональном уровне. Так, например, вольфрам концентрируется преимущественно в областях температурного максимума, который обычно тяготеет к осевой части энергично развивающегося рифта, а также к «горячему ближнему тылу» зон субдукции. Для флюидов, обогащенных калием и оловом, первостепенное значение имеют области пониженного давления вне зависимости от их температурного режима. При этом чем выше латеральный градиент избыточного давления, тем при прочих равных условиях эффективнее протекает аккумуляция оловоносных флюидов, тем крупнее и богаче порождаемые ими рудные провинции. С этих позиций, в частности, находит объяснение асимметрия в распределении оловорудных провинций Тихоокеанского кольца, а также отсутствие крупных месторождений олова в рифтогенных структурах, не связанных с зонами субдукции. Совмещение в пространстве областей максимального разогрева и растяжения порождает комплексные оловянно-вольфрамовые провинции и месторождения.

Медь, образующая порфировые месторождения, локализуется почти исключительно во фронтальной области зоны субдукции, где господствуют сравнительно низкая температура и значительное избыточное давление. Молибден в отличие от меди локализуется в областях умеренного и пониженного давления.

Свинец, цинк, ртуть и фтор всегда мигрируют в область низкого давления и сравнительно невысоких температур. Такие условия характерны для флангов континентальных рифтов и для глубоких тылов зон субдукции. Наряду с этим аналогичные благоприятные условия иногда возникают в пределах «ближнего тыла» зон субдукции, где формируются редкометалльные флюоритсодержащие месторождения; такие условия бывают также во фронтальной области зон субдукции на самой ранней стадии развития островной дуги, когда образуются колчеданные полиметаллические руды.

Эти примеры показывают, что модель мантийного термобарического сепаратора может рассматриваться как дальнейшее развитие концепции трансмагматических (интрателлурических) потоков. При этом появляется возможность достаточно конструктивно анализировать геодинамические условия зарождения указанных растворов, выявлять области их предпочтительной аккумуляции и приобретения ими той или иной металлогенической специализации.

2.3.5. Вариации региональной зональности

Охарактеризованные в общих чертах металлогенические следствия модели мантийного сепаратора отвечают простейшей ситуации. В природе же, как правило, наблюдаются существенно более

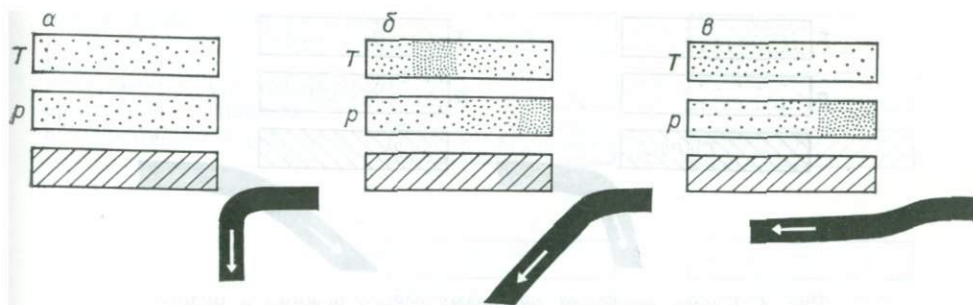


Рис. 3. Схема латерального распределения температуры T и избыточного (сверхлитостатического) давления p в поперечном профиле зоны субдукции при разной вязкости подастеносферной мантии: a — разогретой пластичной, b — умеренно разогретой, v — относительно холодной вязкой.

Густота крапа возрастает в областях повышенных температур и давлений.

сложные рудные последовательности, а также телескопирование оруденения. Причины этого различны, но в большинстве своем они связаны с изменениями геодинамического режима.

Как было показано выше, существенное влияние на тепломассоперенос в зонах субдукции оказывает реология подастеносферного субстрата (рис. 3). При пониженной его вязкости (при разогретой мантии) океаническая литосфера беспрепятственно, под крутым углом погружается в мантию, не создавая на астеносферном уровне значительных перепадов давления и температуры. Рудонасыщенность таких зон низкая, и отчетливой металлогенической дифференциации не наблюдается. Умеренно высокая вязкость подастеносферного субстрата, напротив, ведет к появлению значительных градиентов pT -условий и соответственно к эффективной работе мантийного сепаратора. Экстремально высокая вязкость мантии вообще не позволяет литосферной пластине проникать глубже астеносферного канала. В этом случае она перемещается субгоризонтально, разрушая корни магмо- и рудогенерирующих систем. Соответственно меняется и характер рудной зональности.

Вязкость верхней мантии и все вытекающие из этого металлогенические следствия, отмеченные выше, не остаются постоянными в процессе субдукции. Причины этого разные. Одна из них определяется возможным систематическим дрейфом самой границы взаимодействующих плит. Другая причина становится существенной при низкой абсолютной скорости перекрывающей плиты и, следовательно, при квазификсированном положении зоны субдукции. В этом случае вязкость мантии возрастает по мере аккумуляции в подастеносферном пространстве холодного литосферного материала. Частным металлогеническим следствием рассмотренного явления оказывается пространственно-временная разобщенность колчеданного полиметаллического и редкометального оруденения.

На самых ранних стадиях развития островных дуг, в условиях разогретого подастеносферного субстрата происходит беспрепятственное погружение литосферной пластины, так что в пределах

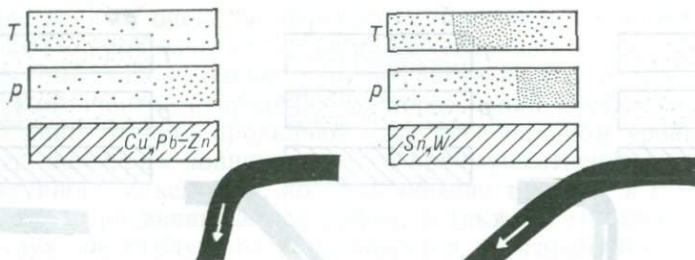


Рис. 4. Схема эволюции геодинамического режима и рудогенеза в зонах субдукции.

фронтальной части зоны субдукции могут аккумулироваться флюиды, обогащенные медью, свинцом и цинком. Их проникновение в существенно базальтоидные толщи коры порождает залежи массивных руд типа Куроко. В дальнейшем, по мере возрастания вязкости подастеносферной мантии и разогрева астеносферного канала появляется возможность аккумуляции флюидов в пределах ближних, а затем и дальних тылов зоны субдукции. Эти флюиды, как уже отмечалось, обладают редкометальной специализацией (рис. 4).

При прочих равных условиях отчетливость (контрастность) металлогенической зональности зависит от скорости сходящихся литосферных плит. При малой скорости (менее 1 см/год) эффективность мантийного сепаратора сокращается. В условиях интенсивной субдукции, при значительных латеральных градиентах температуры и давления длительное время сосуществуют «холодный фронт» и «горячий тыл», специализированные соответственно на медное и молибденовое порфировое оруденение. Вялая субдукция снижает pT -контрасты между фронтом и тылом. В этих условиях возможно образование комплексных медно-молибденовых месторождений (рис. 5). К аналогичному результату приводит и общий повышенный разогрев мантии, также сопровождающийся нивелировкой контрастов в поперечном сечении зоны субдукции, что рас-

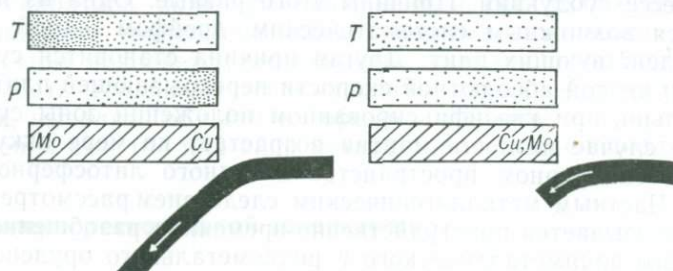
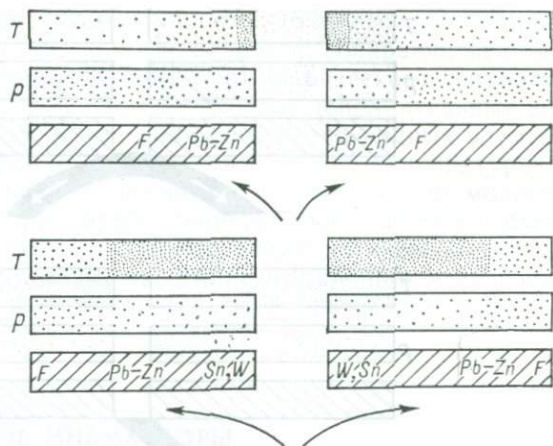


Рис. 5. Зависимость латерального распределения pT -условий и медно-молибденового порфирового оруденения в зонах субдукции от скорости сходящихся плит.

Рис. 6. Схема эволюции геодинамического режима, латерального распределения pT -условий и оруденения в пределах континентального рифта.



ширяет область возможной локализации молибденового оруденения.

Закономерные смещения металлогенических зон происходят при длительной эволюции (разрастании и сокращении) континентальных рифтов сводового типа. Нередко при этом наблюдается телескопирование оруденения (рис. 6).

Рудная продуктивность зон субдукции непосредственно зависит от насыщенности астеносферного канала флюидной фазой, что в свою очередь во многом определяется количеством поглощаемых океанических осадков. Иллюстрацией этого положения может служить резкое сокращение рудонасыщенности кайнозойских зон субдукции Малого Кавказа по мере закрытия остаточных бассейнов.

Важнейшее значение имеет стабильность геодинамического режима. Частые перестройки зоны субдукции в лучшем случае ведут к появлению комплексных рудных провинций, нередко с экзотическими, нетипичными минеральными парагенезисами. Обычно же перестройки сопровождаются сокращением латеральных pT -градиентов и гомогенизацией флюидной фазы астеносферы, следствием чего может стать полное рассеяние рудных компонентов (экстенсивная форма рудогенеза). Как показывают теоретические расчеты и геологическая практика, время 20—30 млн. лет вполне достаточно для формирования ясно выраженной петрологической и металлогенической зональности. При более коротких временных интервалах существования стабильного мантийного сепаратора отчетливая зональность не наблюдается.

Общая схема региональной металлогенической зональности существенно усложняется при пространственно сближенных рифте и зоне субдукции или нескольких зонах субдукции. В этом случае происходит взаимодействие мантийных сепараторов и интерференция градиентных полей (рис. 7). Иногда образуется симметричная и повторяющаяся зональность, иногда осуществляется телескопирование оруденения.

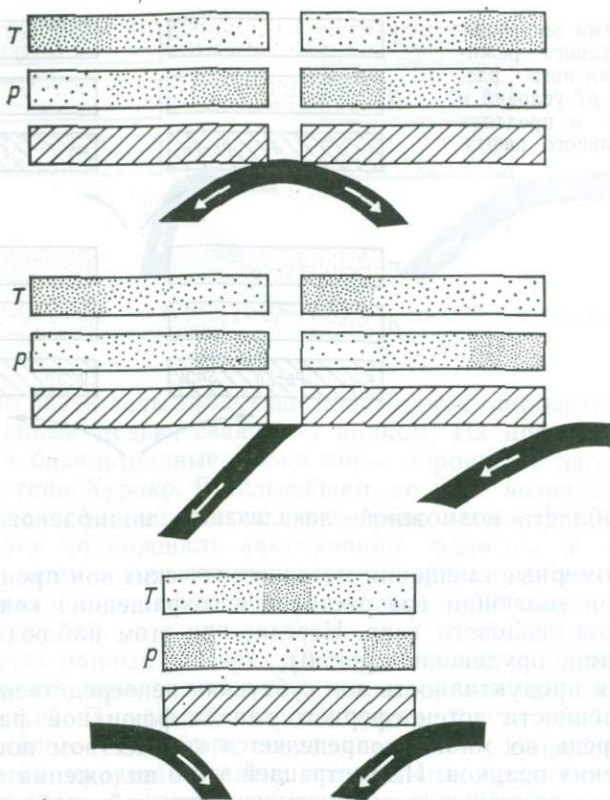


Рис. 7. Латеральная изменчивость pT -условий при одновременном функционировании нескольких пространственно сближенных зон субдукции.

Заключая рассмотрение вопроса о природе региональной металлогенической зональности, отметим следующее. Из всего множества факторов, оказывающих влияние на пространственное распределение оруденения, важнейшим следует считать эндогенный, проанализированный здесь на основе модели мантийного термобарического сепаратора. Решающим доводом в пользу эндогенной природы региональной металлогенической зональности является ее отчетливая пространственно-временная сопряженность с магматической, метаморфической и геофизической зональностью.

Альтернативные построения, учитывающие первичную экзогенную аккумуляцию рудных компонентов, в большинстве своем отвечают процессам, играющим второстепенную роль. Еще меньше оснований видеть в региональной металлогенической зональности отражение протопланетной геохимической неоднородности мантии, поскольку это несовместимо со всей совокупностью фактов, свидетельствующих о дрейфе континентов.

Авторы этой книги отчетливо сознают, что построение теории региональной металлогенической зональности, опирающейся на формализованную модель мантийного термобарического сепаратора, пока что далеко до завершения. Требуются дополнительные исследования для выяснения, какие именно свойства рудных элементов определяют их поведение в градиентных полях температуры и давления. Далее, опираясь на базовые геодинамические модели, предстоит получить полную группу теоретически мыслимых схем зональности, оконтурить область конвергенции их металлогенических следствий и оценить возможности использования этих следствий для целей прогнозно-металлогенических построений.

ГЛАВА 3

ВАЖНЕЙШИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

3.1. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

3.1.1. Интенсивность и экстенсивность магматизма

Масштаб магматических проявлений, оцениваемый суммарным объемом тех или иных разновидностей горных пород провинции, площадными размерами интрузивных массивов и вулканических ареалов (экстенсивность магматизма), а также частотой эруптивных актов в районах современной вулканической деятельности, числом вулканических аппаратов на 100 км островной дуги, мощностью вулканогенных толщ, накапливающихся за единицу времени, долей площади, занятой изверженными горными породами определенного возраста (интенсивность магматизма), как свидетельствуют результаты современных исследований [1, 27], является сложной функцией геодинамического режима глубин. Анализ теоретически мыслимых механизмов, управляющих вариацией интенсивности и экстенсивности магматизма, дан в работе [37]. Основные результаты этого анализа сводятся к следующему.

Повышенная плавучесть магматических расплавов, определяющая их перемещение к земной поверхности, сама по себе никак не объясняет наблюдаемого разнообразия пространственно-временного распределения объемов изверженных горных пород. Важнейшим регулятором магматической активности является термическое состояние глубин, непосредственно влияющее на процесс генерации магмы. Этот универсальный фактор существует в любой тектонической обстановке, а в континентальных рифтах сводового типа он играет определяющую роль. Вторым по значимости фактором следует считать избыточное (сверхлитостатическое) давление, в свою очередь зависящее от скорости поглощения литосферного материала и условий его перераспределения. Как явствует из модельных

построений, рассмотренных в предыдущей главе, этот фактор приобретает первостепенное значение на конвергентных границах литосферных плит.

Роль проницаемости среды, традиционно связываемой с дизъюнктивной тектоникой, нередко преувеличивается. Между тем хорошо известно, сколь неодинакова магмонасыщенность разломов, относящихся к одному генетическому типу. Лишь в некоторых ситуациях, например при формировании щелевых рифтов, допустимо предполагать (и то с определенными оговорками), что вулканические излияния контролируются изменениями проницаемости земной коры или литосферы в целом.

Прямым указанием на зависимость магматической активности от термодинамического режима глубин, и в первую очередь от условий генерации магмы, могут служить закономерные соответствующие вариации химического состава пород. Корреляция масовости магматических проявлений с характеристиками химического состава пород отсутствует лишь в тех редких случаях, когда вариации масовости определяются только изменениями проницаемости среды.

Все отмеченное выше, а также имеющийся опыт региональных палеореконокструкций позволяют считать, что пространственно-временные вариации интенсивности и экстенсивности магматизма могут наряду с другой геолого-геофизической информацией использоваться для оценки параметров геодинамического режима. При этом следует иметь в виду, что разные индикаторы магматической активности с разной степенью инерционности реагируют на изменения геодинамического режима. Примеры такого рода различий рассмотрены в работе [1].

3.1.2. Магматические формации

Тип магматической ассоциации (формации) является важным индикатором геодинамического режима. После основополагающей работы У. Р. Диккинсона [53] новым этапом явились обобщения, предпринятые советскими специалистами [13, 17, 40, 41], в которых отмечалась связь каждого типа магматической формации с определенной геодинамической обстановкой. Между тем очевидно, что характер магматических проявлений прежде всего зависит от pT -условий на глубине генерации магмы. И поскольку сходные условия в принципе могут возникать в существенно различных тектонических ситуациях, мы не вправе ожидать однозначного соответствия между разновидностями магматических формаций и типами тектонических структур. Это, разумеется, не обесценивает исследований в данном направлении, поскольку по мере совершенствования геодинамических моделей уточняется генетическая основа формационного анализа и появляется возможность выделения таких формационных разновидностей, которые обладают минимальной конвергентностью.

3.1.2.1. Магматические формации зон субдукции

Разнообразие магматических формаций на конвергентных границах литосферных плит определяется многими факторами. Среди них первостепенное значение имеют термическое (и, следовательно, реологическое) состояние глубин и скорость поступления субдуцируемого материала, от чего непосредственно зависят направление и интенсивность тепломассопереноса и избыточное давление. Существенное влияние оказывают также тип перекрывающей плиты, мощность поглощаемых океанических осадков, длительность взаимодействия плит, геохимическая специализация глубин (итог предшествующего геологического развития региона), наличие дизъюнктивных нарушений и т. д.

Теоретически уже сейчас можно представить себе (по крайней мере на качественном уровне) петрологические следствия взаимодействия перечисленных выше частично коррелированных между собой факторов и, следовательно, построить дробную систематику магматических формаций. Здесь, однако, мы ограничимся учетом трех характеристик: типа перекрывающей плиты (степени ее «континентальности», «сиаличности»), что во многом определяет возможность возникновения кислых (коровых) магм; относительной скорости сходящихся плит и расстояния от переднего края перекрывающей плиты. Выбор двух последних характеристик продиктован теоретическими соображениями, вытекающими из модели «мантийного термобарического сепаратора», рассмотренного в предыдущей главе. Чем выше скорость сходящихся плит, тем отчетливее проявлена петрологическая зональность, выражающаяся в смене известково-щелочных магматических формаций на формации повышенной щелочности, которые в свою очередь уступают место фойдовым.

На рис. 8 представлена схема пространственного распределения типов магматических формаций при разной степени сиаличности перекрывающей литосферной плиты. Ось абсцисс задает изменение нормальной компоненты линейной скорости взаимодействующих плит, зависящей, как известно, от угловой скорости, от расстояния до полюса вращения и от ориентировки зоны субдукции. Ось ординат (в данном случае ее изометрическая проекция) определяет расстояние от переднего края перекрывающей плиты. Можно считать поэтому, что рассматриваемая схема отражает смену типов магматических формаций вдоль и вкрест простирания некоего генерализированного магматического пояса.

Очевидно, что областям пониженного избыточного давления соответствуют как тылы высокоскоростных зон субдукции, так и фронтальные части зон вялой субдукции. Этим и объясняется определенная конвергенция магматических проявлений, занимающих разную тектоническую позицию.

В глубоких тылах зон субдукции создается режим относительного растяжения. Это проявляется в рифтогенных структурах с соответствующим магматизмом, часто неотличимым от магматизма

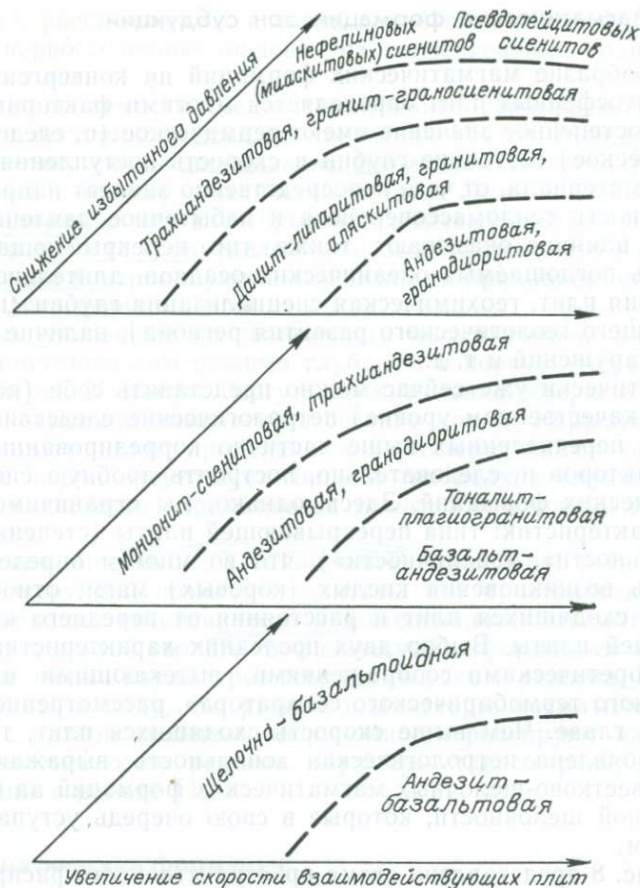


Рис. 8. Магматические формации зон субдукции.

тех дивергентных зон, которые не связаны непосредственно с процессом субдукции. Так, например, возникновение сыннырского щелочного комплекса Забайкалья традиционно рассматривается с учетом длительно развивающейся системы рифтов. Это не лишено оснований. И вместе с тем, как будет показано в главе 9, Сыннырский и ему подобные массивы являются крайними членами латерального ряда позднедевонских вулcano-плутонических комплексов, формировавшихся в условиях субдуцирования литосферы Палеотетиса под южный край Сибирской плиты.

Кроме того, локальными областями пониженного давления могут оказаться зоны разломов, дренирующие горизонты магнообразования. Они нередко контролируют генерацию высокощелочных производных мантийных и коровых магм. Примером тому служат ультракалийевые липариты Сихотэ-Алиня, изученные В. А. Баскиной [3].

3.1.2.2. Магматические формации зон коллизии

Этот тип геодинамической обстановки отличается большим разнообразием структурного стиля, зависящего прежде всего от того, какие структуры участвуют в столкновении — островные дуги, пассивные или активные окраины континентов. Соответственно варьируют условия тепломассопереноса и определяемые ими процессы магмогенеза. Существенный вклад в разнообразие тектоно-магматических событий вносят особенности конфигурации континентальных масс. Так, наличие выступов — полуостровов — порождает стиль инденторной тектоники, при котором возникает система поперечных и диагональных дизъюнктивов, трассируемых проявлениями магматизма декомпрессионного типа.

Большое значение имеет также предколлизийная история регионов. Длительное поглощение океанической литосферы ведет к аккумуляции тепла и к подъему геозотерм, что способствует выплавлению кислых коровых магм (дацит-риолитовая, трахиандезит-трахириолитовая и другие формации).

Нередко в зонах столкновения крупных континентальных плит формируется мозаика микроплит и шолей. Шолы взаимодействуя перемещаются по внутрикоровым астеносферам (астенослоям). Для регионов с шоловой тектоникой характерна частая пространственно-временная смена преимущественно салических и щелочно-салических магматических формаций.

На рис. 9 приведен достаточно типичный, хотя и не единственный вариант латеральных рядов магматических формаций в зоне коллизии, которая сопровождается поглощением континентальной литосферы. Как и при нормальной (океанической) субдукции, в тыловых частях магматических ареалов появляются породы повышенной щелочности. В относительно «холодном» тылу генерируются магмы преимущественно натриевой специализации, в горячем — калиевой. Причем смену типа щелочности и, следовательно, типа

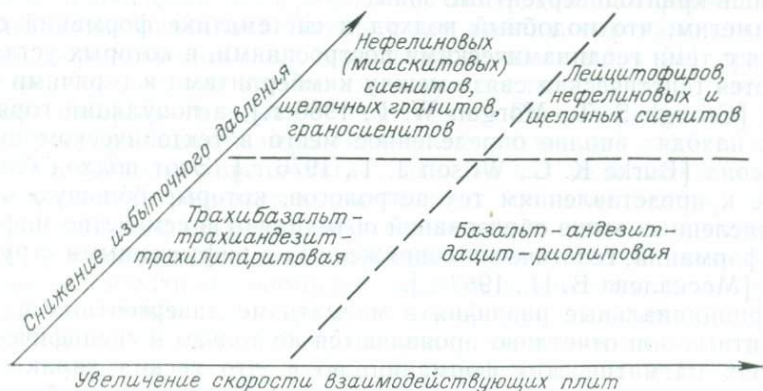


Рис. 9. Магматические формации зон континентальной коллизии.

магматической формации нередко можно наблюдать в пределах единого магматического пояса.

Примером тому могут служить кайнозойские магматические комплексы Малого Кавказа, формировавшиеся в условиях шоловой тектоники в зоне коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит. На палеогеновом этапе развития Малокавказского «андезитового» пояса при вялой субдукции корового материала под Нахичеванскую шоль происходило выплавление существенно натриевых и калий-натриевых магм, образовавших Мегри-Ордубадский плутон, сложенный граносиенитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Синхронно с этим событием на северо-западном продолжении того же вулканического пояса в режиме энергичного латерального тепломассопереноса под Памбакскую шоль формировался псевдолейцит-нефелин-сиенитовый тежсарский комплекс (подробнее см. главу 10).

3.1.2.3. Магматические формации дивергентных границ литосферных плит

Здесь мы рассмотрим достаточно широкий спектр магматических формаций, включая те, которые обычно относят к проявлениям внутриплитного магматизма: щелочные базальтоиды горячих точек, кимберлиты, габбро-диабазы дайковых поясов и т. п., а также магматические образования, тяготеющие к трансформным разломам. Дизъюнктивы этого типа обычно амагматичные; исключение составляют те из них, перемещения по которым имеют ротационную компоненту. Таким образом, в единый магматический клан мы объединяем всю совокупность магматических формаций, связанных с восходящими потоками мантийного вещества, вне зависимости от того, приводят ли эти потоки к расколу и разобщению блоков литосферы или в случае их малой интенсивности формируют лишь криптодивергентные зоны.

Заметим, что подобный подход к систематике формаций смыкается с теми геодинамическими построениями, в которых устанавливается генетическая связь между кимберлитами и горячими точками [Crough S. T., Morgan W. I., 1980 г.], а популяции горячих точек находят вполне определенное место в тектоническом цикле Вильсона [Burke K. C., Wilson J. T., 1976 г.]. Этот подход близок также к представлениям тех петрологов, которые бóльшую часть перечисленных выше образований объединяют в семейство мафических формаций, генетически сопряженных с рифтогенными структурами [Москалева В. Н., 1982 г.].

Принципиальные различия в магматизме дивергентных и конвергентных зон отчетливо проявляются не только в специфических наборах магматических формаций, но и, что весьма характерно, в их эволюционных и латеральных рядах. Последняя особенность объясняется существенно иным пространственным распределением pT -условий магмогенеза. В отличие от конвергентных зон, в пре-

делах дивергентных зон отчетливо доминирует радиально- или линейно-симметричное распределение температур и глубин выплавки магм. Вариации избыточного давления играют незначительную роль. Следствием этого оказывается исходно симметричная петрологическая зональность, нарушаемая лишь локальными структурными неоднородностями литосферы.

На рис. 10 изображена схема изменчивости магматизма — латеральных и эволюционных рядов формаций в зависимости от интенсивности и длительности глубинного тепломассопереноса. Предполагается, что эти два в какой-то мере коррелированных фактора определяют положение геоизотерм и скорость раздвижения плит, а следовательно, состав и массовость магматических выплавов.

Вертикальными стрелками на схеме обозначены типичные полные однократные эволюционные смены латеральных рядов магматических формаций. В зависимости от режима общепланетарной мантийной конвекции и особенностей ее регионального проявления опускание геоизотерм и угасание магматической деятельности могут начаться на любой стадии развития структур. Горизонтальными стрелками обозначен гомологичный ряд тектоно-магматических структур: от изолированных ультрамафических диатерм через сложно построенные рифтогенные магматические провинции к обширным трапповым полям — несостоявшимся океанам и далее к срединным рифтовым хребтам состоявшихся океанов. Так, например, вялое развитие Талышского рифта (Малый Кавказ) прервалось сразу же после щелочнобазальтоидных излияний и становления щелочных ультрамафических интрузий. При столь же непродолжительном, но более энергичном раскрытии Аджаро-Триалетского рифта, сложенного в основном базальтоидами повышенной щелочности, в его осевую зону поступала магма толентового состава.

Второй пример, также иллюстрирующий генетический аспект рассматриваемой схемы, касается кимберлитов. Как известно, основные проявления этих пород на Сибирской платформе имеют послетрапповый возраст. Вместе с тем анализ геодинамических условий формирования щелочно-ультраосновных магм [1] приводит к выводу о том, что эти магмы могут предшествовать, завершать и сопутствовать трапповым излияниям. Рассматриваемая схема еще более расширяет перспективы обнаружения кимберлитовых диатерм, поскольку предполагает возможность их возникновения на любых стадиях развития конвергентных зон континентов, т. е. не только в виде финальных энергетических импульсов остывающих недр, но и синхронно с формированием ареалов базитового и бимодального магматизма; кимберлитовые тела при этом локализуются в благоприятных структурах на периферии указанных ареалов. Теоретически допустимым представляется появление кимберлитов и в качестве начальных членов эволюционных рядов. В этом случае, однако, трудно ожидать сохранности кимберлитовых полей, поскольку они поглощаются и маскируются последующими излияниями базальтоидной магмы.

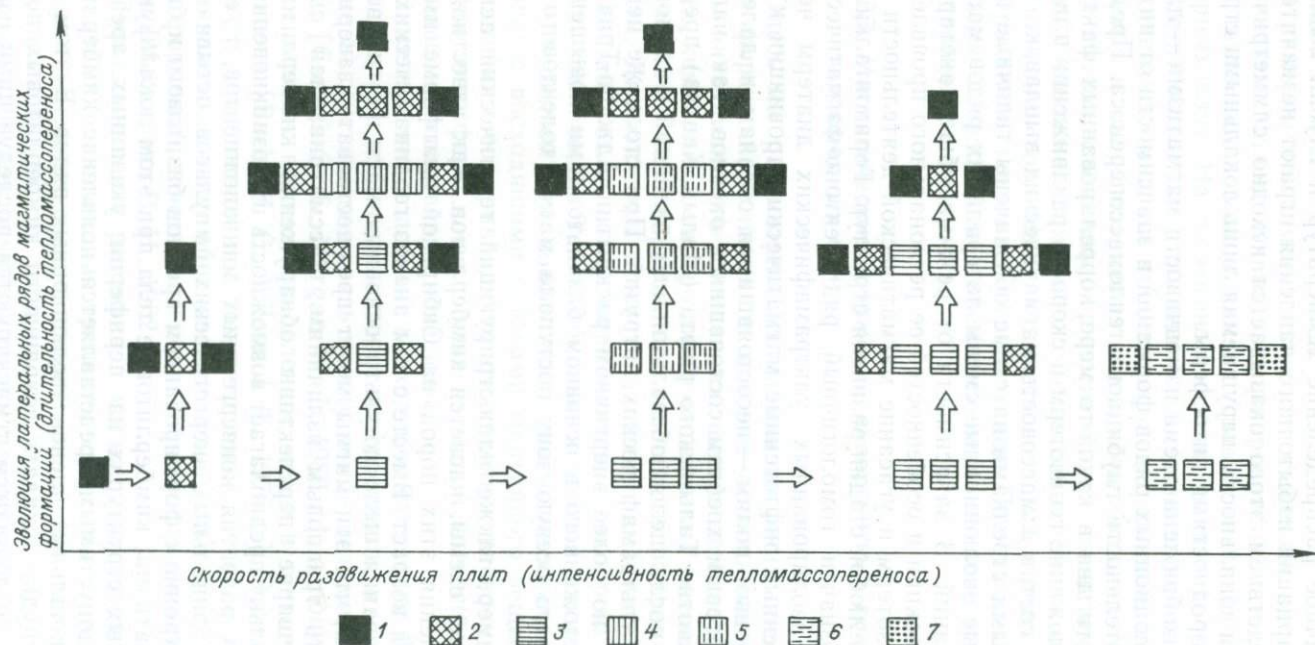


Рис. 10. Магматические формации дивергентных границ литосферных плит.

Группы формаций: 1 — щелочно-ультраосновная, 2 — щелочно-базальтоидная и щелочно-габброидная, 3 — базальт-долеритовая, 4 — трахи-базальт-трахилипаритовая, 5 — липарит-лейкобазальтовая, 6 — натриевых базальтов (офиолитовая ассоциация), 7 — калиевых базальтов — трахитов.

Подобно предыдущим, эта последняя схема также не отражает всех известных тенденций изменчивости состава магматических проявлений. В ней не учтены, в частности, те различия в термическом разрезе глубин, которые установлены при сравнении магматических проявлений древних и молодых платформ. Неодинаковая степень термической деградации недр непосредственно сказывается на роли лейкобазальтоидной составляющей в трапповых излияниях. Не учтены влияние латеральной изменчивости состава плавающего субстрата (региональный петрохимический фон), глобальные эволюционные тенденции и некоторые другие факторы.

3.1.3. Петрохимические данные

Известно, что петрохимический облик породы является интегральным итогом разнообразных магмо- и петрогенетических процессов, в свою очередь отражающих вариации pT -условий в коре и мантии Земли. Между тем для целей палеотектонических реконструкций обычно особый интерес представляет только та часть изменчивости химического состава пород, которая непосредственно связана с вариацией условий магмогенеза. Из-за этого приходится тем или иным путем исключать или по крайней мере подавлять ту часть петрохимической дисперсии, которая обусловлена эволюцией магматических расплавов и непостоянством условий их локализации в структурах земной коры. В идеале для решения рассматриваемой задачи желательно иметь оценки химического состава исходных выплавов, что, однако, нередко оказывается недостижимым. По этой причине обычно ограничиваются минимизацией влияния фракционирования расплава.

Технически это выполняется с помощью регрессионной процедуры, позволяющей привести значения петрохимических характеристик к какому-либо фиксированному значению индикатора дифференциации, например, SiO_2 или в случае существенно базальтоидной ассоциации — $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Приведенные петрохимические характеристики, в отличие от исходных данных, оказываются значительно более информативными в рассматриваемом отношении и обнаруживают устойчивую корреляцию с другими (структурными, геофизическими, геоморфологическими и т. п.) индикаторами тектоно-магматической активности.

Основной путь использования петрохимических данных при региональных тектонических реконструкциях лежит через площадное петрохимическое картирование, имеющее целью выявление и изучение латеральной зональности магматических образований. Накопленный к настоящему времени опыт свидетельствует о том, что все без исключения типы магматических ассоциаций обнаруживают достаточно отчетливую петрохимическую зональность. Она проявляется и в гранитоидных батолитах, и в вулканических поясах, и в областях развития ультраметаморфизма.

Существенно, что зональность древних регионов качественно подобна той, что установлена в современных геодинамических обстановках. В пределах древних рифтов всегда доминирует симметричная петрохимическая зональность, аналогичная регистрируемой в их современных аналогах на континентах и в океанах. Палеозоны субдукции распознаются по асимметричным петрохимическим трендам, отражающим асимметрию глубинного теплопереноса в каждом элементарном эпизоде взаимодействия двух литосферных плит. Смена направлений теплопереноса при инверсии зон субдукции, а также пространственно сопряженное одновременное функционирование нескольких зон субдукции порождают более сложные, в том числе симметричные типы зональности. Но и в этом случае симметричные петрохимические тренды над зонами субдукции легко отличимы от симметричных трендов рифтогенных структур. Для последних, в частности, тренды натрия и калия, как правило, качественно подобны, в то время как в зонах конвергенции плит тренды этих элементов нередко обнаруживают полярную тенденцию.

Картирование зональности предполагает прежде всего установление характера изменения концентрации каждого из петрогенных элементов вкост простирания структур с выявлением в пределах рифтогенных структур специализации осевой и периферической частей вулканического ареала, а в палеозонах субдукции — фронтальной и тыловой частей. Важное значение имеет оценка диапазонов и градиентов этой изменчивости. Кроме того, требуется проследить зональность вдоль простирания структур, что позволяет выделить такие их фрагменты, которые характеризуются качественно различными типами зональности. Границы между такими фрагментами обычно соответствуют трансформным разломам.

Основу геодинамической интерпретации петрохимических данных составляют теоретические модели, рассмотренные в главе 1. Особое значение при этом имеет модель термобарического мантийного сепаратора, соответствующая латеральному перераспределению петрогенных компонентов и флюидной фазы в градиентных полях на глубинах магнезиального образования.

Следует заметить, что опыт геодинамической интерпретации латеральных петрохимических трендов еще невелик. В большинстве случаев исследователи ограничивались учетом лишь поведения щелочей, между тем как для оценки параметров геодинамического режима необходимо располагать сведениями о поведении буквально всех петрогенных элементов, участвующих в формировании зональности. Приводимые ниже сведения получены почти исключительно в результате геодинамических исследований, выполненных авторами в разных регионах страны.

Наиболее отчетливо петрохимическая зональность проявляется в распределении калия. В рифтогенных структурах этот элемент, как правило, всегда вместе с натрием обогащает периферические части магматического ареала, что отражает систематические изменения

глубины и полноты плавления субстрата. В зонах субдукции калий концентрируется в их тыловых частях. Как было показано в предыдущей главе, это связано с латеральной миграцией калия вместе с флюидной фазой из области с максимальным избыточным давлением, т. е. из фронтальной части зоны субдукции в ее тылы, где избыточное давление минимально или вовсе отсутствует. Немногочисленные исключения из этого правила, рассмотренные в работе [37], объясняются инерционностью глубинных pT -условий, частично отражающих влияние ранее существовавшего геодинамического режима. Локальное снижение избыточного давления происходит и в пределах трансформных разломов, если относительная скорость смежных литосферных плит включает ротационную компоненту. В зависимости от положения магмогенерирующего слоя обогащенными калием могут оказаться породы различного состава.

С рассматриваемых позиций становится более понятной крайне ограниченная распространенность высококалиевых пород в раннем докембрии. На этом этапе развития Земли существенно более высокая температура глубин и соответственно меньшая вязкость и мощность литосферы препятствовали возникновению структур со значительными градиентами избыточного давления, что исключало благоприятные условия для устойчивого перераспределения и аккумуляции флюидов, обогащенных калием.

Поведение натрия в меньшей мере зависит от избыточного давления. В соответствии с механизмом Сорэ этот элемент обнаруживает отчетливую тенденцию к миграции в область пониженных температур. Его пути при этом далеко не всегда совпадают с путями перемещения калия. Повышенная концентрация натрия наблюдается только в «холодном» тылу зоны субдукции. Избыточный разогрев тыла обычно приводит к относительному обогащению этим элементом пород фронтальной части зоны субдукции. При прочих равных условиях данные о концентрации натрия в породах могут использоваться для оценки полноты плавления субстрата в той мере, в какой она определяется температурными условиями. С учетом существенно различной петрогенетической роли калия и натрия привлечение для палеотектонических реконструкций такой характеристики, как сумма щелочей, представляется нецелесообразным.

Общая кремнекислотность (базитовость) магматической ассоциации относится к числу «семирегиональных» и «инерционных» характеристик. Она может использоваться в качестве индикатора положения геоизотерм, определяющего глубину магмогенерирующего слоя. В свою очередь положение геоизотерм зависит от предшествующей термической истории региона и от условий тепломассопереноса в функционирующей зоне субдукции. Чем менее разогрет и потому более вязок подастеносферный субстрат, тем интенсивнее астеносферный тепломассоперенос и аккумуляция тепла на более высоких уровнях. В пределах зон субдукции распределение потоков масс и тепла при прочих равных условиях зависит также от

длительности поглощения литосферного материала. В совокупности указанные условия определяют хорошо известный феномен — «наступление орогенной стадии развития структуры», в которую роль магматизма кислого состава резко возрастает.

Содержание железа в породах отражает главным образом состав плавящегося субстрата и, следовательно, положение магмогенерирующего слоя. Наряду с общей кремнекислотностью магматической ассоциации эта характеристика может использоваться при сравнительном анализе палеотектонического режима фрагментов складчатых областей.

Железистость пород приблизительно в равной мере зависит от нескольких факторов. Среди них наиболее заметно сказывается влияние фракционирования расплавов. Элиминируя его, мы можем обнаружить зависимость железистости от состава плавящегося субстрата и, в частности, от тех его особенностей, которые связаны с положением магмогенерирующего слоя. При этом мы можем наблюдать, как железистость растет от низов земной коры к ее верхам. Эта компонента железистости, очевидно, может использоваться при прослеживании продольной зональности рифтогенных структур и зон субдукции. Третьим важным фактором, контролирующим вариации рассматриваемой характеристики, является полнота плавления вещества коры и (или) мантии, в свою очередь определяемая pT -условиями в пределах магмогенерирующего слоя. При этом ощутимо сказываются вариации избыточных давлений и температуры. Именно этим, в частности, объясняется положительная корреляция железистости вулканитов с интенсивностью сжимающих сейсмогенерирующих напряжений в зонах взаимодействия плит. Понятно, что влияние этого фактора в полной мере проявляется в поперечной зональности магматических ареалов. Их тылы, как правило, сложены породами с более высокой железистостью.

Соотношение двух- и трехвалентного железа в породах в основном определяется флюидным режимом на глубинах магнообразования. Восстановительный характер флюидной фазы, включающей такие компоненты, как H_2O , H_2 , CO_2 и углеводороды, исчерпывающе объясняет, почему магматические продукты тыловых частей зон субдукции, как правило, менее окислены, чем их фронтальные аналоги. По этой же причине интрузивные фации и порфировые разности эффузивов обычно окислены сильнее по сравнению с афировыми породами, среди которых чаще встречаются производные «сухих» магм. Закономерные изменения окисленности пород наблюдаются при вариациях обводненности субдуцируемой литосферы. Особенно ярко это проявляется на заключительных стадиях закрытия морских бассейнов. До тех пор, пока еще поглощается океаническая литосфера, формируются «обводненные» магмы с пониженной окисленностью. По мере того, как начинает субдуцироваться континентальный материал, роль перегретых «сухих» расплавов, отличающихся повышенной окисленностью, заметно возрастает.

Поведение магния и кальция в основном определяется термическим состоянием глубин. Максимальные концентрации этих эле-

ментов, как правило, наблюдаются в осевых частях рифтогенных структур и во фронтальных частях магматических ареалов над зонами субдукции. Реже эти элементы обогащают те участки магматических ареалов, которые характеризуются наибольшей интенсивностью магматических проявлений, что обычно служит прямым следствием большей полноты плавления субстрата.

Факторы, контролирующие поведение титана, в порядке их значимости могут быть ранжированы следующим образом. На первом месте стоит обводненность среды, которая всегда снижает содержание этого металла в расплаве. Далее следует давление, увеличение которого способствует переходу титана в расплав. По этой причине наблюдается тенденция возрастания его концентрации в производных более глубоких магм. Наконец, следует отметить вариации фемичности плавящегося субстрата. Титан при этом ведет себя аналогично железу. Нетрудно понять, что все три перечисленных фактора, как правило, коррелированы между собой. Так, например, с увеличением глубины обычно снижается обводненность и повышается фемичность субстрата. Это обстоятельство затрудняет, хотя и не исключает использование данных о содержании титана в породах как индикатора тектонического режима. Часто, но не всегда титан обогащает тылы зон субдукции и периферические части рифтогенных структур. Его содержание в породах обычно возрастает при переходе от стадии нормальной субдукции к стадии континентальной коллизии.

Полярное по отношению к титану поведение алюминия под воздействием перечисленных факторов приводит к устойчивой отрицательной корреляции между этими элементами, что находит отражение и в латеральных трендах.

Завершая краткий обзор петрохимических индикаторов геодинамического режима, отметим, что кроме использования соотношений, установленных в областях современной тектоно-магматической активности, требуется учитывать систематические различия в составе пород, связанные с латеральными неоднородностями мантии и проявленные в глобальном масштабе. В частности, как было показано в работах [1, 27], разнотипные магматические образования Центральной Азии обеднены фемическими компонентами по сравнению с их аналогами в западной части Евразийского материка. Не менее важен учет эволюционного тренда. В упомянутых работах, в частности, было показано систематическое обеднение более молодых магматических продуктов железом, марганцем и калием. Кроме того, следует принимать во внимание термическую деградацию Земли, что опосредованно — через эволюцию геодинамического режима — также сказывается на составе изверженных горных пород. При этом эволюция магматизма в рамках единого региона далеко не всегда соответствует глобальному эволюционному тренду.

3.2.1. Предварительные замечания

В рамках развиваемой концепции использование геофизической информации продиктовано следующими соображениями. Геодинамические процессы, сопровождаемые глубинным тепломассопереносом, формируют разнообразные физические и химические неоднородности в оболочках Земли. Об этих неоднородностях, а следовательно, и о породившем их геодинамическом режиме, мы можем судить, изучая сопряженные вариации геофизических, петрологических, структурно-тектонических и иных характеристик глубинных условий. При этом можно пытаться выделить ту компоненту их изменчивости, которая несет максимум информации об особенностях геодинамического режима, существовавшего в эпоху рудогенеза.

Возможность решения подобной задачи не является вполне очевидной. Не удивительны поэтому высказывания о принципиальной несопоставимости геофизических и металлогенических данных. Бросается в глаза прежде всего временной разрыв между источниками информации, поскольку металлогеническая характеристика территории отражает то состояние глубин, которое имело место сотни миллионов лет назад, тогда как геофизические измерения регистрируют особенности глубин в современную эпоху.

В данном случае, однако, авторы имеют возможность опираться на уже имеющийся опыт теоретического обоснования и эмпирического изучения подобных соотношений. В работе [1], касающейся соотношения геофизических и петрохимических характеристик глубин, принимались во внимание, в частности, следующие соображения. Хотя геофизические поля, строго говоря, отражают только современное состояние глубин, тем не менее это состояние может рассматриваться как интегральный итог всей предшествующей геологической эволюции. И если даже механизмы эволюции глубинных физических условий не известны, но в глобальном масштабе однотипны, то по истечении промежутка времени, достаточного для завершения эволюции, региональные особенности геофизической характеристики крупных разновозрастных мантийно-коровых сегментов должны проявляться на некотором фоне, который в процессе геологической истории приблизился к одной и той же асимптоте. В этом смысле глубинная геофизическая характеристика докембрийских областей почти столь же пригодна для сопоставления с показателями эндогенной минерализации, как и характеристика молодых областей, если анализ проводится для разновозрастных групп объектов.

Дополнительным поводом для скептического отношения к использованию геофизических данных в рассматриваемом аспекте служили неясности, касающиеся сохранности «связей по вертикали» в условиях значительных горизонтальных перемещений мантийных и коровых масс. Прежде всего заметим, что перемещения

океанических плит приводят к кардинальному преобразованию окраин континентов, не оказывая сопоставимого по значимости влияния на состав и строение мантии, размещающейся под внутренними частями крупных континентальных блоков Земли. Что касается континентальных плит, то их перемещения не сопровождаются значительным изменением тех геофизических характеристик, которые в основном отражают состав и строение земной коры и подстилающей ее надастеносферной части мантии.

В дополнение к отмеченному важно учесть еще два обстоятельства. Во-первых, крупные и крупнейшие неоднородности мантии весьма консервативны в масштабах геологического времени; как показывают оценки [Kaula W. M., 1976 г.], большие по линейным размерам и амплитуде аномалии плотности мантийного вещества, не затрагиваемые конвективными течениями, могут сохраняться приблизительно миллиард лет. Во-вторых, в строении крупнейших мегаблоков континентальной литосферы наблюдается последовательное обрастание древних ядер консолидации складчатыми структурами, что объясняется проявлением конструктивных геодинамических процессов почти исключительно на окраинах континентов. При этом пространственная зональность отвечает изменению условий во времени.

В пользу представлений о сохранности неоднородностей в надастеносферной части мантии (и, возможно, в более глубоких ее частях) при перемещении континентов может свидетельствовать однородность глубинных физических характеристик тех континентальных блоков, которые в геологическом прошлом составляли единое целое. Таковы, например, Северная и Южная Америка, с одной стороны, и Евразия и Африка — с другой, разобщенные в период раскрытия Атлантики. Результаты глобального обобщения данных о скорости распространения продольных сейсмических волн в верхнем 670-километровом слое Земли [54], а также сведения о плотностной неоднородности мантии, выраженные в превышениях геоида [65], не противоречат представлению о единстве соответствующих территорий в недалеком прошлом, дополняя тем самым известные геологические и геоморфологические свидетельства этого факта.

Таким образом, при закономерной эволюции глубинных физических условий на разных стадиях формирования и взаимодействия литосферных плит и при горизонтальных перемещениях континентальных масс частично сохраняются те соотношения между физическими характеристиками мантии и составом эндогенных образований земной коры, которые существовали в период тектоно-магматической активности. Этот тезис является ключевым к объяснению наблюдаемой согласованности металлогенических и геофизических данных, относящихся к объектам типа рудных провинций.

Выбор геофизических характеристик глубин — индикаторов геодинамического режима определяется как теоретическими соображениями, вытекающими из модельных построений, так и степенью изученности территории (качеством и доступностью фактического

материала). Известно, что на протяжении десятилетий внимание ведущих специалистов (геологов, геофизиков, геохимиков) было сосредоточено на изучении глубинного строения земной коры. Этой проблеме посвящены многочисленные монографии и обобщения в рамках международных и национальных проектов. Признавая важное научно-теоретическое и прикладное значение полученных результатов, нельзя не отметить, что изучение земной коры могло принести более ощутимые плоды, если бы источники рудного вещества были полностью сосредоточены в этой оболочке Земли. Но именно это предположение в последнее время подвергается все большим сомнениям, особенно в связи с изучением в этом плане мантии Земли. Таким образом, изучение коры оказывается важной, но далеко не достаточной целью. Осознание этого обстоятельства нашло отражение и в работах ведущих специалистов [9, 14, 42, 49 и др.], и в изменении ориентировки ряда международных проектов, объединяющих усилия исследователей на новых важных направлениях.

Наглядной иллюстрацией отмеченного могут служить результаты простого сопоставления мощности земной коры с распределением рудной минерализации. Вполне однотипные месторождения размещаются в блоках с различной мощностью земной коры. Хорошо известен пример Великого медного кольца, где месторождения западной окраины Южно-Американского континента (в пределах Чилийских и Перуанских Анд) располагаются в коре мощностью 55—70 км, а месторождения Соломоновых островов и пояса Папуа — в коре мощностью 25—30 км. Почти столь же велики различия между редкометальными провинциями Западной и Центральной Европы, с одной стороны, и Центральной Азии — с другой.

Однако ситуация не совсем безнадежна: на региональном уровне удается наметить полезные закономерности, используя не только абсолютные значения мощности коры, но и локальные вариации этой переменной. При переходе же к глобальным обобщениям геофизические характеристики земной коры становятся малоинформативными. В этом авторы имели возможность убедиться и при анализе условий магмогенеза, включая процессы выплавления коровых магм [1]. В данной работе при изучении геодинамического режима решительное предпочтение также отдано геофизическим характеристикам мантии.

3.2.2. Изучение непосредственных связей рудоносности с геофизическими характеристиками глубин

Многочисленные наши попытки на основе глобальных выборок выявить устойчивые статистически значимые связи между геофизическими характеристиками мантии и масштабом оруденения привели к осознанию сложности такого рода задачи. Соответствующие матрицы общих парных коэффициентов корреляции, как правило,

указывают лишь на некоторые весьма слабые тенденции либо на полное отсутствие линейных связей.

Как уже отмечалось, из самых общих соображений ясно, что соотношение между указанными группами переменных не может быть простым: металлогеническая группа параметров весьма специфически отражает результаты определенного этапа (этапов) геологической истории территории, а геофизическая — общий итог геологического развития, зафиксированный в совершенно ином объеме вещества и на другой (современный) момент времени. Это, конечно, не означает, что при широком диапазоне глубинных условий геофизическая классификация мантийных блоков в металлогеническом аспекте принципиально невозможна. Интересующие нас связи могут быть стохастическими нелинейными (и даже многозначными). В этом случае коэффициент корреляции как мера силы связи теряет эффективность. Нужны более адекватные меры [Кульбак С., 1967 г.].

Остается, конечно, открытым вопрос, какой содержательный смысл могут иметь стохастические нелинейные и многозначные связи и какова наилучшая процедура их установления и практического использования. Существенно, что на региональном уровне, т. е. при иной — гораздо меньшей — дисперсии глубинных условий нередко удается наметить и использовать в прикладных целях те или иные связи данных геофизики с локализацией рудных объектов [37]. Эти связи изменяются при переходе от региона к региону, наполняясь новым содержанием и получая новое выражение.

Наиболее строгий путь к «сближению» (согласованию) двух разнотипных групп показателей лежит через региональные геодинамические реконструкции, которые позволяют в той или иной форме учесть специфику геологического развития территории. Пока же из-за отсутствия повсеместных реконструкций требуемого масштаба приходится ориентироваться на использование некоторых довольно грубых приемов обработки данных. Один из таких приемов, в частности, эксплуатирует идею — свести рассматриваемую картину к ситуации, про которую можно сказать, что она имеет место «при прочих равных условиях». Геофизические показатели при этом в значительной мере оказываются очищенными от влияния эволюционных эффектов и даже от влияния друг на друга. Таким путем могут быть выявлены и элиминированы только некоторые — наиболее отчетливые — тенденции, которые определяют, хотя и не очень большую, но все же существенную долю дисперсии системы переменных. Понятно, что должны быть соблюдены некоторые формальные требования, предъявляемые к исходным данным при их многомерном статистическом анализе.

Итак, на пути прямого согласования геофизических и металлогенических характеристик территории существуют серьезные трудности. Это, во-первых, громадные межрегиональные различия геофизических характеристик, не связанные непосредственно с металлогенией. Во-вторых, как правило, неодинаковый геофизический

облик структурно-формационных зон, обладающих одинаковым уровнем металлоносности, но различающихся условиями геодинамического развития. В-третьих, принципиально сложный характер связей геофизики и металлогении, выражающийся в том, что высокая рудоносность обеспечивается достижением некоторых оптимальных условий, в связи с чем при монотонном изменении геофизических характеристик и при отсутствии контроля не очевидные заранее зоны их оптимальных значений не только достигаются, но и вновь упускаются.

Все отмеченное заставляет пересмотреть основную методологическую установку, традиционно используемую при региональных геологических исследованиях: «геологическим объектам с одинаковой металлогенической характеристикой соответствуют одинаковые значения геофизических показателей». Понятно, что такое соотношение возможно лишь при соблюдении по меньшей мере двух допущений: а) геофизические показатели сравниваемых площадей изменялись во времени таким образом, что их современные оценки можно поставить в соответствие одинаковым фазам развития; б) невозможна взаимная компенсация нескольких глубинных факторов рудогенеза, при которой геофизические показатели значительно отклонялись бы от центра области оптимальных значений и даже выходили за ее пределы, а масштаб оруденения (интенсивность рудогенеза) сохранялся.

Первое из двух допущений вполне оправданно. Даже если оно не выполняется, сохраняется принципиальная возможность обеспечить корректную процедуру анализа данных. Что касается второго ограничения, то оно лишено логического обоснования и его принятие отражает только определенный настрой мышления, точнее желание исследователей оперировать с таким подмножеством ситуаций или с такой частью предметной области, где соотношения между разнотипными показателями геологических объектов заведомо просты. Таким образом, приходится иметь в виду, что распространение традиционных геологических идей на использование данных глубинной геофизики для целей металлогении принципиально ограничено, а при широком диапазоне условий — мало обосновано. Отчасти это связано с недостаточным совершенством самих идей, отчасти — со спецификой геофизических данных.

При ограниченных размерах исследуемой площади рассматриваемое положение, казалось бы, облегчается тем, что глубинные факторы выступают в качестве некоторого слабо изменяющегося фона. Однако одновременно сокращается возможность использования информации о глубинных физических неоднородностях для целей металлогении. Перспективность плодотворного привлечения этой информации увеличивается с ростом разнообразия учитываемых условий и становится наиболее значительной при глобальном охвате картины. В последнем случае особенно существенной оказывается эволюционная компонента тренда геофизических переменных при обычной в целом гладкости анализируемых функций времени и пространственных координат.

Более конструктивная методологическая установка, развиваемая авторами, опирается на положение: «территориям с одинаковой металлогенической характеристикой соответствует инвариант или ограниченная область значений многомерной функции геофизических показателей». При такой формулировке допускаются сильные, но согласованные изменения разных показателей комплексной геофизической характеристики, при этом сами показатели анализируются не последовательно, а одновременно. Понятно, что изменение ведущего положения методологической установки влечет за собой серьезные следствия в отношении методов анализа и результатов.

Для того чтобы элиминировать или по крайней мере сократить вариации геофизических переменных, не связанные непосредственно с рудогенезом, надо выявить и учесть те различия в значениях рассматриваемых переменных, которые соответствуют неодинаковым зафиксированным итогам геодинамических процессов и неодинаковому промежутку времени, разделяющему момент получения геофизических данных и однотипные фазы геологического развития территории. По существу, речь идет о введении специальных редукиций.

Как показывает опыт [Клушин И. Г., 1983 г.], аппроксимация каждой геофизической переменной тренд-поверхностью третьего или четвертого порядка в пространстве других трех-пяти переменных, шкалы которых предварительно монотонно преобразованы для симметризации распределений, позволяет исключить значительную часть (десятики процентов) исходной дисперсии геофизических переменных. Разница между исходными значениями и соответствующей тренд-поверхностью характеризует индивидуальные особенности рудоносных структур в сопоставимых условиях. Суммирование остаточных вариаций со средними значениями приводит к редуцированным оценкам геофизических переменных.

При редуцировании переменных за эволюционный тренд интервалы времени целесообразно учитывать в логарифмической или близкой к ней шкале. Исключение влияния глобальной эволюции физических условий и масштабов рудогенеза, необходимое для того, чтобы благоприятные условия не воспринимались ошибочно как нормальные, равносильно дополнительному функциональному изменению временных интервалов. В частном случае, когда масштаб оруденения M стохастически изменяется со временем и приемлемым оказывается линейное приближение эволюционного тренда $M = \varphi(\lg t)$, компонента $(\lg t)_m$ переменной $\lg t$ (возраст минерализации), не коррелированная с переменной M , находится с помощью преобразования

$$(\lg t)_m = \lg t - r(M - \bar{M}) S_t S_m^{-1},$$

где r — оценка коэффициента корреляции M с $\lg t$; S_t и S_m — стандартные отклонения $\lg t$ и M соответственно.

Приведенные соображения и реализующая их процедура позволяют подчеркнуть те небольшие, но важные вариации геофизиче-

ских переменных, которые отличают площади с интенсивно проявленным оруденением от других — менее перспективных — площадей (при однотипной минерализации).

Опыт показывает, что и после редукции геофизические и металлогенические характеристики геологических структур остаются слабо связанными друг с другом. В значительной мере это определяется зависимостью геофизических характеристик не только от уровня металлоносности и ее специализации, но и от режима поступления рудного вещества; влияет также нелинейность связи геофизических и металлогенических показателей, что вытекает из представлений о существовании оптимальных условий рудообразования и о косвенном отображении их в геофизических данных. При этом следует иметь в виду, что если бы достижение оптимальных условий фиксировалось крайними (очень большими и очень малыми) значениями геофизических показателей, то оценки общих парных коэффициентов корреляции геофизических и металлогенических переменных были бы велики по абсолютному значению. Однако, поскольку оценки коэффициентов корреляции обычно малы, резонно предполагать, что оптимальные значения, как правило, располагаются внутри интервалов вариации соответствующих геофизических переменных.

Для учета динамики рудогенеза и ее опосредованного влияния на геофизические характеристики рассмотрим поток рудного вещества в пределах ограниченного сегмента литосферы. Не уточняем пока, откуда именно поступает рудный материал и каковы механизмы и траектории его движения. За интервал времени $\Delta t_{\text{ед}}$, имеющий единичную продолжительность и непосредственно предшествующий моменту t , в верхнюю часть рассматриваемого сегмента литосферы поступает масса рудного вещества $m(t)$. Величина $m(t) \geq 0$ может изменяться на несколько порядков. Учитываем такие значения m , которые в конечном счете формируют практически интересные концентрации рудного вещества. Полагаем $t=0$ в начальный момент рудогенетического процесса, который определяет вид функции $m(t)$ и в свою очередь является составной частью геодинамического процесса, формирующего геофизический облик сегмента литосферы.

Вычисляем функции φ_1 и φ_2 , которые имеют одинаковую физическую размерность (масса), однако характеризуют разные особенности процесса и вследствие этого получают неодинаковое геофизическое отображение:

$$\varphi_1 = \frac{1}{\Delta t_{\text{ед}}} \int_0^t m(t) dt;$$

$$\varphi_2 = \frac{\Delta t_{\text{ед}}}{t^2} \int_0^t m(t) dt.$$

Продолжительность временного интервала, по которому проводится интегрирование, так же как и величина под знаком интеграла, изменяется в очень большом диапазоне значений, в связи с чем целесообразно учитывать логарифмы функций:

$$\lg \varphi_1 = \Pi = \lg \bar{m} + \lg (t/\Delta t_{\text{ед}});$$

$$\lg \varphi_2 = P = \lg \bar{m} - \lg (t/\Delta t_{\text{ед}}),$$

где $\bar{m} = \frac{1}{t} \int_0^t m(t) dt$ — среднее значение m .

Функции Π и P введены исходя из предположения, что если сравниваемые сегменты литосферы характеризуются одинаковым уровнем концентрации эндогенной минерализации, но этот уровень достигнут при неодинаковом геодинамическом режиме, определявшем режим поступления рудного вещества, то геофизические характеристики таких сегментов неодинаковы. Так как члены, характеризующие массу, в функциях Π и P совпадают, а члены, характеризующие время, различаются только знаками, то совместное использование функций Π и P , выраженных через геофизические показатели, позволяет в принципе перейти к геофизической характеристике массы независимо от продолжительности и режима процесса ее аккумуляции.

Практическая реализация рассматриваемого подхода осуществляется с помощью нелинейных трансформаций геофизических переменных. При этом трансформация, предназначенная для установления связи геофизической переменной с металлогенической переменной Π , определяется с учетом соображений теоретического плана. Вторая трансформация этой же переменной, ориентированная на установление связи с металлогенической переменной P , кроме содержательных соображений должна учитывать и условие взаимной ортогональности введенных трансформант. Требования к последующим трансформациям усложняются, так что труднее всего найти способ подчеркнуть те особенности геофизической характеристики литосферных блоков, которые связаны с условиями, благоприятными для концентрации редких металлов (литофилов).

Смысл нелинейного преобразования можно пояснить следующим образом. Рассмотрим два упорядоченных множества: $A = \{a_1, a_2, a_3, \dots, a_n\}$ и $B = \{b_1, b_2, b_3, \dots, b_n\}$. Элементы первого множества — значения геофизического показателя для совокупности изученных геологических объектов (структурно-формационных зон, блоков земной коры и т. п.); элементы второго множества — значения металлогенического показателя. Вводим некоторую меру соответствия между элементами множеств A и B — расстояние r и неопределенность расстояния Δr . Для произведения $A \times B$ находим отображения $r(a_i, b_j) > 0$ и $\Delta r(a_i, b_j) > 0$ в множестве R действительных чисел. Подразделяем множество B на подмножества $B^{(1)}, B^{(2)}, B^{(3)}$, причем $B^{(1)} \ni b_1$, а $B^{(3)} \ni b_m$. Соответственно

матрица расстояний r разделяется на три подматрицы: $r(a_i, b_j^{(1)}) = r_1(a_i)$; $r(a_i, b_j^{(2)}) = r_2(a_i)$; $r(a_i, b_j^{(3)}) = r_3(a_i)$. Аналогично имеем зависимости для Δr . Отображением множества A во множество нелинейных трансформант A_{tr} (вид которых определяется с учетом дедуктивных соображений) добиваемся того, что с точностью до Δr расстояния r_1 монотонно убывают как функция a_i ; расстояния r_3 монотонно возрастают, а расстояния r_2 не выходят за указанные пределы.

Преобразование p -й геофизической переменной, обеспечивающее усиление ее связи с j -й металлогенической характеристикой, может осуществляться с помощью формул вида

$$Y_{pj} = \bar{X}_p + S_p C_{pj},$$

где Y_{pj} — нелинейная трансформанта; $\bar{X}_p$ — среднее значение p -й переменной на множестве объектов (блоков); S_p — стандарт p -й переменной (после редукции); C_{pj} — переменный по знаку и модулю коэффициент, значения которого изменяются от -2 до $+2$ в зависимости от значений преобразуемой p -й переменной и от вида (j) преобразования.

При таком способе преобразования исходных переменных каждая нелинейная трансформанта сохраняет физическую размерность и порядок значений преобразуемой геофизической переменной, а вариации трансформанты не выходят за пределы удвоенного стандартного отклонения.

При нелинейной трансформации геофизических переменных области их значений, располагающиеся в краевых частях общего диапазона изменения, отображаются в большинстве случаев в область нейтральных значений трансформант. Это и понятно, поскольку в противном случае следовало бы считать нехарактерными экстремальные значения металлогенических переменных, что противоречит постановке задачи, либо должны были бы быть значительными связи металлогенических переменных с приведенными геофизическими переменными, что не соответствует реальности.

Практический опыт использования нелинейных трансформаций геофизических характеристик показывает, что наиболее значительные различия между литосферными блоками по этим характеристикам определяют общий уровень их рудонасыщенности, менее существенные — металлогеническую специализацию. Закономерное место в общем ряду занимают литосферные блоки, геофизическая характеристика которых указывает на сочетание факторов, контролирующих разные виды эндогенной минерализации. В целом это, по-видимому, надо считать не вполне благоприятным показанием, поскольку условия, оптимальные для одних групп металлов, являются заведомо менее подходящими для других. Такого рода блоки, возможно, включают такие типы эндогенной минерализации, которые в настоящее время не рассматриваются в качестве полезных ископаемых.

3.2.3. Индикаторы условий мантийного тепломассопереноса

Теоретическое рассмотрение проблем геодинамики и металлогении отчетливо показывает, что результаты глубинного тепломассопереноса определяются не только параметрами литосферных плит — их составом, геометрией, кинематикой, но и особенностями строения (состояния) верхних оболочек Земли в вертикальном диапазоне по меньшей мере нескольких сотен километров. Это значит, что наряду с оценками мощности литосферы было бы целесообразно иметь аналогичные данные по астеносфере и подастеносферному пространству. В настоящее время, однако, несмотря на значительный объем выполненных исследований, мы располагаем такими сведениями лишь по отдельным протяженным профилям и отдельным районам, чего недостаточно для характеристики континентов в целом и тем более всей Земли.

Такое положение дел вынуждает ограничиваться материалами мелкомасштабных глобальных обобщений, позволяющих судить о структуре некоторых физических полей и о скоростях распространения сейсмических волн в фиксированных интервалах глубин. Ясно, что при этом мы имеем дело с генерализованной информацией, с обобщенной характеристикой верхней мантии, включающей и литосферу, и астеносферу и подастеносферную среду. Лишь в некоторых случаях, опираясь на комплексную геолого-геофизическую информацию, нам удастся оценивать латеральную неоднородность каждой из оболочек в отдельности.

Важную роль в геодинамическом анализе играет мощность литосферы L . Это прежде всего показатель термического состояния вещества на глубинах порядка многих десятков и даже первых сотен километров. В отличие от границы Мохоровичича, которая связана с изменением фазового или химического состава вещества, нижняя граница литосферы обычно представляет собой нерезкую переходную зону, в которой скорость сейсмических волн заметно сокращается в связи с увеличением доли расплава до уровня $\sim 5\%$.

На протяжении многих десятилетий основные усилия геофизиков были ориентированы на изучение строения земной коры. Литосфере почти не уделяли внимания. Отчасти это объясняется недооценкой значения мантии для решения теоретических и практических задач геологии, отчасти объективными трудностями: сейсмическими методами гораздо проще изучать резкую границу, на которой скорость возрастает, нежели нерезкую, где скорость убывает.

В настоящее время мощность литосферы оценивается с использованием комплексной геотермической, радиохимической, сейсмической и электромагнитной информации. На региональном уровне ведущее значение может иметь какой-то ограниченный набор геофизических данных. При этом, однако, не гарантируется сопоставимость оценок, без чего невозможны межрегиональные обобщения.

В данной работе авторы опирались в основном на глобальное обобщение, выполненное Д. Чэпменом и Х. Поллаком [51]. На схеме, опубликованной названными исследователями, мощность литосферы плавно изменяется от региона к региону. Диапазон ее вариаций весьма значителен. По этой причине в нашей работе использовались оценки $\lg L$, что приводило к более симметричным распределениям, лучше отвечающим требованиям статистического анализа. В дальнейшем, используя символ L , будем иметь в виду, что в обработку вовлечены логарифмы этой характеристики.

В тех случаях, когда сопоставляемые объекты (например, фронтальная и тыловая части зоны взаимодействия литосферных плит) расположены на расстоянии порядка сотен километров, наряду с оценками L_{ϕ} и L_t рассматривались соответствующие разности $L_{t-\phi}$, а также модуль горизонтальной производной этой переменной $|\Delta L/\Delta x|$. Все перечисленные характеристики литосферы в этой работе обычно используются не «в чистом виде», а после учета влияния ряда эффектов (после редукции). По этой причине численные значения указанных характеристик должны рассматриваться на качественном уровне: «больше» — «меньше». Опыт показывает, однако, что генерализированная оценка L , освобожденная от влияния ряда факторов, становится весьма чувствительным индикатором геодинамического режима, так что ее изменения на несколько сотых уже оказываются имеющими смысл.

Аномалии гравитационного потенциала (геопотенциала) G являются важнейшим источником информации о плотностной неоднородности мантии. Они существенно дополняют в этом отношении традиционно изучаемые аномалии силы тяжести, которые отражают преимущественно вариации плотности и мощности земной коры.

Современные методы космической гравиметрии основаны на использовании доплеровского эффекта, глобальных позиционных схем, лазерных измерений со спутников, радарной альтиметрии, слежения за орбитами спутников и т. п. [Argentiero P., Lowrey B., 1978 г.; Bjerhammar A., 1982 г.]. Добываемые таким путем данные в сочетании с результатами наземных измерений позволяют получать все более подробные сведения о гравитационном потенциале, которые представляются обычно в виде карт превышений геоида над эллипсоидом [Gaposchkin E. M., Lambeck K., 1970; Gaposchkin E. M., 1974 г.; Marsh J. G., Vincent S., 1974 г. и др.]. В нашей работе использованы в основном значения G , снятые с карты Дж. Марша и С. Винцента [65], хотя для океанических акваторий, безусловно, предпочтительнее альтиметрические данные, позволяющие оценить превышения геоида с погрешностью 10 см [Wagner C. A., 1983 г.].

Карты аномального геопотенциала отражают суперпозицию влияния разноглубинных и разномасштабных гравитирующих масс, по-разному меняющихся во времени. К числу относительно недолговечных источников гравитационного поля относятся различные неоднородности, создаваемые современными конвективными

ми течениями в глубинах Земли. В связи с этим предполагалось, в частности, гравитационное влияние астеносферных потоков и порождаемых ими термических неоднородностей [Moberly R., Khan M. A., 1969 г.]. Более поздними расчетами, однако, показано, что вклад астеносферы в суммарное аномальное гравитационное поле сравнительно невелик [Bott M. H. P., 1971 г.]. Тем не менее в хорошем согласии с теоретическими расчетами [McKenzie D. a. o., 1973 г.] при анализе распределения высоких гармоник геопотенциала выявилась связь локальных превышений геоида с изостатически нескомпенсированными современными формами рельефа, в частности с некоторыми типами подводных гор [Brenneke J., Lelgemann D., 1982 г.; Lazarewicz A. P., Schwank D. C., 1982 г.].

В низкочастотной области значений геопотенциала ($N \leq 5$) также проявляется влияние «короткоживущих» аномальных масс. К ним могут быть отнесены ундуляции границы ядро — мантия, где существует перепад плотности ~ 4 г/см³ [Hide R., Malin S. R. C., 1970 г.; Bott M. H. P., 1971 г.; Зверев А. Т., 1977 г.], а также конвективные перемещения масс внутри ядра, о чем свидетельствует распределение и изменение вековых геомагнитных вариаций [Barta G., 1978 г.]. Все эти составляющие гравитационного поля важны главным образом для понимания современных геодинамических процессов. При палеогеодинамических построениях они должны быть так или иначе элиминированы, а во внимание должна приниматься наиболее консервативная составляющая. Соответствующие ей аномалеобразующие массы, вносящие основной вклад в распределение аномалий геопотенциала, как показывают теоретические расчеты [Bott M. H. P., 1971 г.], размещаются на глубинах до 1000 км. Таким образом, важнейшее значение для геодинамических реконструкций и, следовательно, для выяснения условий рудогенеза имеют неоднородности верхней мантии, связанные с фазовыми переходами [Тараканов Ю. Р., 1977 г.; Тараканов Ю. Р., Черевко Т. Н., 1979 г.], в свою очередь зависящими от термического состояния глубин.

Первые попытки использовать сведения о геопотенциале для целей геологии связаны с именем У. М. Каулы. Этот исследователь установил, что распределение низких гармоник превышений геоида над эллипсоидом не коррелировано с рельефом земной поверхности [Kaula W. M., 1969 г.]. Можно утверждать поэтому изостатическую скомпенсированность континентов в целом. Позднее к подобному выводу пришли и другие специалисты [Жарков В. Н., Трубицын В. П., 1980 г.]. Вместе с тем уже при анализе первых весьма грубых карт аномального геопотенциала выяснилось, что зоны субдукции обычно выделяются положительными значениями этой характеристики [Kaula W. M., 1969 г.]. В дальнейшем нам удалось показать, что интенсивность положительных аномалий G зависит от скорости сходящихся литосферных плит [1]. В настоящее время на это обращают внимание и другие исследователи [Seidler E. a. o., 1983 г.]. Более того, как показано в работе [1],

аномальный геопотенциал является надежным индикатором условий магмогенеза в зонах субдукции, а его латеральный градиент $\Delta G/\Delta x$ может использоваться как мера избыточного давления в процессе глубинного тепломассопереноса. Аналогичный подход реализуется при изучении глобальной системы напряжений в литосфере [Rong-Shan Fu a. o., 1983 г.].

Аномалии скорости продольных сейсмических волн представляют особую ценность, поскольку процедура их получения и обработки обеспечивает возможность ограничения диапазона глубин, которому они соответствуют. Наибольший интерес вызывают глобальные сводки [54; Sengupta M. K. a. o., 1981 г.], характеризующие вариации скорости продольных волн в верхнем слое Земли толщиной 500 либо 700 км. Латеральные вариации скорости отражают распределение температур, давлений, а также непостоянство состава мантийного вещества.

В 1969 г. была опубликована работа Т. Юкутаке и Х. Тачинаки [75], в которой изложены результаты расчленения недипольной составляющей геомагнитного поля на дрейфующую и недрейфующую (т. е. «стоящую» — st) части. В указанной работе приведены глобальные карты аномальных значений каждой из трех компонент недрейфующей составляющей — $(X, Y, Z)_{st}$. Природа этих аномалий является предметом активного обсуждения [Honkura Y., Rikitake T., 1972 г.; Merrill R. B. a. o., 1979 г.; Yuku-take T., 1979 г. и др.]. Анализ особенностей размещения аномалий недрейфующей составляющей привел нас к заключению, что эти аномалии обобщенно характеризуют латеральные вариации электрической проводимости мантии. Соответственно они могут рассматриваться в качестве одного из индикаторов термического состояния глубин [1, 27].

Известно, что недипольная недрейфующая составляющая геомагнитного поля изменяется во времени с периодом десятки и даже первые сотни лет [Games K., 1979 г.]. В этом смысле она вполне аналогична существенно более быстрым вариациям напряженности геомагнитного поля, на основе которых обычно изучаются аномалии электрической проводимости в верхней части разреза Земли. Известно также, что индукционные эффекты в случае длиннопериодных вариаций слишком малы для возникновения аномалий наблюдаемой амплитуды. Вместе с тем допустимо считать, что циркуляции электрических токов, с которыми связывается формирование рассматриваемых длиннопериодных магнитных аномалий, не изолированы от циркуляций токов, определяющих основное геомагнитное поле. Очевидно, что аномалии электрической проводимости в верхнем 700-километровом слое мантии не ограничены снизу и проявляются на фоне общего значительного роста электрической проводимости с глубиной. Таким образом, по нашему мнению, вариации электрической проводимости в верхней части мантии вызываются перераспределением отвлечений электрических токов, циркулирующих в более гомогенной по электрическим свойствам нижней части мантии и в ядре.

Некоторые особенности конфигурации аномального геомагнитного поля в редукции Т. Юкутаке — Х. Тачинаки могут использоваться в качестве индикаторов локальной проницаемости верхней мантии. В основе этого утверждения лежат следующие предположения:

1) границы между термическими неоднородностями мантии являются зонами, благоприятными для подъема потоков рудоносных флюидов;

2) в пределах астеносферного канала доминирует субширотно ориентированное течение, обусловленное вращением Земли; благоприятные условия для подъема рудоносных флюидов достигаются при небольших углах уклонения простирания субвертикальных реологически контрастных пластин от широтного направления.

Все это позволяет использовать в качестве индикаторов локальной проницаемости мантии изменчивость горизонтальных компонент недрейфующей составляющей геомагнитного поля [37]:

$$\begin{aligned} f_0 &= \Delta Y_{st}/\Delta x; \\ f_1 &= [(\Delta X_{st}/\Delta x)^2 + (\Delta Y_{st}/\Delta x)^2]^{1/2}; \\ f_2 &= \arctg(\Delta Y_{st}/\Delta X_{st}). \end{aligned}$$

В некоторых ситуациях, в частности при анализе условий перераспределения и накопления рудоносных флюидов в поперечном профиле зоны субдукции, целесообразно учитывать латеральную изменчивость локальной проницаемости мантии путем вычисления $\Delta f_1/\Delta x$ или модуля этой величины.

3.2.4. Выделение глубинных неоднородностей термического и вещественного происхождения

Наряду с рассмотренными выше индикаторами геодинамического режима значительный интерес представляют некоторые другие оценки температуры, химического и минералогического состава мантии. Принципиальная возможность их получения достаточно подробно проанализирована в работе [37]. Здесь кратко перечислим основные предпосылки дифференциальной оценки вкладов аномалеобразующих факторов.

В основе авторского подхода лежат следующие известные закономерности. Увеличение температуры T сопровождается возрастанием электрической проводимости ρ , уменьшением скорости сейсмических волн v и плотности σ . При увеличении железо-магниевого отношения $\mathcal{K}$ возрастают плотность и электрическая проводимость, а скорость сейсмических волн падает. С увеличением относительной распространенности шпинелевой фазы $\mathcal{H}$ все три показателя ρ , v и σ возрастают. В совокупности перечисленные соотношения дают возможность составить систему уравнений:

$$d\rho \approx -a_{11}dT + a_{12}d\mathcal{K} + a_{13}d\mathcal{H};$$

$$dv \approx -a_{21}dT + a_{22}d\mathcal{K} + a_{23}d\mathcal{H};$$

$$d\tau \approx a_{31}dT + a_{32}d\mathcal{K} + a_{33}d\mathcal{H}$$

с коэффициентами $a_{ij} > 0$.

Значения v могут быть взяты из глобальных сводок результатов телесейсмических измерений, в частности из работы [54], в которой даны усредненные значения скоростей продольных сейсмических волн в верхнем слое мощностью 670 км. В качестве характеристик, заменяющих σ и q , могут использоваться соответственно аномальный гравитационный потенциал G и значения недипольной недрейфующей составляющей геомагнитного поля.

Согласованные вариации перечисленных геофизических характеристик изучались авторами с помощью факторного анализа (метода главных компонент). Первый опыт такого изучения, сопровождавшийся оценкой латеральной изменчивости температуры верхней мантии и железо-магниевого отношения [Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1985 г.], опирался на выборку, включавшую 240 различных геологических объектов, более или менее равномерно распределенных по поверхности земного шара. Среди учтенных объектов были современные островные дуги и активные окраины континентов, зоны спрединга, горячие точки, а также разновозрастные складчатые области, платформы и докембрийские щиты. В качестве оценки q использовалась только вертикальная компонента недипольной недрейфующей составляющей геомагнитного поля Z_{st} . В выборку не попали «тонкие» островные дуги типа Тонга, Кермадек, отличающиеся резко специфическим соотношением значений геофизических характеристик. Пространственное распределение оценок T и $\mathcal{K}$ соответственно в виде первой и второй главных компонент показало вполне закономерную их связь с геодинамическим режимом.

Второй опыт получения оценок T и $\mathcal{K}$ отличался от первого расширением объема выборки до 270 объектов с включением в нее «тонких» островных дуг. Кроме того, в зависимости от типа тектонических структур использовались разные компоненты недрейфующей составляющей геомагнитного поля: X_{st} , Y_{st} , Z_{st} . Новые карты глобального распределения параметров T и $\mathcal{K}$ в мантии в целом сохранили основные черты предыдущих. Вместе с тем конфигурация и положение некоторых аномальных полей изменились таким образом, что их связи с геодинамической обстановкой стали более отчетливыми [37].

Сейчас излагаются результаты, которые можно рассматривать как третий опыт, отвечающий дальнейшему совершенствованию анализа геофизической информации. Более корректно учтены сведения, доставляемые космической гравиметрией, которая, как отмечалось выше, отражает влияние плотностных неоднородностей всей толщи мантии, включая особенности ее нижней границы. Опираясь на результаты сейсмической томографии [54], мы с помощью методов корреляционного анализа разделили гравитационное поле на две составляющие.

Одна составляющая включала ту часть изменчивости гравитационного потенциала, которая связана с неоднородностями мантии на глубинах больше 670 км; она исключалась из дальнейшего анализа. Другая составляющая получена как разность между суммарным полем и полем, индуцированным глубокими горизонтами мантии. Именно эту составляющую использовали для последующего анализа совместно со значениями геомагнитного поля и скоростями продольных сейсмических волн. Благодаря такой процедуре оказалось возможным рассматривать сопряженные вариации трех разнотипных геофизических характеристик, относящихся приблизительно к одному и тому же слою верхней мантии. Попутно получено дополнительное подтверждение представлений, согласно которым основной вклад в распределение геопотенциала вносит именно этот верхний слой мантии.

Генерализированные оценки латеральных вариаций мантийной температуры и железистости представлены на рис. 11 и 12. Сравнение с ранее полученными результатами [37] показывает, что элиминирование влияния нижней мантии не изменило принципиально общей картины распределения температуры и железистости в пределах верхней мантии. Как и ранее, в узоре температурного поля просматривается симметрия типа теннисного мяча. «Полюс мантийного холода» по-прежнему располагается в пределах южной оконечности Африки и прилегающих районов Атлантического и Индийского океанов.

Термические аномалии не обнаруживают связи с типом литосферы, хотя в среднем мантия, подстилающая континенты, оказывается несколько более разогретой. Зоны океанического спрединга никак не выделяются в рассматриваемом термическом поле (хотя, как известно, они отчетливо выражены в поверхностном тепловом потоке). Не устанавливается отчетливого сходства с результатами оценки термических неоднородностей мантии, полученных на основании сведений о тепловом потоке и скоростях движения литосферных плит [59], а также с термическими аномалиями, выделяемыми путем анализа закономерностей пространственного распределения горячих точек и горячих полей [Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., 1983 г.].

Наряду с этим можно утверждать, что выявленное распределение температур согласуется с вариациями геодинамического режима в зонах субдукции. Так, например, очевидно, что холодные зоны в западном обрамлении Тихого океана отражают влияние литосферных пластин, сохраняющих термический контраст по причине их быстрого погружения. Иную природу и иные тектонические следствия имеет локальный термический минимум, ориентированный по нормали к зоне субдукции в Перуанских Андах. Низкая температура и, следовательно, повышенная вязкость мантии ведут к выколаживанию зоны Беньофа и даже к прекращению вулканизма в условиях высокой сейсмичности.

В распределении значений железистости мантии обнаруживается отчетливая связь с тектоникой. Повышенным отношением

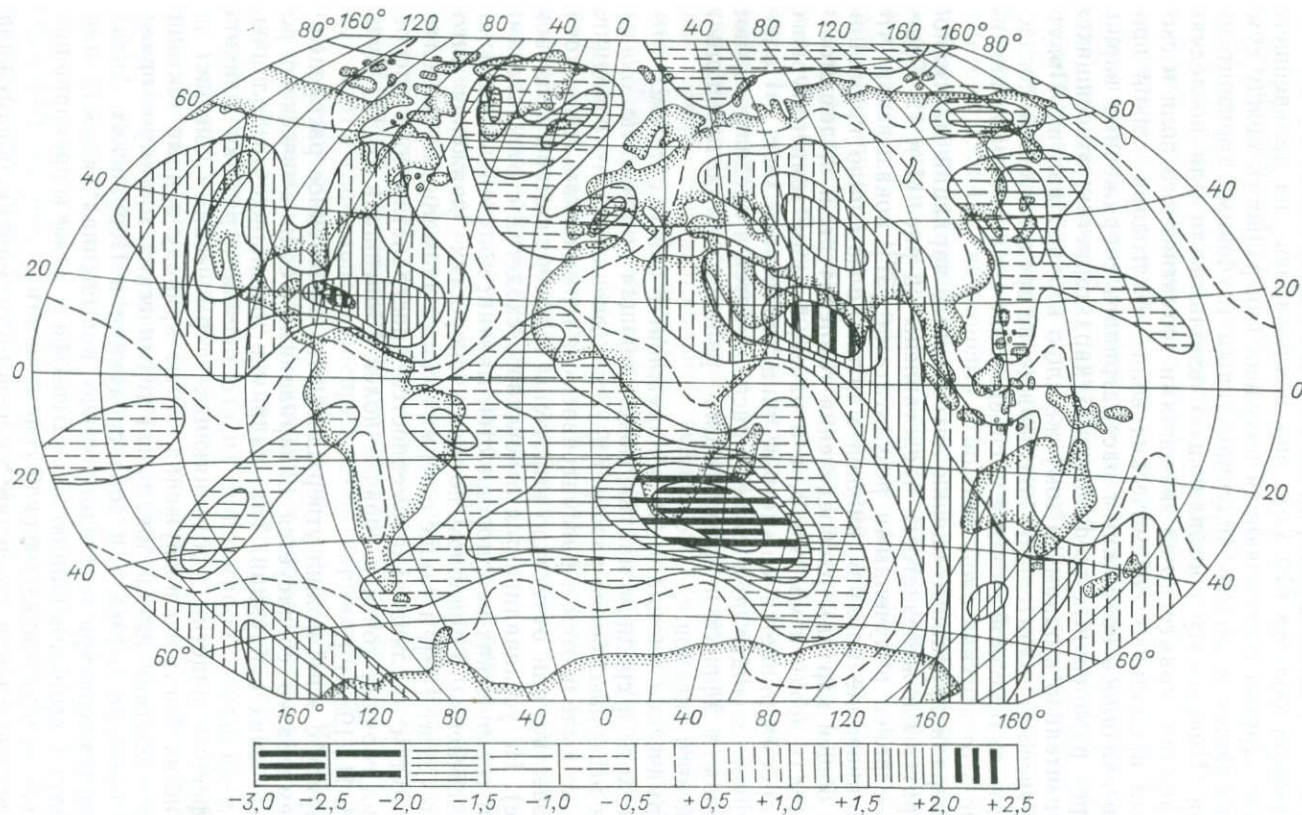


Рис. 11. Глобальное распределение осредненной температуры T верхнего слоя мантии (эффективная мощность ~ 700 км).

Значения T выражены в долях стандартного отклонения относительно среднего значения.

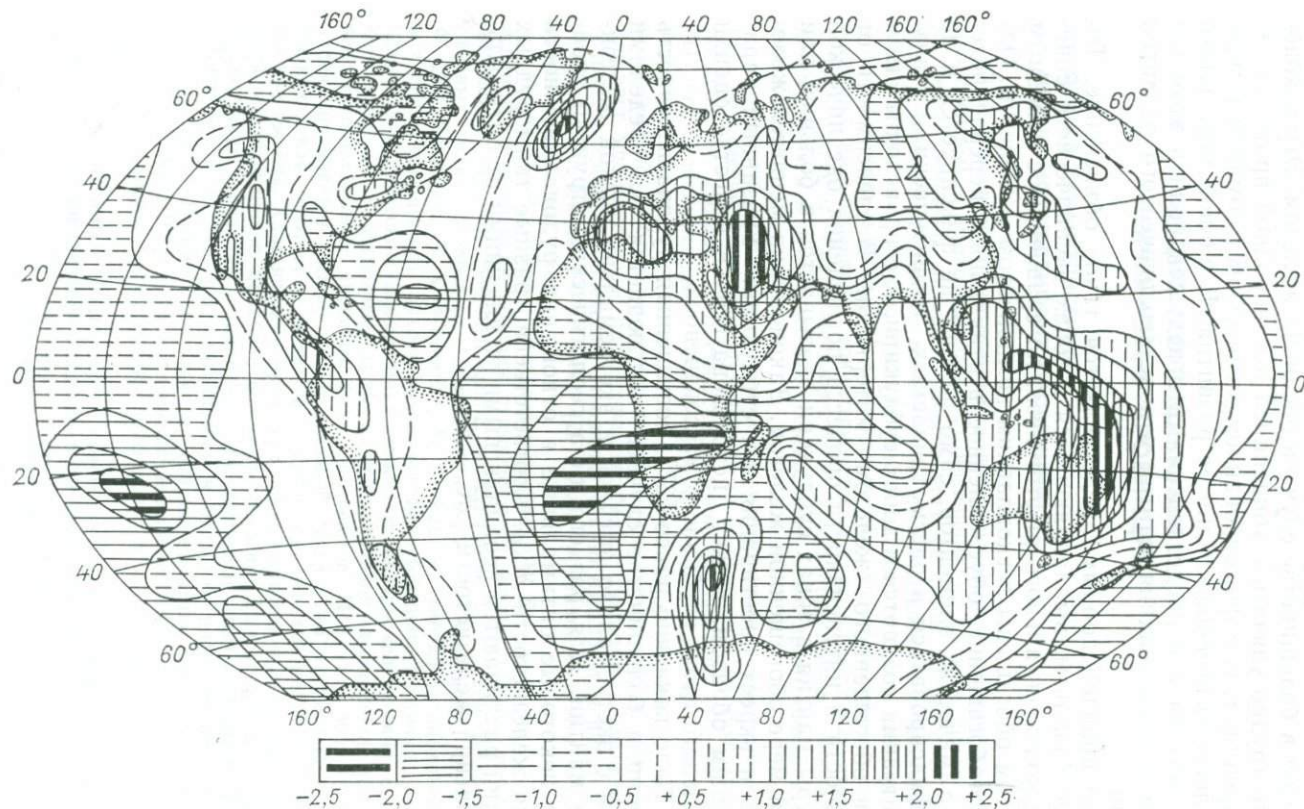


Рис. 12. Глобальное распределение железо-магниевого отношения J вещества мантии в пределах ее верхнего слоя (эффективная мощность ~ 700 км).

Значения J выражены в долях стандартного отклонения относительно среднего значения.

железа к магнию выделяются все современные зоны субдукции и фанерозойские складчатые области. Мантия океанов и докембрийских щитов в большинстве случаев обеднена железом. Эту закономерность трудно увязать с концепцией неоднородной протопланетной аккреции, т. е. с формированием химических аномалий в мантии на догеологической стадии ее развития. В равной мере плохо это согласуется и с представлениями о ведущей роли в этом отношении деплетирования мантии в ходе геологического развития регионов.

Более правдоподобным представляется такое объяснение. Толентовые базальты, выплавляющиеся в зонах океанического спрединга и континентального рифтогенеза, по сравнению с исходным субстратом обогащены легкоплавким компонентом — железом. Однако это обогащение, обусловленное вертикальным перераспределением химических элементов, само по себе не фиксируется и не может фиксироваться в рассматриваемых геофизических полях. Иная ситуация создается в зонах субдукции, где происходит аккумуляция обогащенного железом материала. В зависимости от длительности и интенсивности процесса поглощения океанической литосферы мантия в зонах субдукции оказывается в большей или меньшей мере обогащенной железом. Закономерно меняется железистость и вкрест простирания зон субдукции. Указанный параметр, таким образом, может использоваться в качестве оценки интегрального итога глубинного массопереноса.

Как было показано ранее [37], повышенная рудонасыщенность территории в большинстве случаев наблюдается за пределами областей с экстремально высокой и экстремально низкой железистостью мантии. Для разного типа геологических структур свойственны некоторые оптимальные в отношении рудонасыщенности значения железистости $J_{\text{опт}}$. Соответственно разные типы рудных провинций различаются неодинаковыми отклонениями от оптимальных значений железистости $|J - J_{\text{опт}}|$.

ГЛАВА 4

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ
ПОРФИРОВЫЕ ПРОВИНЦИИ4.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Здесь мы рассмотрим важный в промышленном отношении класс медных, молибденовых и медно-молибденовых провинций, на долю которых приходится не менее половины мировых запасов этих металлов [Перваго В. А., 1978 г. и др.]. Возраст оруденения варьирует от палеозойского до кайнозойского, хотя имеются указания на обнаружение немногочисленных более древних (протерозойских) месторождений [29]. Основная масса крупных месторождений (и определяемых ими провинций) концентрируется в трех планетарных структурах — в Тихоокеанском, Средиземноморском и Урало-Монгольском горно-складчатых поясах, причем в первом из них сосредоточена резко преобладающая доля рудных запасов.

Характерна отчетливая пространственно-временная связь рассматриваемого типа оруденения с вулcano-плутоническими комплексами преимущественно умереннокислого состава. Статистически надежно установлено [20, 29, 30, 70, 71, 74], что с проявлениями базальтоидного (андезит-базальтового) вулканизма чаще ассоциируют медные руды, а с гранитоидами калий-натриевого ряда — молибденовые. Собственно медно-молибденное оруденение в этом отношении занимает промежуточное положение, тяготея к диоритовым, мондонитовым и гранодиоритовым комплексам. Отношение Cu/Mo варьирует в рудах в широких пределах: от 0,4 до 200 и более [20]. Для провинций в целом этот интервал значительно более узкий.

Медно-молибденовому оруденению «повезло». Его во многих отношениях ясная геодинамическая позиция стимулировала исключительное внимание специалистов, занятых ревизией основ металлогении с позиций тектоники литосферных плит. Благодаря исследованиям Р. Х. Силлито, П. У. Гайлда, Ф. Дж. Соукинса, А. Х. Митчелла, М. С. Гарсона твердо установлена отчетливая связь порфирового оруденения с зонами субдукции. Рудоносным базальтоидным вулканическим ассоциациям отвечают внутриокеанические и окраинно-континентальные островные дуги, а андезитоидной ассоциации чаще, но не всегда соответствуют активные края континентов. При этом медная минерализация проявляется обычно во фронтальной части зоны взаимодействия плит, а молибденовая тяготеет к ее тыловой части, где нередко наблюдаются структуры растяжения. Классическим примером приуроченности к структуре растяжения является порфировое молибденное месторождение Глитревани в грабене Осло. Аналогичную позицию занимают молибденовые месторождения Забайкалья (Жирекенское и др.), располагающиеся в пределах рифтогенных структур юрского возраста. Весьма примечательно (на это обратили внимание А. Х. Митчелл и М. С. Гарсон [67]), что в типичных внутриконтинентальных рифтах, не связанных с процессом субдукции, порфировое молибденное оруденение отсутствует.

Таковы в самых общих чертах современные представления о геодинамических условиях локализации медно-молибденового порфирового оруденения. Очевидно, что этого недостаточно для перестройки существующей системы прогнозно-металлогенических исследований. Требуется более определенный ответ на вопрос о причинах неодинаковой рудонасыщенности разных отрезков палеозон субдукции, а также об условиях, при которых молибденное, а отчасти и мед-

ное оруденение занимают разную позицию в поперечном профиле указанных зон. Рассмотрению этих вопросов посвящены последующие разделы данной главы.

4.2. МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В течение последних 10—15 лет мелкомасштабными геодинамическими реконструкциями в той или иной мере оказалась затронутой практически вся территория Тихоокеанского рудного пояса. Благодаря этому появилась возможность учитывать положение палеограниц литосферных плит, и в частности палеозон субдукции, иметь геофизическую и металлогеническую характеристику разных частей их поперечного профиля (фронт — тыл) и, следовательно — изучать тенденции изменения рудонасыщенности территории и физического состояния глубин не только вдоль, но и вкрест простираения указанных зон. Если при этом принять во внимание огромные ресурсы медно-молибденовых порфировых руд при их весьма неравномерном распределении в пределах Великого медного кольца, то станет очевидным, что рассматриваемая планетарная структура представляет собой идеальный полигон для проверки различных металлогенических концепций.

Авторы вполне отдают себе отчет, что достигнутое к настоящему времени понимание геодинамической истории Тихоокеанского пояса не более чем первое приближение. Детальные исследования выявляют местную специфику геодинамических процессов, уточняющую исходную схему взаимодействия океанической и континентальной плит. В частности, в ряде мест наряду с субдукцией установлено проявление аккреции континентальных блоков. Весьма поучительна в этом отношении ревизия истории геологического развития Британской Колумбии. Как выяснилось, в пределах этого сегмента Тихоокеанского пояса широко проявилась «террейная тектоника», породившая мозаично-блоковую структуру территории. Излагаемые ниже результаты следует также рассматривать как первое приближение, как попытку выявить самые общие доминирующие тенденции.

В качестве элементарных объектов исследования мы учитывали фрагменты вулканоплутонических поясов (палеозон субдукции) с разной рудонасыщенностью. При этом использовался опыт выделения рудных провинций, обобщенный в работах А. И. Кривцова, И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, В. С. Попова и других геологов. Как справедливо заметил А. И. Кривцов [20], устоявшееся представление о типах рудных провинций обеспечивает практически одинаковое их выделение разными авторами.

Для решения интересующей нас задачи Тихоокеанский рудный пояс был разделен на 84 сегмента шириной 200—250 км каждый. Рудонасыщенность сегментов оценивалась в условных единицах на основании данных металлогенической карты пояса, составленной Е. А. Радкевич [32]. Для дальнейшего анализа оказалось удобным выражать значения рудонасыщенности, а также характеристик глубинного строения сегментов в долях стандартного от-

клонения. По этому показателю совокупность сегментов, несущих промышленное медно-порфировое оруденение, была расчленена на 6 групп (I—VI) с монотонно убывающей меденосностью от первой группы к шестой (1,6; 1,1; 0,85; 0,63; 0,27 и 0,1 стандартного отклонения соответственно). Сопоставляя статистически усредненные для каждой группы значения геофизических характеристик глубин, можно выяснить, при каких структурных и термических условиях осуществляется интенсивный рудогенез. Изложение полученных результатов опирается на просмотр большого количества такого рода соотношений. Некоторые из них показаны на рис. 13.

Ранее [33, 37] было показано, что оптимальные для формирования медно-порфирового оруденения pT -условия могут реализоваться при разных мощностях литосферы. Новые данные, учитываемые нами, не требуют пересмотра этого положения. Оно, однако, может быть дополнено замечанием о предпочтительной генерации богатого оруденения при небольшом поперечном градиенте мощности литосферы, обеспечивающем тем не менее заметное ее увеличение в тылах зоны взаимодействия плит. В данном случае это, очевидно, является следствием несколько более разогретого фронта (по сравнению с «прохладным» тылом). С таким объяснением вполне согласуются и распределения значений T_f , T_t , T_{t-f} и u_{t-f} в регионах с разной рудонасыщенностью.

Отметим отчетливо пониженную железистость мантии, особенно во фронтальной части меденосных палеозон субдукции, что может служить указанием на относительную кратковременность аккумуляции в мантии материала океанической литосферы. Проницаемость мантии обнаруживает слабую тенденцию к изменению в направлении фронт — тыл. Для богатых и умеренно богатых сегментов градиенты $|\Delta f_0/\Delta x|$, $|\Delta f_1/\Delta x|$ и $|\Delta f_2/\Delta x| > 0$, т. е. выше среднего для пояса в целом.

Ценную информацию несет отчетливо повышенное значение аномального геопотенциала во фронтальной части зоны субдукции с богатым медным оруденением. Эта характеристика, редуцированная за температуру мантии и мощность литосферы, является индикатором содержания в мантии высокобарических фаз и, следовательно, при прочих равных условиях отражает уровень избыточного давления в зоне субдукции. В рассматриваемом случае ее повышенные значения дают основание предполагать достаточно энергичную аккумуляцию и уплотнение литосферного материала «на входе» рудогенерирующей системы.

В совокупности рассмотренные данные позволяют в следующем виде представить себе модель формирования медно-порфирового оруденения. Все без исключения более или менее крупные скопления медных порфировых руд, как и предполагалось сторонниками тектоники плит в начале 70-х годов, обязаны своим появлением функционированию зон субдукции. В этих зонах оруденение, как правило, размещается в их фронтальных частях, т. е. там же, где присутствуют вулканоплутонические образования среднего и

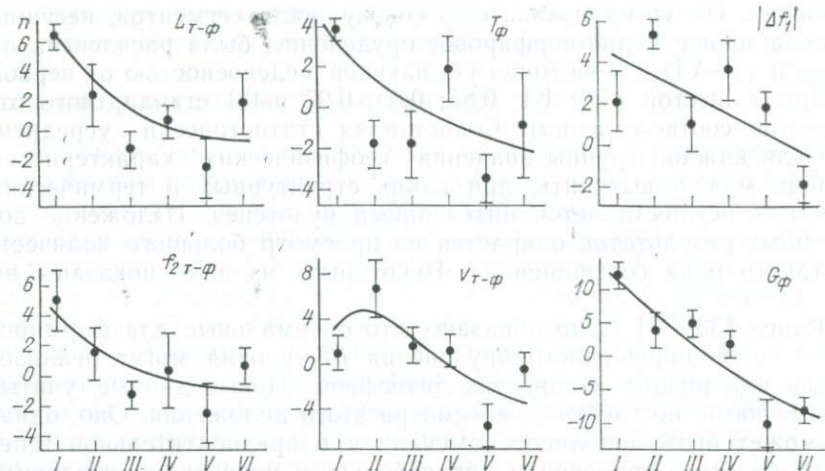


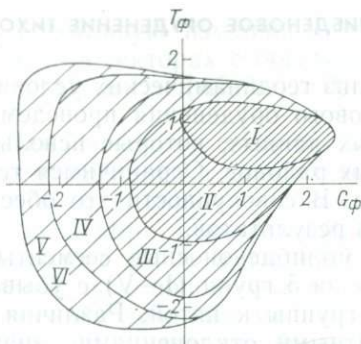
Рис. 13. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной насыщенностью медно-порфировыми месторождениями. Меденосность монотонно убывает от I группы сегментов к VI.

Значения n геофизических характеристик даны в долях стандартного отклонения от среднего значения для пояса в целом. Вертикальные линии — 95 %-ные доверительные интервалы.

Условные обозначения к рис. 13, а также к рис. 14—17, 20—22, 25—27, 29—35, 44, 45:

- G_ϕ , G_T — значения аномального гравитационного потенциала соответственно во фронтальной и тыловой частях зоны субдукции;
- $G_{T-\phi}$ — разность значений аномального гравитационного потенциала в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\Delta G/\Delta x$ — латеральный градиент аномального гравитационного потенциала;
- v_ϕ , v_T — значения скорости продольных сейсмических волн в мантии соответственно фронтальной и тыловой частей зоны субдукции;
- $v_{T-\phi}$ — разность значений скорости продольных сейсмических волн в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\Delta v/\Delta x$ — латеральный градиент скорости продольных сейсмических волн в мантии;
- $L_{T-\phi}$ — разность значений мощности литосферы в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\Delta \lg L/\Delta x$ — латеральный градиент логарифма мощности литосферы;
- $f_{1\phi}$, $f_{2\phi}$, f_{1T} , f_{2T} — значения индикаторов проницаемости мантии соответственно во фронтальной и тыловой частях зоны субдукции;
- $f_{1T-\phi}$, $f_{2T-\phi}$ — разности значений индикаторов проницаемости мантии в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $|\Delta f_i|$ — модуль разности значений индикатора проницаемости мантии в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- T_ϕ , T_T — температура верхней мантии соответственно во фронтальной и тыловой частях зоны субдукции;
- $T_{T-\phi}$ — разность значений температуры верхней мантии в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\Delta T/\Delta x$ — латеральный градиент температуры верхней мантии;
- $|\Delta T|$ — модуль разности значений температуры верхней мантии в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\mathcal{J}_\phi$, $\mathcal{J}_T$ — железистость верхней мантии соответственно во фронтальной и тыловой частях зоны субдукции;
- $\mathcal{J}_{T-\phi}$ — разность значений железистости верхней мантии в тыловой и фронтальной частях зоны субдукции;
- $\Delta \mathcal{J}/\Delta x$ — латеральный градиент железистости верхней мантии;
- $|\mathcal{J} - \mathcal{J}_{\text{опт}}|$ — модуль отклонения значения железистости верхней мантии от оптимального значения этой характеристики.

Рис. 14. Распределение сегментов Тихоокеанского рудного пояса в координатах T_{Φ} — G_{Φ} . Меденосность монотонно убывает от I группы сегментов к VI.



умеренно кислого состава. Подобные геодинамические обстановки были широко распространены в прошлом и весьма типичны для современной эпохи. Но богатое медно-порфировое оруденение встречается только на некоторых отрезках субдукционных зон.

В качестве дополнительного условия, обеспечивающего эффективную сепарацию и аккумуляцию меденосных флюидов, можно считать относительную кратковременность достаточно энергичного процесса поглощения литосферного материала, при котором во фронтальной части зоны субдукции создается значительное избыточное давление, постепенно убывающее по направлению к ее тылам. Наряду с этим по причине нестационарности режима тылы подобных зон остаются относительно холодными. При оценке меденосности слабо изученных фрагментов палеозон субдукции целесообразно принимать во внимание сопряженные вариации нескольких индикаторов геодинамического режима, например T_{Φ} и G_{Φ} (рис. 14).

С рассматриваемых позиций перестают быть загадочными некоторые «разрывы» (безрудные интервалы) медного кольца. В качестве примера сошлемся на ситуацию в андийской части Тихоокеанского пояса, привлекающую внимание А. Х. Митчелла и М. С. Гарсона [67]. Напомним, что в районе Арекипа (Перуанские Анды) медно-порфировое оруденение распространено достаточно широко, а севернее — в районе Лимы, где зона Беньофа падает круче, подобные месторождения отсутствуют. В соответствии с нашими представлениями, изложенными в первой части этой книги, крутое погружение зоны Беньофа соответствует такому реологическому состоянию подастеносферного субстрата, при котором происходит беспрепятственное перераспределение субдуцируемого литосферного материала без создания значительного избыточного давления. И наоборот, умеренные углы падения зоны Беньофа при прочих равных условиях отражают значительную вязкость мантии и соответственно высокий градиент избыточного давления, что обеспечивает возможность сепарации и концентрации меденосных флюидов. Таким образом, безрудность указанного отрезка Анд, по всей видимости, является следствием низкого избыточного давления на фронте зоны субдукции.

4.3. МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Анализ геодинамических условий формирования молибденового порфирового оруденения проведем, опираясь на те же источники исходных данных, которые использовались при рассмотрении меденосных районов. Ограничимся тем же комплексом методических приемов. В совокупности это обеспечивает необходимую сопоставимость результатов.

Все молибденоносные сегменты Тихоокеанского пояса были разбиты на 5 групп (I—V) с убывающим рудным потенциалом от первой группы к пятой. Различия между группами определялись стандартными отклонениями значений рудонасыщенности: 2,5; 2,0; 1,8; 1,3 и 0,8 соответственно.

Рассмотрим особенности глубинного строения сегментов с разной молибденоносностью. Мощность литосферы как во фронтальной, так и в тыловой частях зон взаимодействия плит для всех пяти групп ниже среднего для пояса в целом с отчетливым возрастанием мощности от первой группы к пятой (рис. 15). Это означает, что богатое молибденовое оруденение формируется только в условиях достаточно разогретой (и приподнятой) астеносферы. При этом не требуется значительного перепада мощности литосферы в поперечном профиле зоны (градиент $|\Delta L/\Delta x|$ в четырех группах из пяти меньше нуля, т. е. ниже среднего для пояса в целом).

Как и в случае медного оруденения, температура мантии несколько повышена. Характеристика $T_{\tau-\phi}$ обнаруживает тенденцию возрастания от сегментов пятой группы к первой.* Это означает, что, в отличие от богатых меденосных зон, богатые молибденоносные зоны имеют более разогретый тыл.

Железистость мантии во всех пяти группах ниже средней для пояса, при этом для богатых сегментов она минимальна. Прони-

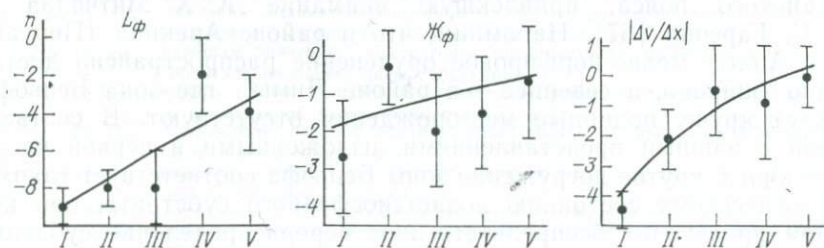


Рис. 15. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной насыщенностью молибденовым порфировым оруденением. Молибденоносность монотонно убывает от I группы сегментов к V.

* Здесь и в дальнейшем по соображениям экономии места комментируются только некоторые особенности поведения геофизических характеристик, приведенных на рисунках, и наоборот, — не все описываемые в тексте особенности показаны на рисунках.

цаемость мантии обнаруживает отчетливую изменчивость вкрест простирания зоны, особенно сильную в секторах с богатым оруденением (в первых трех группах $|\Delta f_0/\Delta x|$ и $|\Delta f_1/\Delta x| > 0$; во всех пяти группах $|\Delta f_2/\Delta x| > 0$).

В отличие от меденосных, молибденоносные сегменты не отмечаются высокими положительными значениями аномального геопотенциала. Это свидетельствует о не слишком высоком уровне избыточного давления в процессе субдукции. Скорость продольных сейсмических волн в мантии несколько выше в тыловых частях зон взаимодействия плит (значение $v_{т-ф}$ положительно во всех пяти группах); в богатых сегментах это различие минимально.

В совокупности рассмотренные данные выявляют большое сходство в глубинном строении сегментов с развитием крайних членов медно-молибденовой формации. Наряду с этим можно отметить, что, в отличие от медного, молибденовое оруденение формируется в условиях более высокой температуры мантии и при меньшем избыточном давлении в процессе субдукции. Можно говорить об общей выравнивании поперечного профиля зоны взаимодействия литосферных плит, об отсутствии резкого pT -контраста между фронтом и тылом. Остается не вполне ясным, является ли это следствием только общего разогрева мантии или определенный вклад вносит значительная длительность не очень энергичной субдукции. В пользу последнего предположения свидетельствует устойчивая связь молибденового оруденения с более кремнекислыми и более калиевыми магматитами, формирующимися на поздних стадиях развития зоны субдукции.

4.4. ПОЗИЦИЯ ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПОПЕРЕЧНОМ ПРОФИЛЕ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

До сих пор нас интересовали закономерности в вариациях интенсивности порфирового оруденения по простиранию Тихоокеанского пояса, т. е. по существу только продольная зональность контакта литосферных плит. Между тем и с чисто теоретических позиций, и с учетом потребностей практики значительный интерес представляет вопрос о локализации оруденения в поперечном сечении зоны взаимодействия плит.

Как уже отмечалось, давно и твердо установлено, что медное оруденение почти всегда располагается во фронтальной части зон субдукции. Исключения из этого правила весьма редки, и на них мы останавливаться не будем, поскольку для этого потребовались бы детальные палеотектонические реконструкции.

Совсем иная ситуация с молибденовым оруденением. Геологами классической школы давно подмечено, что часто, но не всегда молибденовое оруденение пространственно разобщено с медным [74]. В этом случае в регионе наблюдается нормальная сопряженная петрологическая и металлогеническая зональность, в которой

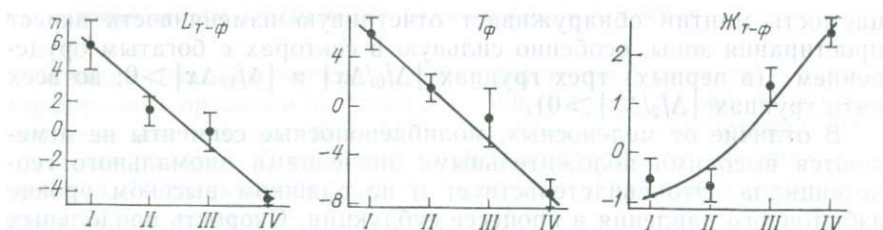


Рис. 16. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной локализацией молибденового порфирового оруденения.

Размещение оруденения в разных группах сегментов: I — преимущественно во фронтальной части зоны субдукции, II, III — промежуточное, IV — в тыловой части.

молибденовые месторождения смещены в глубь материка. Нередко, однако, фиксируется почти полное совмещение разновозрастных магматических комплексов разной щелочности и кремнекислотности, а также телескопирование ассоциирующего с ними медного и молибденового оруденения. С плейт-тектонических позиций эти случаи отвечают разной металлогенической специализации фронта и тыла зоны взаимодействия плит. Природа этого явления вплоть до последнего времени оставалась неясной, в геологической литературе не обсуждалась, в связи с чем имеет смысл под этим углом зрения проанализировать имеющийся фактический материал.

При ближайшем рассмотрении в пределах Тихоокеанского пояса можно обнаружить не только экстремальные ситуации, когда молибденовое оруденение локализуется во фронтальной и тыловой частях зоны, но и по крайней мере две промежуточные, соответствующие разной степени пространственной близости медного и молибденового оруденения. С учетом этого все молибденоносные сегменты пояса были объединены в четыре группы, различающиеся удаленностью оруденения от фронта (первая группа — сегменты с молибденоносным фронтом).

Геофизические характеристики глубин обнаруживают закономерные изменения при переходе от первой группы сегментов к четвертой (рис. 16). Мощность фронтальной и тыловой литосферы невелика. Причем в то время как фронтальная меняется слабо, тыловая заметно убывает от первой группы к четвертой. Это означает, что молибден имеет тенденцию мигрировать в горячий тыл и статистически чаще образует там промышленные концентрации. Об этом же красноречиво свидетельствует изменение характеристики $L_{T-\phi}$: когда L_T велико, а L_ϕ мало, молибден концентрируется во фронте, и наоборот. С этим полностью согласуется также изменение температуры T_ϕ , означающее преимущественное смещение молибдена в сторону фронта, если он достаточно разогрет. Изменение температуры T_T противоположно отмеченному, так же как и $T_{T-\phi}$. Словом, если тыл холоднее фронта, молибден в пределах фронта образует либо монометалльные концентрации, либо комплексные медно-молибденовые руды.

Железистость мантии также оказывается коррелированной с распределением молибдена в поперечном профиле зоны. В сегментах первой группы $J_{\phi} > 0$, в остальных $J_{\phi} < 0$, т. е. если железистость мантии во фронтальной части зоны субдукции мала, то молибденовое оруденение чаще локализуется в ее тыловой части, и наоборот. Распределение J_T не столь выразительно, а вот значения $J_{T-\phi}$ обнаруживают отчетливую тенденцию роста от первой группы к четвертой; градиент $|\Delta J / \Delta x|$ также возрастает в этой последовательности. Для объяснения отмеченной закономерности вспомним, что железистость мантии отражает интегральный итог процесса субдукции: она тем выше, чем длительнее и энергичнее шло поглощение океанической литосферы. При этом, как было отмечено в предыдущем разделе, большая скорость субдукции и, как следствие, высокая железистость мантии отрицательно сказываются на молибденовой продуктивности сегментов Тихоокеанского пояса.

С учетом всего перечисленного допустимо предположить, что пониженная железистость фронта свидетельствует о возможности эффективной сепарации молибденоносных флюидов. В пространстве и во времени они обособляются от меденосных и, очевидно, от флюидов иной специализации. В тылах зон субдукции таким образом создаются благоприятные условия для формирования крупных собственно молибденовых месторождений. Перепады железистости и соответственно высокий ее градиент на линии тыл—фронт также указывают на условия, способствующие обособлению и аккумуляции молибденоносных флюидов.

Значения аномального геопотенциала во фронтальной части зоны субдукции возрастают от первой группы сегментов к четвертой. Это означает, что при низком избыточном давлении на входе рудогенерирующей системы молибденоносные флюиды (равно как и калий в сопутствующих магматических расплавах) не обязательно мигрируют в тылы зон субдукции, и наоборот, — рост давления способствует увеличению молибденоносности тылов зон субдукции.

Заклячая рассмотрение вопроса о месте молибдена в схеме металлогенической зональности Тихоокеанского пояса, отметим, что его пространственная неустойчивость хорошо согласуется с ранее сделанным выводом об отсутствии резких pT -контрастов на мантийном уровне в поперечном профиле молибденоносных сегментов пояса.

4.5. СООТНОШЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ МЕДНОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Здесь мы рассмотрим совместно меденосные и молибденоносные сегменты Тихоокеанского пояса, их распределение в пространстве геофизических характеристик мантии. Отмеченное ранее сходство в условиях образования разных членов медно-молибденовой

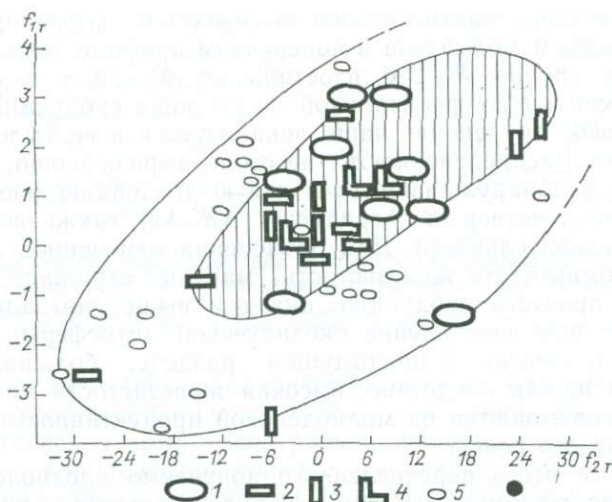


Рис. 17. Зависимость масштаба медного и молибденового порфирового оруденения от проницаемости мантии в тыловой части зоны субдукции.

Провинции Тихоокеанского рудного пояса: 1 — с богатым медным и молибденовым оруденением, 2 — с богатым медным оруденением, 3 — с богатым молибденовым оруденением, 4 — с богатым медно-молибденовым оруденением, 5 — с бедным медным и молибденовым оруденением.

формации отчетливо проступает при использовании индикаторов глубинной миграции флюидов вне зависимости от их специализации (рис. 17). Богатые сегменты пояса, включающие разнообразное оруденение, концентрируются в некоторой сравнительно небольшой области оптимальных значений; сегменты с бедным оруденением занимают преимущественно ее периферию. Заметим, что в данном случае использовались характеристики глубинного строения тыла, которые тем не менее оказались существенными для оруденения, локализованного в разных частях зоны взаимодействия плит.

Некоторые характеристики мантии могут служить индикаторами металлогенической специализации территории. С их помощью можно оценивать соотношение масштабов медного и молибденового оруденения, а также (с учетом известной металлогенической зональности) и отношение Cu/Mo в рудах. Проиллюстрируем это положение зависимостью меденосности и молибденоносности территории от мощности литосферы в разных частях поперечного профиля зоны субдукции. Для получения количественной оценки значимости наблюдаемой зависимости воспользуемся аппаратом дисперсионного анализа. Множество сегментов Тихоокеанского пояса с медным, молибденовым и медно-молибденовым оруденением было случайным образом разбито на два подмножества. В каждом из подмножеств выделены три класса сегментов с различным соотношением меде- и молибденоносности. Усредненные значения рассматриваемых характеристик для каждого класса в каждом из подмножеств приведены в табл. 4.

Мощность литосферы фронта L_{ϕ} , тыла L_{τ} и соответствующий перепад мощности литосферы $L_{\tau-\phi}$ в палеозонах субдукции Тихоокеанского пояса с разной насыщенностью медным и молибденовым оруденением (усл. ед.)

Меденосность сегментов								
Малая			Средняя			Большая		
L_{ϕ}	L_{τ}	$L_{\tau-\phi}$	L_{ϕ}	L_{τ}	$L_{\tau-\phi}$	L_{ϕ}	L_{τ}	$L_{\tau-\phi}$
-9	-4	4	-4	-1	-3	-6	-3	9
0	-3	-6	-2	-1	-5	-7	-6	3
-9	-7	-2	-6	-2	-8	-13	-9	12
0	2	3	-11	-10	-1	1	-2	0
3	2	3	0	-3	-4	-3	-6	-3
3	4	6	-11	-13	-5	-2	-8	-3
3	-1	-3	1	0	0	19	18	6
2	4	-2	-3	-6	-4	15	17	2
5	3	-5	-2	-6	-4	34	35	8

Дисперсионный анализ связи медного и молибденового оруденения с мощностью литосферы

Число степеней свободы	Сумма квадратов			Дисперсионное отношение		
	L_{ϕ}	L_{τ}	$L_{\tau-\phi}$	L_{ϕ}	L_{τ}	$L_{\tau-\phi}$
2	375	273	1	12,7 $F_{2,9}=10,1$ $P=0,995$	17,7 $F_{2,9}=16,4$ $P=0,999$	<1
2	120	127	96	4,05 $F_{2,9}=3,01$ $P=0,9$	8,2 $F_{2,9}=8,02$ $P=0,99$	4,48 $F_{2,9}=4,26$ $P=0,95$
4	307	426	96	5,18 $F_{4,9}=4,72$ $P=0,975$	13,8 $F_{4,9}=12,6$ $P=0,999$	2,24 $F_{4,9}=1,82$ $P=0,96$
9	133	69	96			

Результаты дисперсионного анализа (табл. 5) указывают на существенность (с высокой степенью надежности) выявленных зависимостей. Можно утверждать, в частности, что чем выше мощность литосферы, тем больше шансов встретить богатое медное и бедное молибденовое оруденение, и наоборот. Эта тенденция, однако, проявляется с разной отчетливостью на разных уровнях рудонасыщенности. Иначе говоря, эффект взаимодействия факторов весьма существен.

4.6. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Завершая эту главу, рассмотрим более широкую совокупность медно-молибденовых провинций, включив в нее разновозрастные образования из разных регионов мира. Исходный фактический материал, содержащий и оценку запасов того и другого металла, заимствован из файла рудных месторождений, опубликованного П. Лазничкой в трудах Манитобского университета [62]. Не располагая сведениями о деталях геодинамической позиции оруденения, мы ограничимся учетом осредненных (в пределах провинции) значений геофизических характеристик глубин. Это обстоятельство объясняет некоторую несопоставимость результатов с полученными ранее при анализе материала по Тихоокеанскому поясу.

По рис. 18 видно, что медно-молибденовые провинции с самым различным соотношением ведущих металлов формируются в достаточно широком диапазоне температур и проницаемости мантии. Вместе с тем крупнейшие провинции с запасами более 10 млн. т



Рис. 18. Медное и молибденовое порфировое оруденение в координатах f_0 — T (глобальная выборка).

Провинции: 1 — богатые меденосные, 2 — богатые молибденоносные, 3 — средние по масштабам меденосные, 4 — средние по масштабам молибденоносные.

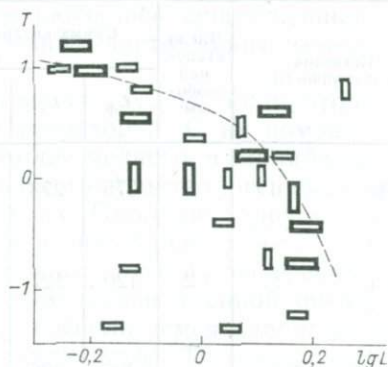


Рис. 19. Медное и молибденовое порфировое оруденение в координатах T — $\lg L$ (глобальная выборка).

Условные обозначения те же, что на рис. 18.

ТАБЛИЦА 6

**Дисперсионный анализ данных о влиянии температуры мантии
на масштаб медно-молибденового оруденения**

Источник изменчивости		Число степеней свободы			Сумма квадратов			Дисперсионное отношение		
А, Б	В	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
Мо	Мо/Си	2	2	1	33	43	2	1,29 $F_{2,9}=1,05$ $P=0,7$	25,9 $F_{2,6}=14,5$ $P=0,995$	<1
Си	Си, Мо	2	1	1	30	8	18	1,17 $F_{2,9}=0,97$ $P=0,65$	9,64 $F_{1,6}=8,81$ $P=0,975$	4 $F_{1,4}=3,3$ $P=0,85$
(Мо)× ×(Си)	(Мо/Си)× ×(Си, Мо)	4	2	1	45	8	8	<1	4,82 $F_{2,6}=3,46$ $P=0,9$	1,78 $F_{1,4}=1,41$ $P=0,7$
Случайные ошибки		9	6	4	115	5	18			

меди возникают только в условиях повышенной проницаемости подкоровых глубин. Рис. 19 также подчеркивает специфическую позицию крупнейших меденосных провинций. Все они занимают сравнительно узкую полосу в координатах T — $\lg L$. При этом повышенной температуре мантии соответствует пониженная мощность литосферы, и наоборот. Сама по себе такая согласованность в вариациях указанных характеристик представляется вполне естественной. Однако поскольку эти вариации выявлены не для планеты в целом, а только на совокупности районов со специфическим рудогенезом, необходимы дополнительные пояснения.

Как было показано ранее [37], подобная зависимость отражает некий эффект компенсации. Чем ниже температура мантии в целом, тем выше ее вязкость (включая вязкость подастеносферного субстрата), тем большая доля перегретого вещества в соответствующих зонах субдукции перераспределяется по астеносферному каналу, обеспечивая его дополнительный разогрев, и наоборот. Таким образом, точки на рис. 19, отвечающие крупнейшим меденосным провинциям, по существу трассируют изотерму, оптимальную для генерации специализированных флюидов на астеносферном уровне. Молибденоносные провинции, как видим, далеко уклоняются от этой изотермы.

Выявленная компенсационная тенденция хорошо объясняет, почему богатые меденосные провинции встречаются в районах, значительно различающихся по мощности литосферы и мантийной температуре. Это не следует понимать, однако, как отсутствие каких-либо статистически проявляемых связей между основными

характеристиками медно-молибденовых провинций и температурой мантии. На существование таких связей указывают результаты дисперсионного анализа соответствующих данных (табл. 6).

В общем случае, т. е. при учете мелких, средних и крупных провинций (выборка А), наблюдается слабая положительная связь запасов меди и молибдена с мантийной температурой. Если же среди меденосных провинций принимать во внимание только средние и крупные объекты (выборка Б), то выявляется сильная связь того же знака. Наконец, если и среди молибденоносных провинций учитывать только средние и крупные (выборка В), то по-прежнему можно утверждать, что с повышением температуры растет масштаб провинции при постоянстве отношения Mo/Cu . При фиксированном масштабе провинции это отношение не меняется с изменением температуры. Однако связь масштаба провинции с температурой неодинакова при разных Mo/Cu -отношениях (эффект взаимодействия факторов).

глава 5

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ПРОВИНЦИИ

5.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

В этой главе речь пойдет только о рудах свинца и цинка. Это значит, что мы не будем различать собственно свинцово-цинковые и полиметаллические провинции, включающие наряду со свинцом и цинком серебро, золото, медь, кадмий, висмут и некоторые другие металлы. Возрастной диапазон свинцово-цинкового оруденения достаточно широк — от среднего—позднего протерозоя до кайнозоя. В отличие от многих других металлов, свинец и цинк не обнаруживают отчетливой тенденции увеличения кларка концентрации в ходе геологической эволюции. В конце данной главы мы коснемся возможного объяснения этого факта.

В некоторых рудных провинциях наблюдаются более или менее отчетливые признаки пространственно-временной (парагенетической) связи свинцово-цинкового оруденения с магматизмом. Наряду с этим известны многочисленные, в том числе достаточно крупные месторождения, которые размещаются в районах, где никакой магматической деятельности не установлено.

Весьма характерно многообразие геолого-тектонических условий размещения рассматриваемого оруденения. Это сочетается с широкими вариациями морфологических и минералого-геохимических характеристик месторождений. Не случайно поэтому специалисты по-разному подходят к выделению и систематике рудных формаций. Одни за основу принимают условия залегания рудных тел и особенности вмещающих пород, другие — соотношение ведущих металлов, третьи пытаются учесть физико-химические особенности рудогенеза и т. д. Неудивительно, что варианты классификаций, предложенных в последние годы М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевским, П. Ф. Иванкиным, А. И. Кривцовым, Э. И. Кутыревым, В. А. Перваго, Г. А. Твалчрелидзе и др., не во всем сопоставимы. Даже при единообразном подходе к выбору деющих признаков одни и те же месторождения попадают в разные классы.

Особенно велики расхождения в трактовке генезиса месторождений. Э. И. Кутырев [22], в частности, выделяя класс согласных месторождений, замечает, что в разные годы их называли осадочными, телетермальными, гидро-

термально-осадочными, эксталяционно-осадочными и т. д. За всем этим кроется неясность в отношении принципиальных вопросов, касающихся причин и механизмов формирования свинцово-цинкового оруденения.

Металлогенисты, стоящие на позициях тектоники литосферных плит [52, 55, 57, 67, 70 и др.], пришли к выводу, что свинцово-цинковое оруденение может формироваться в разных геодинамических обстановках. В пределах океанических акваторий и (или) окраинных морей возникают массивные колчеданные руды, обогащенные медью, цинком и свинцом. На Кипре (массив Троодос), на Ньюфаундленде (район Лаш-Байт), на Урале и в ряде других мест подобные руды слагают прослои в офиолитовых комплексах, которые в виде аллохтонных пластин участвуют в строении горно-складчатых областей.

Другая разновидность колчеданно-полиметаллического оруденения образуется несомненно в островодужной обстановке. Типичным представителем его являются месторождения Куроко на островах Хонсю и Хоккайдо [61, 73]. В нашей стране во многом похожи на них месторождения Алтая, Кавказа (Сомхето-Карабахская зона) и некоторых других районов. По существующим оценкам [22; Перваго В. А., 1975 г.], на долю указанных двух типов оруденения приходится приблизительно треть мировых запасов свинца и цинка.

Ряд крупных полиметаллических месторождений (Салливан в Канаде, Маунт-Айза в Австралии, Раммельсберг в ФРГ и др.), как предполагается [67], образовались в пределах внутриконтинентальных рифтовых зон. В нашей стране подобные месторождения относятся к классу «колчеданно-полиметаллических в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях» [Горжевский Д. И., 1981 г.]. В общем балансе свинцово-цинковых руд их доля не превосходит 20 %.

Наконец, еще одной важной группой являются свинцово-цинковые месторождения, размещающиеся в пределах пассивных окраин континентов (месторождение Наван в Ирландии, рудная провинция в долине р. Миссисипи и др.). В Советском Союзе с ними могут быть сопоставлены свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах. Удельный вес подобных месторождений в мировой экономике примерно такой же, как предыдущей группы. Роль остальных типов свинцово-цинкового оруденения (жильный, скарновый тип и др.) в целом невелика.

Вопрос о геодинамических обстановках формирования свинцово-цинкового оруденения не может считаться окончательно решенным. И это касается не отдельных объектов, не до конца ясными остаются условия образования разных формационных типов оруденения. Это следует хотя бы из того, что среди геологов нет единодушия в оценке геодинамического режима становления офиолитовых комплексов, вмещающих оруденение; не вполне выяснены механизмы, обеспечивающие консервацию фрагментов океанической коры среди континентальных образований. Не исключено, в частности, что «месторождения пассивных окраин» существенно моложе вмещающих их терригенно-карбонатных пород, что сами эти породы в момент рудогенеза находились в иной геодинамической обстановке. Возможно, например, что рудогенез по времени отвечал моменту окончательного закрытия океана, и потому нельзя исключать то или иное влияние процесса субдукции.

Многообразие геодинамических обстановок, в которых реализуется рассматриваемый рудогенез, порождает естественное предположение о сравнительно небольшом числе факторов, определяющих условия сепарации и аккумуляции соответствующих флюидов. С учетом самых общих соображений можно допустить, что оптимальный режим концентрации специализированных флюидов достигается в основном благодаря латеральному градиенту мантийной температуры, в то время как влияние избыточного давления не столь уж существенно. В пользу этого предположения свидетельствует формирование свинцово-цинкового оруденения не только в дальних, но и в ближних тылах зон субдукции, а также в континентальных рифтах, никак не связанных с зонами субдукции. Для континентальных рифтов, в отличие от зон субдукции и коллизии, типичны значительные латеральные перепады температуры, но не избыточного давления.

Таким образом, можно прийти к выводу, что все основные типы свинцово-цинкового оруденения формируются в областях большего или меньшего растяжения (незначительного сжатия). Надо сказать, что к сходным выводам на ос-

новые структурно-геологических наблюдений в последнее время пришли некоторые геологи. Высказывания такого рода можно найти, в частности, в работах Э. И. Кутырева и Г. А. Твалчрелидзе [22, 39 и др.].

С этих позиций становится понятнее приуроченность крупных свинцово-цинковых месторождений к разным интервалам геологического времени без преимущественного накопления этих металлов в образованиях более молодого возраста. Латеральные градиенты мантийной температуры существовали в течение всей геологической истории планеты. Что же касается латеральных градиентов избыточного давления, то их роль непрерывно возрастала и особенно усилилась в мезозойскую и кайнозойскую эры. Для свинцово-цинкового оруденения эта компонента эволюционного тренда физического состояния глубин не столь существенна. В последующих разделах этой главы вопрос о рудогенерирующей роли различных факторов рассматривается более конкретно.

5.2. СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Хорошо известно, что Тихоокеанский рудный пояс не является средоточием основных мировых запасов свинца и цинка. Тем не менее обособленное рассмотрение этой структуры оправдывается помимо всего прочего возможностью ограничиться анализом распределения той части рудных провинций, образование которых связано с процессом субдукции. Имевшийся в распоряжении авторов материал (Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса, опубликованная Е. А. Радкевич) не позволил проследить особенности поведения свинца и цинка отдельно; во всех случаях учитывается суммарная рудонасыщенность территории.

Весь Тихоокеанский рудный пояс был разбит на 84 сегмента, из которых составлено 7 групп, рудонасыщенность которых монотонно убывает от первой к седьмой. Наряду с этим по тому же принципу образовано 4 группы сегментов, в которых учитывалась насыщенность свинцом и цинком только тыловых частей зон субдукции. Эти группы также ранжированы аналогичным образом. Рассмотрение изменения значений геофизических характеристик мантии в разных группах сегментов проведем параллельно для двух вариантов — для общей рудонасыщенности сегментов и рудонасыщенности их тыловых частей.

Изменения мощности литосферы не вполне отчетливые при учете общей рудонасыщенности. Когда же принимается во внимание только оруденение тылов, наблюдается заметное возрастание L_T от первой группы сегментов, где $L_T < 0$, к четвертой. Это означает, что богатое свинцово-цинковое оруденение в тылах зон взаимодействия плит образуется только при избыточно разогретой и приподнятой астеносфере (по отношению к Тихоокеанскому поясу в целом). Перепад мощности литосферы в поперечном сечении зоны во всех четырех группах сегментов положителен: $L_{T-ф} > 0$, т. е. в целом выше среднего для пояса, и возрастает к первой группе. Это указывает на систематический наклон астеносферного канала в тыловую область во всех сегментах, несущих в тылах свинцово-цинковое оруденение. Таким образом, благоприятным

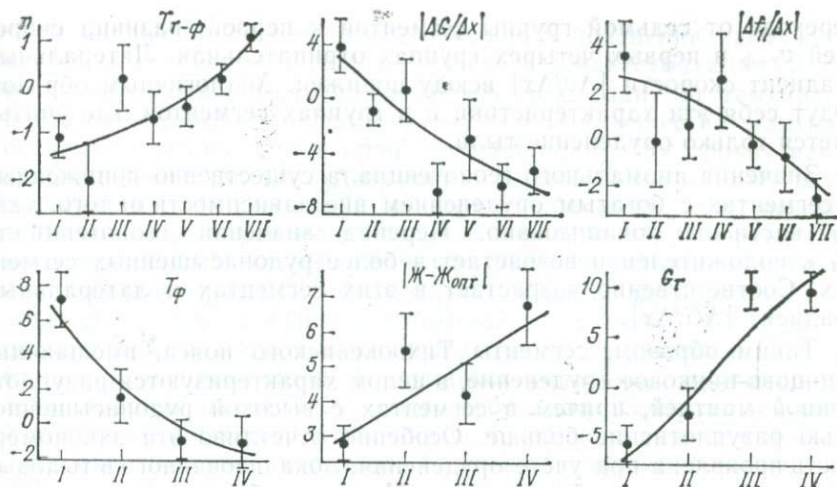


Рис. 20. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной насыщенностью свинцово-цинковым оруденением.

фактором для продуцирования оруденения в тылах зон субдукции является общий избыточный разогрев астеносферы при относительно холодном тыле.

С последним заключением вполне согласуется и распределение мантийной температуры. Она заметно растет в тылах и во фронте сегментов, тылы которых отличаются высокой рудонасыщенностью (рис. 20, нижний ряд кривых), а при учете общей рудонасыщенности сегментов подобной закономерности не наблюдается (верхний ряд). Вместе с тем характеристика $T_{\tau-\phi}$ убывает к богатым сегментам вне зависимости от того, в какой их части размещается оруденение. Перепад температур $|\Delta T|$ максимален в богатых сегментах. Таким образом, насыщение свинцово-цинковым оруденением прямо зависит от общего разогрева мантии и от степени относительного охлаждения тыла.

Во всех четырех группах сегментов с рудоносным тылом $|\Delta \mathcal{J} / \Delta x| < 0$, а $|\mathcal{J} - \mathcal{J}_{\text{opt}}|_{\phi}$ заметно ниже в богатых сегментах вне зависимости от места локализации в них оруденения. Индикаторы проницаемости мантии $f_{0\phi}$ и $f_{0\tau}$ в первых трех группах сегментов из четырех, вмещающих оруденение в тылу, больше нуля, а в четвертой группе — меньше нуля. Аналогичная тенденция, хотя и не столь четкая, обнаруживается в ряду из семи групп сегментов: в первой и второй группах $f_{0\tau-\phi} > 0$, в третьей и четвертой $f_{0\tau-\phi} < 0$. Для формирования богатого оруденения перепад проницаемости должен быть значительным: в первой и второй группах $|\Delta f_0 / \Delta x| > 0$, в третьей и четвертой $|\Delta f_0 / \Delta x| < 0$. Распределения значений характеристик f_1 и f_2 , а также их производных вполне аналогичны рассмотренному для f_0 .

Скорость продольных сейсмических волн в мантии несколько повышенная и обнаруживает слабую тенденцию к снижению при

переходе от седьмой группы сегментов к первой; разница скоростей $v_{т-ф}$ в первых четырех группах отрицательная. Латеральный градиент скорости $|\Delta v/\Delta x|$ всюду понижен. Аналогичным образом ведут себя эти характеристики и в группах сегментов, где учитывается только оруденение тыла.

Значения аномального геопотенциала существенно пониженные в сегментах с богатым оруденением вне зависимости от того, в какой части оно локализовано. Перепад значений геопотенциала $G_{т-ф}$ положителен и возрастает в более рудонасыщенных сегментах. Соответственно возрастает в этих сегментах и латеральный градиент $|\Delta G/\Delta x|$.

Таким образом, сегменты Тихоокеанского пояса, вмещающие свинцово-цинковое оруденение, в целом характеризуются разуплотненной мантией, причем в сегментах с высокой рудонасыщенностью разуплотнение больше. Особенно отчетливо эта закономерность проявлена при учете оруденения, локализованного в тыловых частях зон взаимодействия плит. На фоне общего разуплотнения наблюдается систематическое нарастание плотности в направлении фронт — тыл, и этот перепад плотности максимален в сегментах с богатым оруденением.

Если теперь сопоставить изменения плотности мантийного вещества с изменениями его температуры и положения кровли астеносферы, о чем шла речь раньше, то нетрудно убедиться в их согласованности. Это позволяет с большой долей уверенности предполагать, что в данном случае вариации плотности в основном имеют термическую природу. Все это в совокупности дает возможность в следующем виде представить себе специфику геодинамического режима, способствующую генерации свинцово-цинкового оруденения.

Это оруденение, по крайней мере в пределах Тихоокеанского рудного пояса, в основной своей массе формировалось в зонах взаимодействия литосферных плит. Благодаря повышенной температуре верхней мантии и соответственно пониженной вязкости ее вещества, включая подастеносферный субстрат, литосферная пластина беспрепятственно погружалась в мантию под крутым углом. Такое погружение не создавало значительного избыточного давления даже во фронтальной части зоны взаимодействия плит и не способствовало энергичному перемещению в тылы по астеносферному каналу перегретого вещества из области непосредственного контакта плит. В свою очередь слабо активизировалась астеносфера на удалении от фронта и тем самым тылы сохранялись относительно холодными и плотными. Флюиды, обогащенные свинцом и цинком, в таком резко выраженном градиентном поле температуры концентрировались в холодных тылах, давая начало рудным месторождениям. С этих позиций дополнительное объяснение получает отсутствие тесной пространственной и генетической связи свинцово-цинкового оруденения с магматизмом: в холодных тылах далеко не всегда существуют условия для магмогенеза.

В изложенной схеме дополнительного пояснения заслуживает вопрос о термическом режиме мантии в зонах субдукции. В соответствии с модельными построениями (см. главу 1) температура и определяемые ею реологические свойства вещества мантии не остаются постоянными в процессе субдукции. При прочих равных условиях они зависят от скорости и длительности поступления литосферного материала. Если скорость сближения плит невелика, а исходный разогрев мантии значителен, процесс беспрепятственного поглощения литосферы может быть достаточно длительным (квазистационарным). В этом случае даже во фронтальной части зоны субдукции разогрев и избыточное давление невелики, что создает предпосылки для концентрации здесь флюидов свинцово-цинковой специализации. В подобных условиях, например, длительное время находились зоны субдукции Среднего и Южного Урала, в которых на протяжении всего раннего палеозоя поглощалась океаническая литосфера. В этой обстановке формировались известные колчеданные полиметаллические месторождения (Блявинское и др.).

Если хотя бы одно из перечисленных условий не соблюдается, т. е. если исходный разогрев мантии был незначителен или скорость схождения плит была велика, происходит быстрое накопление в подастеносферном пространстве холодного и вязкого вещества океанической литосферы. При этом существенно меняется соотношение астеносферного и подастеносферного тепломассопереноса, растет избыточное давление на фронте зоны субдукции, а тылы постепенно разогреваются. Рассматриваемая эволюция геодинамического режима глубин определяет эволюцию магмо- и рудогенеза. При этом свинцово-цинковое оруденение, как вытекает из всего изложенного выше, формируется на ранних стадиях этой эволюции, т. е. в начале взаимодействия плит, точнее до того момента, пока не прогрелись тылы зоны субдукции. С таким выводом хорошо согласуются известные факты, касающиеся возрастной последовательности разнотипного оруденения. Свинцово-цинковое оруденение зон субдукции, т. е. типа Куроко, а возможно, и кипрского типа, по возрасту всегда древнее оловянного и вольфрамового, возникающего на стадии интенсивного разогрева тыла, сопровождаемого орогенезом.

Вопрос о пространственно-временном и генетическом соотношении разнотипного оруденения может анализироваться в рамках намеченной схемы. При этом, вероятно, удастся выявить как общие факторы, благоприятные для концентрации флюидных потоков, так и условия, обеспечивающие ту или иную их специализацию. Для большей конкретности обратимся к рис. 21. При его построении принималась во внимание не только свинцово-цинковая, но и общая (суммарная) рудонасыщенность сегментов Тихоокеанского пояса. Из 84 исходных сегментов пояса использована половина: 21 сегмент с самой высокой рудонасыщенностью и 21 с самой низкой. Как видим, почти все сегменты с общей высокой рудонасыщенностью вне зависимости от типа металла оказались

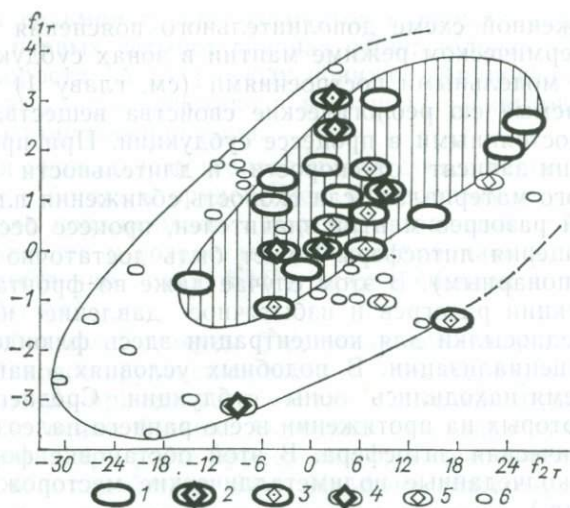


Рис. 21. Свинцово-цинковое оруденение Тихоокеанского рудного пояса в координатах f_{1T} — f_{2T} .

Сегменты: 1—3 — с общей высокой рудонасыщенностью (вещающие свинцово-цинковое оруденение: 2 — весьма богатое, 3 — богатое), 4, 5 — с общей умеренной рудонасыщенностью (вещающие свинцово-цинковое оруденение: 4 — весьма богатое, 5 — богатое), 6 — с общей низкой рудонасыщенностью.

в пределах сравнительно узких интервалов значений f_{1T} и f_{2T} — индикаторов проницаемости мантии в тылу зон взаимодействия литосферных плит. Для свинцово-цинкового оруденения соответствующие интервалы еще более узкие.

3.3. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Обращение к более широкой эмпирической базе позволяет охватить практически все важнейшие формационные типы свинцово-цинкового оруденения. Кроме того, появляется возможность увидеть не вполне одинаковую реакцию свинца и цинка на меняющееся физическое состояние глубин.

Исходный фактический материал — перечень всех известных свинцово-цинковых провинций с отдельной оценкой запасов свинца и цинка в них — заимствован из файла рудных месторождений, составленного П. Лазничкой [62, 66]. Как явствует из рис. 22, и средние и крупные свинцово-цинковые провинции формируются в широком диапазоне температуры и проницаемости мантии. При этом, однако, крупнейшие провинции занимают на рассматриваемом графике сравнительно узкую полосу, располагающуюся симметрично относительно начала координат. Возможно, здесь мы имеем своеобразную компенсацию: при низкой проницаемости мантии существенная концентрация рудоносных флюидов достига-

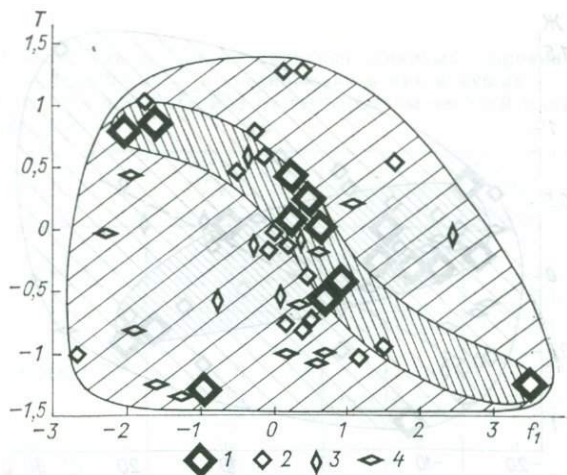


Рис. 22. Свинцово-цинковое оруденение в координатах $T-f_1$ (глобальная выборка).

Провинции: 1 — крупнейшие свинцово-цинковые, 2 — средние свинцово-цинковые, 3 — средние преимущественно свинцовые, 4 — средние преимущественно цинковые.

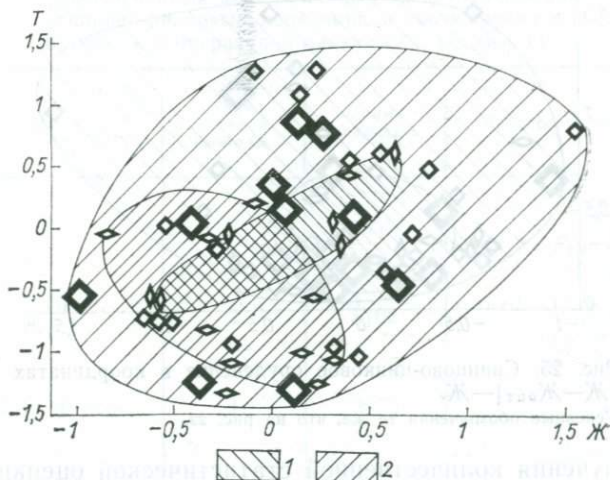


Рис. 23. Свинцово-цинковое оруденение в координатах $T-Ж$ (глобальная выборка).

Области локализации средних по масштабу провинций: 1 — преимущественно свинцовых, 2 — преимущественно цинковых. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 22.

ется только при повышенной ее температуре, и наоборот. Рис. 23—25 дают возможность в наглядной форме убедиться во влиянии глубинных условий на соотношение запасов свинца и цинка в комплексных провинциях.

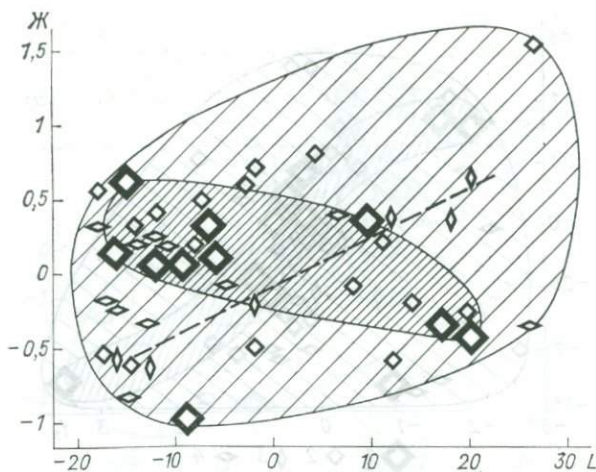


Рис. 24. Свинцово-цинковое оруденение в координатах Ж—L.

Условные обозначения те же, что на рис. 22.

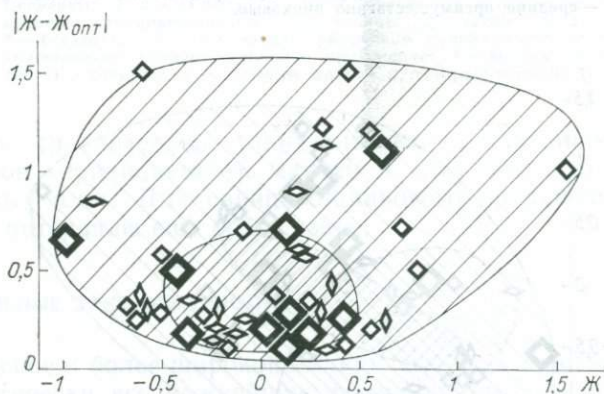


Рис. 25. Свинцово-цинковое оруденение в координатах $|Ж-Ж_{опт}|—Ж$.

Условные обозначения те же, что на рис. 22.

Для получения количественной статистической оценки влияния мантийной температуры на соотношение запасов свинца и цинка в рудных районах воспользуемся процедурой дисперсионного анализа. Исходный фактический материал — запасы металла для 216 рудных районов мира — взят из работы [66]. Как следует из табл. 7 и 8, наиболее богатые провинции (с суммарными запасами свинца и цинка более 1 млн. т) чаще формируются в условиях относительно охлажденной мантии. На первый взгляд, этот вывод находится в противоречии со сделанным ранее при анализе данных по Тихоокеанскому поясу. В действительности же ника-

ТАБЛИЦА 7

Зависимость масштаба свинцово-цинковых провинций $N = \lg [(Pb + Zn)]$ и соотношения в них ведущих металлов $n = \lg (Zn/Pb)$ от температуры верхней мантии (Zn, Pb, тыс. т)

n	$N < 2$	$2 < N < 3$	$N > 3$
$n > 0,5$	25	4	—48
	10	11	—50
	35	15	—98
$0 \leq n \leq 0,5$	8	17	2
	—13	12	—40
	—5	29	—38
$n < 0$	23	—16	—2
	33	—6	—15
	56	—22	—17

ТАБЛИЦА 8

Дисперсионный анализ данных о связи масштаба свинцово-цинковых провинций и соотношения в них свинца и цинка с температурой мантии (Zn, Pb, тыс. т)

Фактор изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов	Дисперсионное отношение
$\lg (Zn/Pb)$	2	352	$F_{2,9} = 1,1$ $P = 0,7$
$\lg (Pb + Zn)$	2	5102	$F_{2,9} = 10,1$ $P = 0,995$
Взаимодействие факторов	4	3070	$F_{4,9} = 1,63$ $P = 0,75$
Случайные ошибки	9	1438	

кого противоречия нет, поскольку оценки относительных значений температуры зависят от принятой точки отсчета — среднего по выборке. В первом случае имелось в виду среднее по Тихоокеанскому рудному поясу, во втором — среднее для глобальной совокупности рудных районов. Из табл. 8 следует также, что в наиболее крупных провинциях с повышением мантийной температуры относительная доля свинца статистически значимо увеличивается.

ОЛОВЯННЫЕ И ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ

6.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВЯННЫХ ПРОВИНЦИЙ

Возраст оловянного оруденения варьирует в широких пределах — от протерозоя до кайнозоя. Наиболее крупные и богатые концентрации этого металла приурочены к мезозойской эре. В целом, как отметил М. И. Ициксон [1958 г.], прослеживается тенденция возрастания роли оловянных провинций в ходе геологической истории. Д. В. Рундквист и некоторые другие специалисты объясняли эту закономерность таким эволюционным усложнением строения земной коры, при котором оказываются возможными процессы, приводящие к концентрациям, превосходящим кларк в 1000 раз. Как будет ясно из дальнейшего, решающее значение в этом отношении, возможно, имеют другие факторы.

Практически все оловянные скопления являются послескладчатыми; они возникают на стадии орогенеза и (или) при складчато-глыбовом тектогенезе. Весьма типична их локализация в поперечных разрывных нарушениях.

В металлогенической зональности олово чаще всего располагается где-то между медно-порфировым и полиметаллическим оруденением. В ряде случаев наблюдается отчетливая генетическая связь оловянного оруденения с гранитоидами и вулканитами повышенной (калиевой) щелочности — продуктами ободенных, насыщенных летучими магм. Иногда, однако, оруденение тяготеет к малым интрузиям диоритового и габброидного состава. В этом случае безусловно можно говорить только о его парагенетической связи с магматизмом. Существенно, что несмотря на отчетливую пространственно-временную, а подчас и генетическую связь оловянного оруденения с производными коровых магм, многие ведущие специалисты по совокупности геолого-геохимических признаков пришли к выводу о несомненном мантийном источнике этого металла [49; Барсуков В. Л., 1978 г.].

По минералого-геологическим признакам выделяется несколько групп оловянных формаций. Важнейшее значение имеет силикатно-сульфидная группа, подчиненное — силикатно-кварцевая и силикатно-карбонатная [Материков М. П., 1978 г.]. Все формации могут рассматриваться в качестве членов единого генетического ряда. Между ними постоянно наблюдаются постепенные переходы как по вертикали, так и в латеральном направлении. Известны случаи, когда с единым интрузивным комплексом связаны разнотипные формации (бочелазский комплекс Сихотэ-Алиня, изученный Э. П. Изухом). Все это позволяет в рамках предпринятого исследования при выделении оловоносных районов и провинций не учитывать формационную специфику оруденения.

С плейт-тектонических позиций все крупнейшие оловянные месторождения формируются либо в зонах субдукции, либо в зонах коллизии литосферных плит [58, 66, 70]. В частности, как полагают А. Х. Митчелл и М. С. Гарсон [67, 68], крупнейшая провинция Центральномалакского пояса в Юго-Восточной Азии возникла в процессе столкновения плит. Заметим, что если генетическая связь оловоносности с субдукционным процессом сомнений не вызывает, то многие существенные детали коллизийного магмо- и рудогенеза пока остаются не вполне ясными. Олигоценовые граниты Высоких Гималаев, являющиеся, по мнению ряда специалистов, типичным порождением континентальной коллизии, практически безрудны. Вместе с тем более детальный анализ строения зон столкновения континентальных масс приводит к выводу, что и в этой геодинамической обстановке процессы гранитоидного магнеобразования также нередко протекают в условиях субдукции. Только при этом поглощается не океаническая, а континентальная литосфера (см. главу 10).

Сравнительно небогатые оловянные провинции могут формироваться и в условиях континентального рифтогенеза. Не исключено, однако, что и в этом случае имело место влияние субдукционного процесса. Так, например, мезо-

зойский оловорудный пояс Монголо-Забайкальской области, пространственно и генетически связанный с рифтогенным процессом, вероятно, был «подготовлен» позднепалеозойской субдукцией. В данном случае мезозойское рифтообразование обеспечило проникновение на коровый уровень оловоносных флюидов, аккумуляировавшихся в тылах палеозойской зоны субдукции.

В большинстве случаев позиция оловорудных месторождений в зональной структуре рудных поясов объясняется аккумуляцией специализированных флюидов в ближних тылах зон субдукции, т. е. там, где избыточное давление не столь велико [27]. По этой же причине наблюдается тяготение оловянных месторождений к поперечным разрывным нарушениям — трансформным разломам, которые в этом отношении оказываются эквивалентными тыловым частям зон субдукции. В зависимости от глубины магмогенеза в пределах трансформных разломов могут выплавляться и щелочные базальтоиды и высококальциевые риолиты. С последними, по наблюдениям В. А. Баскиной [1984 г.], парагенетически связано оловянное оруденение Сихотэ-Алиня.

С плейт-тектонических позиций иное объяснение получает также упомянутая выше эволюционная тенденция. Анализируя закономерности распределения оловорудных провинций в пределах Тихоокеанского кольца [27], авторы пришли к выводу о формировании оловоносных флюидных потоков только в условиях значительного перепада избыточного давления в зонах субдукции. Такой перепад давления вызывается не только скоростью сходящихся плит, но главным образом реологией мантии, определяющей условия размещения поглощаемого литосферного материала. Эволюционное охлаждение недр приводит к тому, что в ходе геологической истории взаимодействие литосферных плит все чаще протекает в пределах относительно более вязкого податеносферного субстрата; в свою очередь это приводит к более напряженной субдукции, которая сопровождается длительным перепадом избыточного давления.

Попутно заметим, что индикаторами термической деградации недр и возрастания избыточного давления служат процессы не только рудогенеза, но и магматизма и метаморфизма. В частности, в ходе геологической эволюции возрастает роль таких типичных продуктов метаморфизма высоких давлений и низких температур, как глаукофановые сланцы. Таким образом, формирование крупнейших оловорудных провинций в мезозойскую эру, вероятно, является прямым следствием прогрессирующего охлаждения мантии и обусловленного им возрастания перепада давления на конвергентных границах литосферных плит.

6.2. ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Не подлежит сомнению, что Тихоокеанский рудный пояс включает все без исключения крупнейшие оловоносные провинции мира. О роли этой планетарной структуры можно судить по опубликованным оценкам ежегодного производства олова, достигающего здесь 200 тыс. т металла, в то время как на долю всех остальных регионов приходится не более 15—20 тыс. т.

Обращает на себя внимание резкая неравномерность в распределении олова по простиранию пояса. В пределах его Австрало-Азиатской ветви оловоносные провинции, сменяя друг друга, прослеживаются почти непрерывной полосой на 18 тыс. км. Американская же ветвь пояса в целом бедна этим металлом. Крупные скопления олова известны лишь в Боливии. Столь резко выраженная металлогеническая асимметрия давно уже являлась предметом пристального внимания геологов. Большинство из них искали

причины в неодинаковом строении земной коры на западе и востоке Тихого океана [Ициксон М. И., 1979 г.; Радкевич Е. А., 1980 и др.].

Авторы данной книги, касаясь проблемы металлогенической асимметрии [27], пришли к выводу о несомненной связи оловоносности с неоднородностями мантии, которые, в частности, отмечаются аномалиями гравитационного потенциала. Эти аномалии в свою очередь трактовались как индикаторы геодинамического режима. В настоящее время имеется возможность проанализировать эту проблему со значительно большей детальностью.

Как было отмечено выше, при анализе геодинамических условий формирования оловоносных провинций допустимо опираться на базовую модель взаимодействия литосферных плит. Мелкомасштабные палеотектонические реконструкции, выполненные в последние годы, позволили с достаточной уверенностью определять положение палеозон субдукции в пределах Тихоокеанского пояса и устанавливать пространственную сопряженность с ними оловянных проявлений.

С учетом целей исследования, как и при анализе меденосности, весь Тихоокеанский рудный пояс был разбит на 84 сегмента, из которых затем было получено 5 групп с оловоносностью, убывающей от первой группы к пятой в соответствии с рядом стандартных отклонений: 2,0; 1,7; 1,3; 0,9 и 0,6. Это дало возможность проследить изменения значений геофизических характеристик глубин при переходе от сегментов с бедным оруденением к сегментам с богатым и очень богатым оруденением.

Мощность литосферы в трех первых группах сегментов выше средней для пояса в целом. Перепад значений этой характеристики на интервале фронт — тыл зоны субдукции, а также градиент $|\Delta L/\Delta x|$ невелики в пределах богатых сегментов.

Температура мантии и во фронтальной и в тыловой частях зон субдукции, отвечающих первым трем группам сегментов, явно понижена по сравнению со средней для пояса в целом (рис. 26). Вместе с тем перепад мантийной температуры по линии фронт — тыл несколько повышен в первой группе сегментов и понижен в остальных. Это может указывать на весьма умеренный разогрев тыла. Железистость фронта и тыла повышена только в первой группе сегментов и слабо меняется вкост зоны субдукции: $|\Delta J/\Delta x| < 0$. Интересно, что значения характеристики $|J - J_{\text{опт}}|$ убывают от первой группы к пятой. Забегая вперед, отметим, что по этому признаку богатые оловом сегменты отличаются от сегментов, насыщенных другими металлами. Проницаемость мантии, равно как и градиенты проницаемости, в богатых сегментах незначительны.

Скорость продольных сейсмических волн в мантии и значения аномального геопотенциала повышены. При этом наблюдается тенденция роста характеристик $v_{\text{т-ф}}$ и $G_{\text{т-ф}}$ от первой группы сегментов к пятой. Это опять-таки указывает на относительно слабый разогрев тыла. Таким образом, на фоне уплотненной

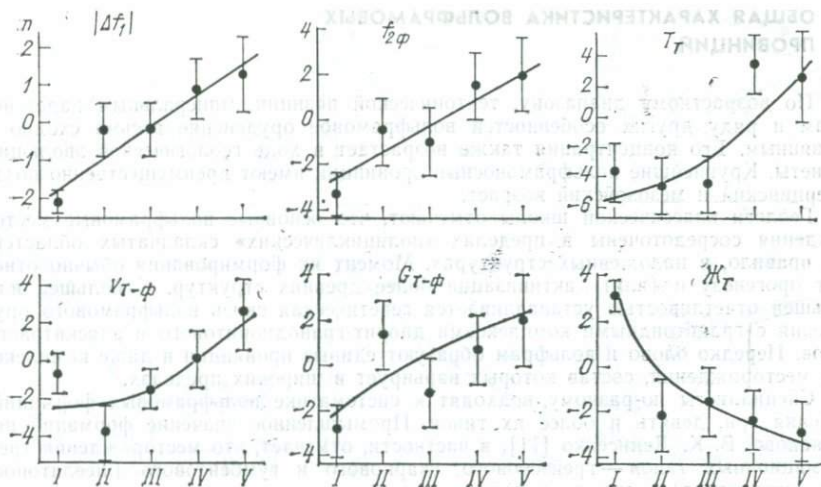


Рис. 26. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной насыщенностью оловянным орудением.

мантии выявляется лишь незначительное разуплотнение в тыловой области, что согласуется с отмеченным выше изменением мантийной температуры по линии фронт — тыл. Вместе с тем латеральные градиенты разуплотнения незначительны ($|\Delta \sigma / \Delta x| < 0$ и $|\Delta G / \Delta x| < 0$ во всех пяти группах сегментов).

В совокупности вариации рассматриваемых характеристик позволяют следующим образом представить себе условия формирования богатых оловоносных провинций. Эти провинции возникают только в таких зонах взаимодействия литосферных плит, которые подстилаются достаточно плотной, охлажденной мантией, с повышенным содержанием железистого компонента. Поперечные (вкрест простираения зоны субдукции) градиенты температуры, мощности литосферы и плотности мантии невелики, что позволяет предполагать существование достаточно протяженного астеносферного канала, в пределах которого происходит сепарация и аккумуляция оловоносных флюидов. Тыл зоны субдукции по сравнению с фронтом разогрет незначительно. Таким образом, мантийной рудогенерирующей системой служит расположенный сравнительно глубоко протяженный с пониженной мощностью астеносферный канал, в пределах которого в процессе субдукции устанавливается сравнительно невысокий (для Тихоокеанского пояса) градиент температуры и давления. С этих позиций понятно, почему в горных сооружениях Тетиса до сих пор не встречено по-настоящему крупных месторождений олова. Их формированию здесь препятствовала слишком высокая температура мантии, частично связанная с процессом раскола Пангеи.

6.3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

По возрастному диапазону, тектонической позиции, минеральным парагенезисам и ряду других особенностей вольфрамовое оруденение весьма сходно с оловянным. Его концентрация также возрастает в ходе геологической эволюции планеты. Крупнейшие вольфрамоносные провинции имеют преимущественно позднегерцинский и мезозойский возраст.

Геологи классической школы отмечают, что основные вольфрамовые месторождения сосредоточены в пределах «полициклических» складчатых областей, как правило, в наложенных структурах. Момент их формирования обычно отвечает орогенезу и (или) активизации более древних структур. С большей или меньшей отчетливостью устанавливается генетическая связь вольфрамового оруденения с гранитоидными комплексами диорит-гранодиоритового и аляскиотового типов. Нередко олово и вольфрам образуют единые провинции и даже комплексные месторождения, состав которых варьирует в широких пределах.

Специалисты по-разному подходят к систематике вольфрамовых формаций, выделяя три, девять и более их типов. Промышленное значение формаций неодинаково. В. К. Денисенко [11], в частности, отмечает, что месторождения трех формационных типов — грейзенового, скарнового и гумбеитового (шеелитоносных штокверков), среди которых встречаются гиганты, заключающие до 100 тыс. т металла, в совокупности обеспечивают приблизительно 94 % общих запасов WO_3 . Многие специалисты обращают внимание на постепенные переходы между формационными типами, на полиформационность всех крупнейших рудных провинций и даже крупных месторождений. Это обстоятельство позволяет при достижении интересующих нас целей не учитывать формационную специфику рассматриваемых провинций и рудных районов.

В плит-тектоническом плане у оловянного и вольфрамового оруденения также много общего. Ведущие типы рудных формаций того и другого металла образуются в сходных геодинамических обстановках. Крупные месторождения вольфрама известны и в островных дугах, и на активных окраинах континентов, и, что более проблематично, в пределах коллизионных орогенов. Во всех случаях, таким образом, мы видим зоны сближения и взаимодействия литосферных плит. Вольфрамовое оруденение, как правило, подобно оловянному, размещается в близких тылах этих зон. Вольфрамоносность вполне однотипных геодинамических обстановок варьирует в широких пределах, обнаруживая зависимость от еще слабо изученных особенностей геодинамического режима.

6.4. ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В этой грандиозной структуре наряду с медью, молибденом и оловом сосредоточены основные мировые запасы вольфрама. Поскольку вольфрамоносные сегменты пояса лишь частично совпадают с оловоносными, их рассмотрение целесообразно провести независимо. Было выделено 6 групп сегментов, вольфрамоносность которых, выраженная в долях стандартного отклонения, убывает от первой к шестой группе: 2,0; 1,7; 1,5; 1,3; 1,0 и 0,6 соответственно. Как и ранее, проследим закономерности изменения геофизических характеристик глубин в ряду выделенных групп сегментов.

Систематического изменения мощности литосферы в сегментах с разной рудонасыщенностью не наблюдается. Температура мантии в целом заметно повышена: из шести сегментов в пяти $T_{\phi} > 0$ и в

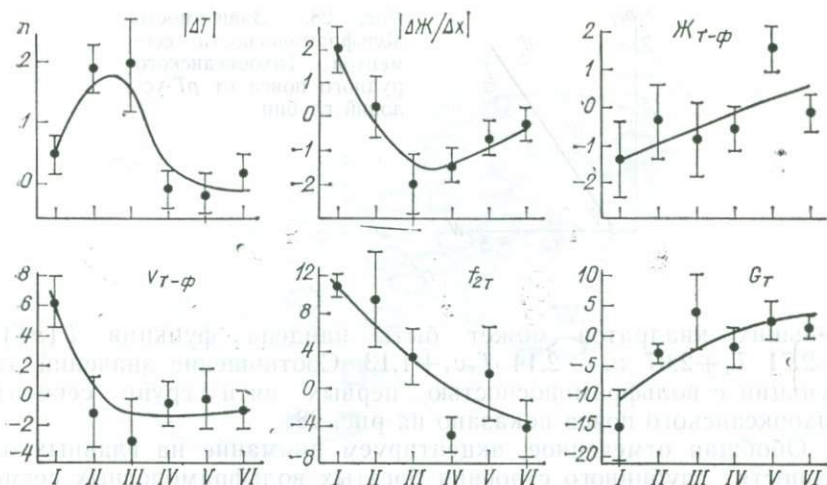


Рис. 27. Геофизическая характеристика сегментов Тихоокеанского рудного пояса с различной насыщенностью вольфрамовым орудением.

четырех $T_T > 0$. Этим вольфрамоносные сегменты принципиально отличаются от оловоносных. Перепад температуры $T_{T-\phi}$ слабо возрастает от первой группы к шестой, также указывая на общий повышенный разогрев астеносферного канала. Величина $|\Delta T|$ обнаруживает общую тенденцию к убыванию при переходе от богатых сегментов к бедным (рис. 27); в пяти группах $|\Delta T / \Delta x| > 0$. Это означает, что вольфрамоносные флюиды, в отличие от оловоносных, формируются в условиях значительного температурного перепада в поперечном профиле зоны.

В этом же направлении меняется железистость мантии: в первых двух группах градиенты $|\Delta J / \Delta x|$ положительные, в остальных отрицательные. Это изменение, однако, отличается от установленного при анализе оловоносности. В богатых вольфрамом сегментах $J_{T-\phi} < 0$, в оловоносных — наоборот. Проницаемость мантии в целом невелика, но в пределах богатых сегментов несколько увеличивается в направлении тыла.

Скорость продольных сейсмических волн в целом повышенная, особенно заметно в тылах богатых сегментов: в первой группе $v_{T-\phi} > 0$, в остальных $v_{T-\phi} < 0$; во всех шести группах $|\Delta v / \Delta x| < 0$. Напомним, что в оловоносных сегментах распределение этих характеристик почти противоположное. Столь же различно и распределение гравитационного потенциала. Его значения заметно понижены в богатых вольфрамоносных сегментах, вместе с тем латеральный градиент $|\Delta G / \Delta x|$ сравнительно невелик.

Зависимость вольфрамоносности от pT -условий глубин становится более отчетливой при использовании нелинейных функций от индикаторов температуры и избыточного давления. Так, например, если в качестве индикаторов взять T_T и v_T , то методом наи-

меньших квадратов может быть найдена функция $F(pT) = 2,71 T_T + 2,07 v_T - 2,14 T_T v_T + 1,13$. Соотношение значений этой функции с вольфрамоносностью первых пяти групп сегментов Тихоокеанского пояса показано на рис. 28.

Обобщая отмеченное, акцентируем внимание на главных особенностях глубинного строения богатых вольфрамоносных сегментов Тихоокеанского пояса. Все они подстилаются разогретой и разуплотненной мантией с пониженным содержанием железистого компонента. Мощность литосферы близка к средней для пояса в целом. Тылы зон субдукции по сравнению с их фронтом несколько разуплотнены.

Эти особенности проливают свет на причины пространственного обособления вольфрамоносных и оловоносных площадей, но вместе с тем заставляют искать объяснения тех далеко не единичных случаев, когда эти площади совпадают. Отметим поэтому и то общее в глубинном строении сегментов, что роднит рассматриваемые металлы. Первостепенное значение в этом плане имеет достаточно протяженный и сглаженный поперечный профиль зоны взаимодействия плит, о чем свидетельствуют пониженные латеральные градиенты почти всех геофизических характеристик. Можно полагать, что это создает условия «мягкой сепарации» рудоносных флюидов. Заметим еще, что выявленные резкие различия в pT -условиях мантии для олова и вольфрама в полной мере относятся лишь к сегментам первой группы, включающей самое богатое оруденение. Различия между сегментами последующих групп не столь резкие. Это и приводит к возникновению условий, в равной мере благоприятных для разнотипного рудогенеза, проявляющегося в комплексных месторождениях и рудных провинциях.

Иллюстрацией последнего вывода может служить также рис. 29. При его построении из 84 сегментов Тихоокеанского рудного пояса был выбран 21 сегмент с высокой общей рудонасыщенностью (существенно выше средней) и 21 сегмент с относительно низкой (ниже средней). На рисунок вынесены также данные об оловоносности и вольфрамоносности сегментов Тихоокеанского пояса (для удобства восприятия условные значки строго не совмещались, даже если они относились к одному и тому же сегменту). Как видим, преобладающая часть оловоносных и вольфрамоносных сегментов попадает в область сосредоточения сег-

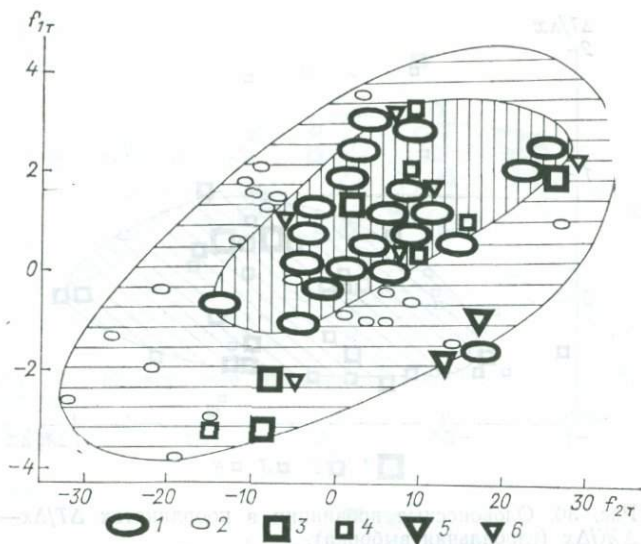


Рис. 29. Оловоносные и вольфрамоносные сегменты Тихоокеанского рудного пояса в координатах $f_{1\tau}$ — $f_{2\tau}$.

Сегменты: 1 — с высокой общей рудонасыщенностью, 2 — с низкой общей рудонасыщенностью, 3, 4 — оловоносные (3 — богатые, 4 — бедные), 5, 6 — вольфрамоносные (5 — богатые, 6 — бедные).

ментов с общей высокой рудонасыщенностью. Дальнейшее рассмотрение этого вопроса мы продолжим на базе более обширной информации.

6.5. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Как и ранее, будем опираться на файл рудных месторождений и провинций, опубликованный П. Лазничкой [62]. Это дает возможность учесть кроме мезозойских провинций Тихоокеанского пояса и другие — размещающиеся в более древних структурах. Для удобства сравнительного анализа рассмотрим в различных геофизических координатах две выборки провинций — оловянных и вольфрамовых по 47 объектов в каждой, а затем объединенную выборку из 94 объектов (рис. 30—32). Из-за отсутствия достаточно надежных региональных геодинамических реконструкций авторы не имели возможности оперировать такими информативными показателями, как изменчивость параметров мантии вкост простирания палеозон субдукции. Вместо этого использовались максимальные значения (при учете всех азимутов) латеральных градиентов геофизических характеристик типа $\Delta G/\Delta x$, $\Delta v/\Delta x$ и др. Как видим, выявляемые таким путем закономерности согласуются с установленными ранее для Тихоокеанского рудного пояса: богатые фанерозойские оловорудные провинции формируются в достаточно узком диапазоне pT -условий глубин.

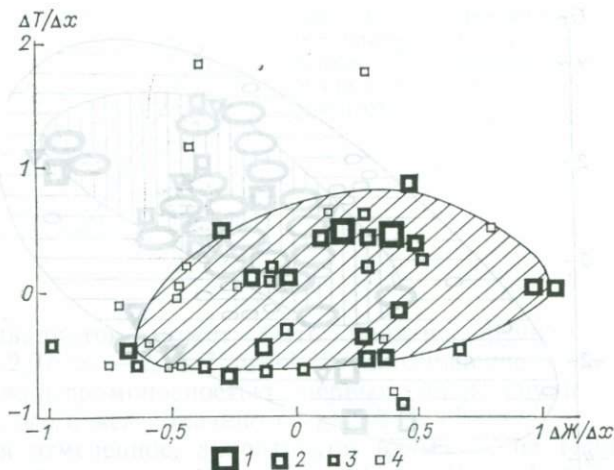


Рис. 30. Оловоносные провинции в координатах $\Delta T/\Delta x$ — $\Delta Ж/\Delta x$ (глобальная выборка).

Разномасштабные провинции: 1 — крупнейшие, 2 — крупные, 3 — средние, 4 — мелкие.

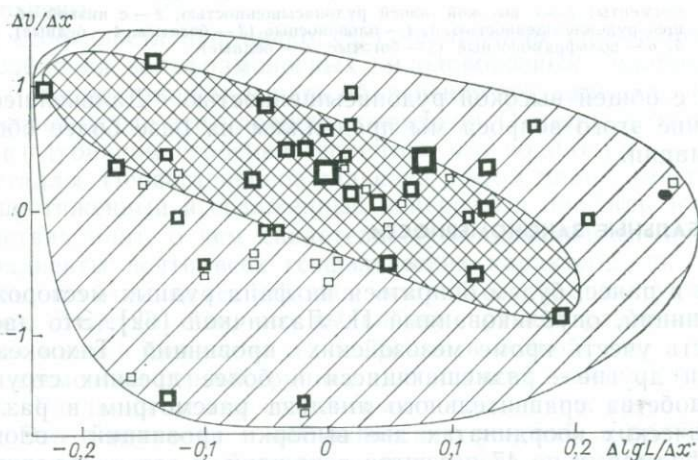


Рис. 31. Оловоносные провинции в координатах $\Delta v/\Delta x$ — $\Delta \lg L/\Delta x$.

Условные обозначения те же, что на рис. 30.

Богатые вольфрамовые провинции (рис. 33, 34), как и в выборках по Тихоокеанскому поясу, отличаются по особенностям физического состояния глубин от оловянных. Все это согласуется с представлениями о том, что по крайней мере на протяжении фанерозоя геодинамические условия рудогенеза принципиально не менялись. Объединенная выборка провинций (рис. 35, 36) позволяет в наглядной форме увидеть закономерные различия в геофи-

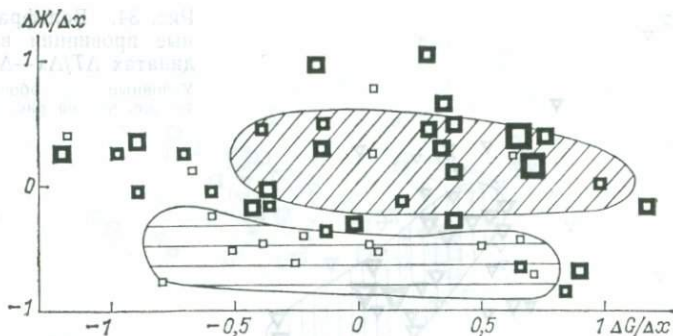


Рис. 32. Оловоносные провинции в координатах $\Delta Ж/\Delta x$ — $\Delta G/\Delta x$.

Условные обозначения те же, что на рис. 30.

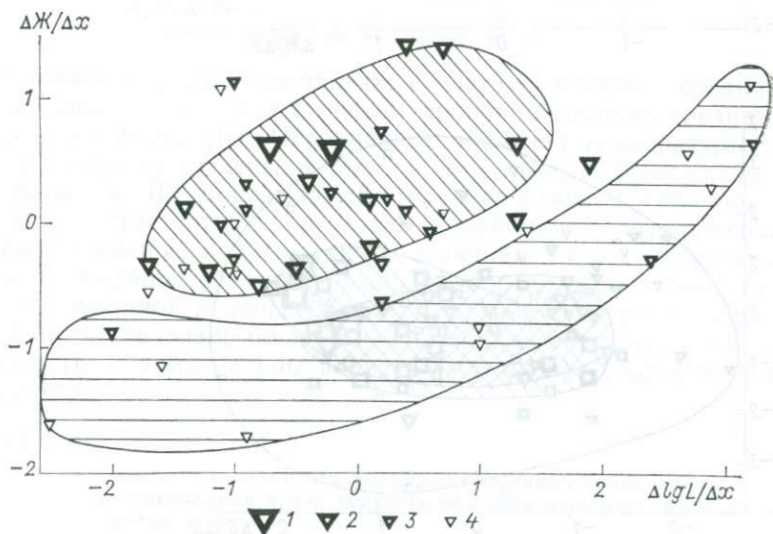


Рис. 33. Вольфрамоносные провинции в координатах $\Delta Ж/\Delta x$ — $\Delta \lg L/\Delta x$ (глобальная выборка).

Разномасштабные провинции: 1 — крупнейшие, 2 — крупные, 3 — средние, 4 — мелкие.

зических характеристиках оловянных и вольфрамовых провинций. Фигуративные точки, соответствующие самым крупным провинциям каждого металла, как правило, несколько смещены в пространстве рассматриваемых характеристик. Объекты среднего и мелкого масштаба дают перекрывающиеся друг друга поля.

В заключение рассмотрим зависимость вольфрам-оловянного отношения W/Sn и суммарных запасов провинций $W+Sn$ от температуры мантии. Прибегнем для этого к технике дисперсионного анализа. Исходный фактический материал — провинции с разными

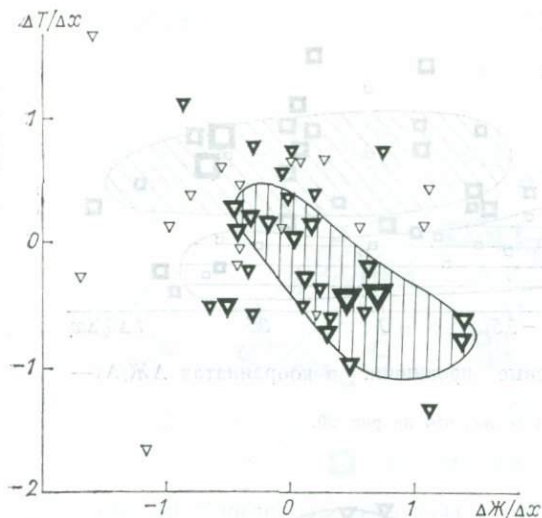


Рис. 34. Вольфрамоносные провинции в координатах $\Delta T/\Delta x$ — $\Delta Ж/\Delta x$.
Условные обозначения те же, что на рис. 33.

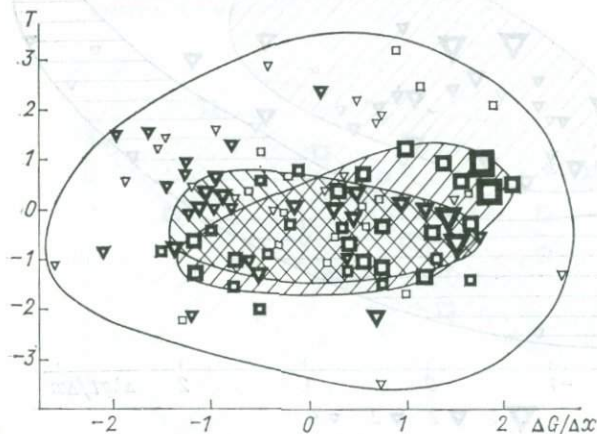


Рис. 35. Оловоносные и вольфрамоносные провинции в координатах T — $\Delta G/\Delta x$.

Условные обозначения те же, что на рис. 30, 33.

суммами и отношениями запасов металлов были объединены в 4 группы. В первую и вторую вошли существенно вольфрамовые провинции — с высоким отношением W/Sn , в третью — существенно оловянные провинции — с относительно низким отношением W/Sn , в четвертую — крупные существенно оловянные провинции — также с низким отношением W/Sn .

В каждой из перечисленных групп случайным образом были организованы две подгруппы, в пределах которых проводилось осреднение значений мантийной температуры. Описанная процеду-

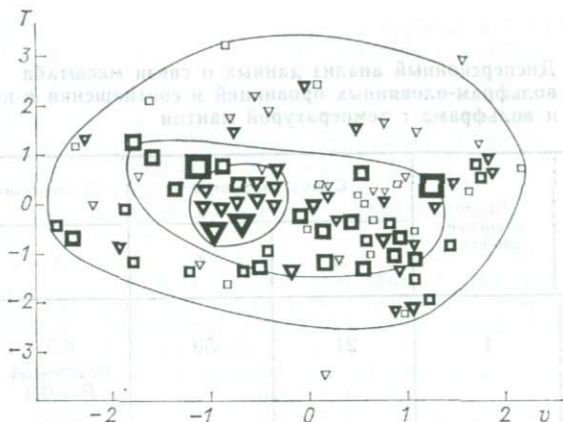


Рис. 36. Оловоносные и вольфрамоносные провинции в координатах $T-v$.

Условные обозначения те же, что на рис. 30, 33.

ра выполнялась в двух вариантах: с учетом мелких, средних и крупных провинций (А) и с учетом провинций только среднего и крупного масштаба (Б). Осредненные значения температуры для групп и подгрупп сведены в табл. 9. Результаты дисперсионного анализа (табл. 10) показывают, что с увеличением температуры мантии возрастает отношение W/Sn в провинциях. Эта тенденция с высокой степенью надежности устанавливается вне зависимости от способа подбора объектов (выборки А и Б). Отчетливой зависимости суммарной рудонасыщенности от температуры не выявляется. Этого и следовало ожидать, принимая во внимание полярную зависимость от температуры вольфрама и олова (слагаемых суммы $W+Sn$).

ТАБЛИЦА 9

Зависимость масштаба вольфрам-оловянных провинций и соотношения в них ведущих металлов от температуры верхней мантии

Отношение W/Sn	Масштаб провинции			
	Средний		Большой	
	А	Б	А	Б
Высокое	4 1 — 5	3 —3 — 0	—1 1 — 0	5 7 — 12
Низкое	—2 —1 —3	—3 0 —3	—4 —1 —5	—5 0 —5

**Дисперсионный анализ данных о связи масштаба
вольфрам-оловянных провинций и соотношения в них олова
и вольфрама с температурой мантии**

Фактор изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов		Дисперсионное отношение	
		А	Б	А	Б
W/Sn	1	21	50	6,5 $F_{1,4}=4,54$ $P=0,9$	5,4 $F_{1,4}=4,54$ $P=0,9$
W+Sn	1	6	12,5	1,84 $F_{1,4}=1,81$ $P=0,75$	1,35 $F_{1,4}=1,1$ $P=0,65$
Взаимодей- ствие факторов	1	0	24,5	< 1	2,65 $F_{1,4}=2,4$ $P=0,8$
Случайные ошибки	4	13	37		

ГЛАВА 7 РТУТНЫЕ ПРОВИНЦИИ

7.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОВИНЦИЙ

Геология, геохимия и металлогения ртути достаточно хорошо изучены. Благодаря исследованиям А. А. Саукова, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука и ряда других геологов выявлены многие важные закономерности в изменчивости состава и условий размещения ртутных месторождений, провинций* и поясов планетарного масштаба. Установлено, что подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений связано с деятельностью низкотемпературных гидротермальных растворов глубинного (подкорového) происхождения. Во многих случаях, но не всегда обнаруживается парагенетическая связь ртутного оруденения с вулканитами преимущественно основного состава и с малыми интрузиями.

Весьма характерны локализация оруденения в пределах зон крупных разломов, дренирующих подкорové глубины, а также сосредоточение всех основных ртутных провинций в поясах планетарного уровня. Формирование рудных концентраций, как правило, приурочено к завершающим стадиям тектоно-магматической активности в регионах или к проявлениям вторичной активизации древних структур. По мнению В. А. Кузнецова [8], разделяемому многими дру-

* Под ртутноносными провинциями авторы понимают пространственно обособленные области распространения ртутного оруденения, отвечающие ртутно-рудным поясам в таксономической схеме В. П. Федорчука [45].

гими специалистами, практически все наиболее крупные и богатые ртутные провинции имеют сравнительно молодой — мезозойский и кайнозойский, реже позднегерцинский — возраст.

Перечисленные закономерности, лежащие в основе металлогенических построений классической школы, допускают геодинамическую интерпретацию. В этом плане заслуживает внимания небольшая, но весьма содержательная статья В. В. Масленникова [26]. В ней рассмотрены важнейшие геодинамические условия образования ртутного оруденения. Как станет ясно из дальнейшего, результаты, полученные нами, во многом совпадают с выводами, содержащимися в указанной публикации.

Совокупность структурно-геологических и геохимических наблюдений заставляет предполагать прямую генетическую связь ртутоносных флюидов, формирующих концентрации этого металла в верхних горизонтах земной коры, с мантийным тепломассопереносом на астеносферном уровне. Есть все основания считать также, что основная масса ртутных объектов формируется в краевых частях литосферных плит — в пределах зон их взаимодействия. В основном это дальние тылы зон субдукции — области относительного растяжения, некоторые трансформные разломы, а также тылы зон континентальной коллизии. Отсутствие крупных ртутных месторождений во фронтальных частях зон субдукции, по мнению В. В. Масленникова, объясняется возгонкой и интенсивным рассеянием металла. Скорее всего, однако, природа этой закономерности иная. Вблизи переднего края перекрывающей плиты чаще преобладает сжатие, препятствующее образованию каналов для подъема ртутных эманаций. Ртуть вместе с другими компонентами, весьма чувствительными к давлению, в основном мигрирует в тылы зон субдукции.

Как справедливо подчеркивает В. В. Масленников [26], на дивергентных границах литосферных плит сколько-нибудь значительные ртутные месторождения отсутствуют. Здесь, по его выражению, происходит «ртутный выдох» планеты с рассеянием металла в атмосфере.

Для высвобождения ртути из кристаллических горных пород и для перехода ее в подвижную форму требуется сравнительно невысокий разогрев. Непременным условием концентрации ртутоносных флюидов, порождающих обширный класс телетермальных месторождений, являются достаточно устойчивые градиенты избыточного давления, обеспечивающие эффективную сепарацию в пределах астеносферного канала. Такие условия обычно реализуются в достаточно мощной и жесткой литосфере.

Отмеченные условия формирования ртутных месторождений проливают свет на причины их исключительно молодого возраста. С одной стороны, в силу термической деградации земных недр постепенно растет мощность литосферы, что при прочих равных условиях создает более высокие градиенты избыточного давления на конвергентных границах литосферных плит, а это обеспечивает более эффективную сепарацию летучих. С другой стороны, как справедливо отметил В. В. Масленников [26], определенную роль в этом играют процессы регенерации оруденения, систематически приводящие к его омоложению.

Вероятно, оба отмеченных фактора оказывают существенное влияние, поскольку наряду со ртутью другие — менее летучие — рудные элементы, образующие телетермальные месторождения, обнаруживают сходную эволюционную тенденцию. Как подметил Д. В. Рундквист [35], доля телетермальных рудных объектов систематически растет в ходе геологического развития Земли.

Источником фактического материала в проводившемся исследовании послужили многочисленные публикации по основным ртутоносным провинциям и районам мира. Среди них особо ценными оказались работы В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука, П. В. Бабкина и некоторых других геологов. Кроме того, использовалась картотека ртутных месторождений и рудопроявлений, которую передала авторам З. В. Сидоренко, много лет посвятившая изучению этого полезного ископаемого. В общей сложности было учтено 190 разновозрастных и разномасштабных рудных объектов, в совокупности характеризующих все основные ртутные провинции мира, почти целиком сосредоточенные в трех планетарных поясах: Тихоокеанском (99), Средиземноморском (51) и Центральноазиатском (30 объектов).

7.2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализировался широкий спектр геологических условий размещения и формирования рудных объектов: размеры и форма рудных полей, структурный тип оруденения (согласные, секущие тела), преобладающие углы падения рудных тел, возраст, степень дислоцированности и метаморфизма вмещающих толщ, пространственно-временная близость магматических проявлений различного типа, текстуры и качество руд, стадийность и способ рудоотложения (метасоматоз, выполнение полостей), особенности гидротермальных изменений и ряд других характеристик. В большинстве своем учитываемые переменные оказались коррелированными между собой, что, вообще говоря, известно и обычно принимается во внимание при выделении структурных и промышленных типов месторождений.

При характеристике минерального состава руд учитывалось процентное содержание киновари, метациннабарита, самородной ртути, антимонита, арсенопирита, реальгара, минералов селена, теллуридов, блеклых руд (швацита), сульфидов свинца, меди, железа, а также содержание кварца, халцедона, барита, магнезиально-железистых карбонатов, гидрослюд, флюорита и битумов. В настоящее время минеральные парагенезисы ртутных и ртутьсодержащих месторождений изучены с большой подробностью; они учитываются при выделении рудных формаций. Объединение здесь минералогических данных в единую выборку затушевало «внутриформационные» связи и на первый план выступили не очень сильные положительные корреляции между всеми рудными минералами, отражающие влияние различий между богатыми и бедными рудами. Соотношение между минералогией и геологическими условиями размещения месторождений также указывает на преимущественное влияние вариаций масштаба оруденения.

Обратимся теперь к влиянию мантийных неоднородностей на состав и строение ртутных скоплений, о чем можно судить по соотношению геологических условий проявления ртутной минерализации с геофизическими характеристиками мантии (табл. 11). Довольно слабые, но статистически значимые связи свидетельствуют, что крупные рудные поля, в пределах которых преобладают согласные тела с массивной текстурой руд, и малые интрузии чаще наблюдаются в областях повышенного разогрева и повышенной проницаемости мантии.

Столь же закономерные связи устанавливаются между распространенностью минералов в месторождениях и геофизическими характеристиками мантии (табл. 12). По всей видимости, эти связи отражают преимущественно вариации интенсивности и полноты (степени завершенности) процесса сепарации рудоносных флюидов. Сепарация же контролируется геодинамическим режимом: чем интенсивнее процесс поглощения океанической литосфе-

**Корреляционные связи между условиями проявления
минерализации в ртутных провинциях и геофизическими
характеристиками мантии**

Геологические условия проявления ртутной минерализации	Характеристики мантии		
	f_0	f_2	T
Магматизм			
Распространенность магматических образований	-0,2	(-0,2)	(-0,1)
Пространственно-временная совмещенность с малыми интрузиями	0,3	-0,3	0,3
Вмещающие толщи			
Дислоцированность	0,1	-0,2	(0,1)
Степень метаморфизма	0,2	-0,2	—
Площадь рудного поля	0,3	-0,2	0,2
Рудные тела			
Доля секущих тел	-0,2	0,2	(0,1)
Падение тел	-0,2	0,3	0,1
Доля массивных руд	0,2	-0,2	0,1

Примечания. 1. 95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,14$. 2. В скобках указаны значения частных коэффициентов корреляции при фиксированных значениях других геофизических характеристик.

ТАБЛИЦА 12

**Корреляционные связи между распространенностью минералов
в рудах ртутных провинций и геофизическими характеристиками
мантии**

Распространенность минералов	Геофизические характеристики				
	f_0	f_2	ΔK	Γ	$\lg L$
Амордная ртуть		(-0,1)			-0,2
Металлическая ртуть	0,1	-0,3	-0,2	(0,2)	(-0,1)
Селенопирит	(0,1)		(-0,1)	(-0,2)	(-0,1)
Минералы					
меди	0,2	-0,3	0,1		0,1
вольфрама	0,1	-0,1	0,1		0,1
селена	0,2	-0,4	0,2	0,4	
теллура			(-0,2)	(-0,2)	(-0,1)
Сфалерит	0,1	-0,2	0,2		0,1
Пирит	0,2	-0,3	0,2		
Сидерит		0,1	-0,1	0,2	-0,2
Олово	(0,3)	(0,1)		0,2	-0,3
Варц	-0,2	0,3	-0,1		-0,1
Спальмеры	0,2	-0,2			0,1

ТАБЛИЦА 13

Вариации геофизических характеристик мантии в ртутных провинциях, различающихся минеральным составом руд

Содержание минералов в рудах	Метациннабарит					Арсенопирит					Теллуриды				
	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$
Умеренное	3	5	2	-1	3	-1	0	5	-3	0	5	11	-2	-2	0
	3	9	2	-1	-1	-9	-5	-2	1	3	12	4	-1	-2	2
	-4	12	3	-1	7	-7	-1	6	3	3	-4	-3	2	-2	4
	<u>2</u>	<u>26</u>	<u>7</u>	<u>-3</u>	<u>9</u>	<u>-17</u>	<u>-6</u>	<u>9</u>	<u>1</u>	<u>6</u>	<u>13</u>	<u>12</u>	<u>-1</u>	<u>-6</u>	<u>6</u>
Значительное	6	-6	-2	1	-5	4	3	0	5	0	0	3	-5	-6	-4
	2	-6	-1	0	0	-3	-7	2	11	7	7	-5	-3	-8	-2
	2	-5	2	3	-1	2	6	1	5	-1	-1	-1	-4	-6	3
	<u>10</u>	<u>17</u>	<u>-1</u>	<u>4</u>	<u>-6</u>	<u>3</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>21</u>	<u>6</u>	<u>6</u>	<u>-3</u>	<u>-12</u>	<u>-20</u>	<u>-3</u>

ТАБЛИЦА 14

Результаты однофакторного дисперсионного анализа данных о связи распространенности метациннабарита, арсенопирита и теллуридов в рудах с геофизическими характеристиками мантии ртутных провинций

Показатели	Метациннабарит					Арсенопирит					Теллуриды				
	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$
Приращение геофизической переменной при увеличении распространенности минерального компонента	>0	<0	<0	>0	<0	>0	>0	<0	>0	>0	<0	<0	<0	<0	<0
Дисперсионное отношение F	1	48	4,5	6,9	3,2	4,4	0,4	0,6	0,1	5	0,2	1,2	7,5	4,8	1,6
Критическое значение $F_{1,4}$	0,99	31,3	3,3	4,54	2,4	3,3	0,12	0,55	0,12	4,54	0,12	1,1	4,54	31,3	1,41
Доверительная вероятность P	0,6	0,99	0,85	0,9	0,8	0,85	0,25	0,5	0,25	0,9	0,25	0,65	0,9	0,99	0,7

Примечание. Подчеркнуты надежно устанавливаемые изменения геофизических характеристик.

ры, чем выше разогрев и проницаемость мантии, тем более разнообразен минеральный состав месторождений. Это касается большинства рудных и жильных минералов. Исключение составляет широко распространенный кварц, корреляционные связи которого объясняются его комплементарностью рудным компонентам.

Аналогичные соотношения сохраняются и при генерализации исходных данных до уровня провинций; табл. 13 дает представление об изменчивости геофизических характеристик мантии в провинциях с различной распространенностью метациннабарита, арсенопирита и теллуридов. Из выборок провинций со значительным и умеренным (низким) содержанием каждого из трех названных минералов случайным образом были составлены три подвыборки, а затем получены соответствующие им усредненные значения геофизических характеристик. Как видим, в большинстве случаев выборки дают качественно однотипные вариации учитываемых переменных, согласующиеся с корреляционными связями, приведенными в табл. 12.

Как показывает дисперсионный анализ (табл. 14), в большинстве случаев рассматриваемые соотношения могут считаться установленными с высокой степенью надежности. Надежность еще более возрастает ($P \geq 0,975$) при одновременном учете всех трех указанных минералов. Количество метациннабарита, арсенопирита и теллуридов выше в рудах тех провинций, которые отличаются повышенной железистостью мантийного вещества (табл. 15). Возрастает распространенность метациннабарита и теллуридов и с повышением кровли астеносферы (табл. 16). Этот результат пред-

ТАБЛИЦА 15

Дисперсионный анализ данных о соотношении распространенности метациннабарита, арсенопирита и теллуридов в рудах с железистостью вещества мантии ртутных провинций

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов	Средний квадрат	Дисперсионное отношение
Общее изменение распространенности минералов	$2-1=1$	35	35	8,4; $F_{1,12}=6,55$; $P=0,975$
Качественное изменение минерального состава руд	$3-1=2$	57,2	28,6	6,9; $F_{2,12}=5,1$; $P=0,975$
Взаимодействие	$(3-1) \times (2-1)=2$	1,8	0,9	<1
Случайные ошибки	$(3-1) \cdot 6=12$	50	4,15	
Итого	$18-1=17$	144		

Дисперсионный анализ данных о соотношении распространенности метатинабарита и теллуридов в рудах с изменением глубины астеносферы в пределах ртутных провинций

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов	Дисперсионное отношение
Общее изменение распространенности минералов	$2-1=1$	48	$4,8; F_{1,6}=4,54; P=0,9$
Качественное изменение минерального состава руд	$2-1=1$	0	
Взаимодействие	$(2-1)(2-1)=1$	3	<1
Случайные ошибки	$(3-1) \cdot 4=8$	80	
Итого	$12-1=11$	131	

ставляет определенный интерес в связи с построениями региональной минералогии, поскольку наряду с известной зависимостью минерального состава руд от локальных условий разгрузки гидротерм в верхних горизонтах земной коры вскрывается и влияние региональных процессов мантийного уровня.

7.3. ПРИМЕСИ В РУДАХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ФОН РТУТНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Рассматривалась изменчивость содержания в рудах сурьмы (обычного спутника ртути), свинца—цинка и золота. Из литературы известны примеры месторождений, в которых содержание этих компонентов меняется согласованно. В глобальной же выборке слабая положительная корреляционная связь установлена только между примесями золота и свинца—цинка.

Соотношение между минеральным и химическим составом руд также хорошо изучено в разных типах месторождений и в отдельных рудных провинциях. При анализе глобальной выборки выявляются прежде всего тесная положительная связь между содержанием сурьмы и антимонита — основной формы концентрации этого металла, а также существенная положительная корреляция свинца и цинка с самородным селеном, золота — с селеном и теллуридами.

При характеристике металлогенического фона ртутных провинций учитывалась их насыщенность сурьмяной, свинцово-цинковой, золотой, золото-серебряной, мышьяковой, медноколчеданной и ба-

ТАБЛИЦА 17

Общие парные коэффициенты корреляции между содержанием металлов-примесей в рудах ртутных месторождений и геофизическими характеристиками мантии

Металлы-примеси	Геофизические характеристики			
	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T
Sb	0,1	—0,1	0,0	0,2
Pb—Zn	0,3	—0,4	0,2	0,2
Au	0,3	—0,3	0,1	0,2
95 %-ная зона значимости для ρ при $ r > 0,14$.				

риевой минерализацией. Связи между распространенностью перечисленных видов проявлений в большинстве своем слабые. Можно говорить только о преимущественной ассоциированности свинцово-цинковой минерализации с сурьмяной, а золотой — с сурьмяной и медноколчеданной.

Примеси в рудах ртутных месторождений далеко не всегда отражают особенности металлогенического фона провинций. Можно отметить только слабую положительную корреляцию между насыщенностью провинций сурьмяной и золотой минерализацией и концентрацией этих металлов в рудах; аналогичная связь со свинцово-цинковыми проявлениями отсутствует; при повышенном золото-серебряном фоне провинции содержание свинца и цинка в ртутных рудах, как правило, ниже.

Содержание рассматриваемых примесей в рудах существенно зависит от особенностей физического состояния мантии (табл. 17). Концентрация сурьмы и особенно золота и свинца—цинка возрастает при повышении проницаемости, железистости и температуры мантии. Влияние положения верхней кромки астеносферы в этом отношении несущественно.

Особого внимания заслуживает вопрос о влиянии глубинных условий на соотношение количества и качества примесей в рудах и металлогенического фона ртутных провинций. Данные, которые приведены в табл. 18, построенной аналогично табл. 13, выявляют ряд закономерностей. Уклонение зон проницаемости от широтного простирання (характеристика f_2) и пониженная железистость мантии отрицательно влияют на сурьмяную компоненту металлогенического фона провинции, но не на состав руды ртутных месторождений. Для состава руды в этом плане существенны вариации температуры мантии: чем она выше, тем больше сурьмы в ртутных рудах (тем более высокотемпературным считается месторождение). Влияние электромагнитной (реологической) контрастности мантии и мощности литосферы существенно нелинейное. Дисперсионный анализ рассматриваемых данных (табл. 19) показывает, что доминирующий вклад вносит квадратичная составляющая

Вариации геофизических характеристик мантии в ртутных провинциях, различающихся насыщенностью сурьмяными месторождениями и содержанием сурьмы в рудах ртутных месторождений

Содержание сурьмы в рудах	Участие сурьмы в металлогенетическом фоне ртутных провинций														
	Малое					Среднее					Большое				
	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$
Малое	1	22	-2	-10	5	6	9	2	-9	-4	-5	6	7	-2	0
	-18	-16	0	-8	-3	-12	-4	0	-5	0	5	-6	5	0	4
	-1	0	-7	7	-7	-7	12	7	6	0	5	-9	1	1	-3
	15	0	-1	4	-13	6	-1	9	2	23	-9	-5	-4	-5	14
	-3	6	-10	-7	-18	-7	16	18	-6	19	-4	-14	9	-6	15
Среднее	-25	-31	-6	-3	-14	10	13	3	-9	-1	10	11	4	1	-31
	6	-2	0	8	-18	10	13	3	-9	-1	-7	3	2	11	-9
	15	2	4	6	-19	-4	3	-8	0	-4	13	-10	2	-2	5
	24	1	1	2	1	4	6	3	-5	-8	-8	-10	-5	-7	9
	20	-30	-1	13	-50	20	35	1	-23	-14	8	-6	3	3	-26
Большое	-24	23	1	6	7	4	13	-7	-9	5	-10	1	6	10	-8
	-22	-5	2	-4	-17	-5	3	-7	0	-4	8	13	10	5	5
	-4	4	-7	0	-5	5	1	7	2	17	6	-6	2	6	12
	6	-5	5	5	17	10	-7	0	9	7	-8	-10	-5	-7	9
	-44	17	1	7	2	14	10	-7	2	25	-4	-2	13	14	18

Результаты дисперсионного анализа данных о зависимости содержания сурьмы в рудах ртутных месторождений (рассеянная форма) и количества сурьмяных месторождений в пределах ртутных провинций (концентрированная форма) от вариации геофизических характеристик мантии

Переменные	Сурьма в металлогеническом фоне ртутных провинций					Примесь сурьмы в рудах ртутных месторождений			
	f_0	f_2	χ	T	$\lg L$	f_0	f_2	T	$\lg L$
Изменение геофизической переменной при увеличении концентрации сурьмы:									
линейное приращение	>0	<0	>0		>0	<0	<0	>0	>0
центральная разность	>0	>0		<0	>0	>0	>0		<0
Дисперсионное отношение F :									
для линейной составляющей	0,28	0,1	2,0		1,9	0,15	0,1	1,8	0,3
для квадратичной составляющей	0,84	2,6		1,7	1,8	2,6	0,85		6,5
Критическое значение $F_{1,27}$	0,7	2,25	1,7	1,7	1,7	2,25	0,7	1,7	5,63
Доверительная вероятность P	0,6	0,85	0,8	0,8	0,8	0,85	0,6	0,8	0,975

Примечание. Оставлены только те геофизические характеристики, для которых устанавливается существенная связь (при имеющемся объеме выборки и точности данных).

ТАБЛИЦА 20

Вариации геофизических характеристик мантии в ртутных провинциях, различающихся насыщенностью свинцово-цинковыми месторождениями и содержанием свинца и цинка в рудах ртутных месторождений

Содержание свинца и цинка в рудах	Участие свинца и цинка в металлогеническом фоне ртутных провинций									
	Малое					Большое				
	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$
Малое	1	5	-6	-8	2	-15	-7	1	-8	-16
	7	11	3	1	10	1	-4	7	-3	-2
	1	-5	-2	8	7	-8	-10	-5	-7	9
	9	11	-5	1	19	-22	-21	3	-18	-9
Большое	-4	2	3	-6	-10	4	-12	1	-4	5
	-11	-13	1	-6	-11	9	-4	2	6	11
	4	-10	4	-6	-5	8	-6	0	8	4
	-11	-21	8	-18	-26	21	-22	3	10	20

ТАБЛИЦА 21

Результаты дисперсионного анализа данных о зависимости содержания свинца и цинка в рудах ртутных месторождений (рассеянная форма) и количества свинцово-цинковых месторождений в пределах ртутных провинций (концентрированная форма) от вариации геофизических характеристик мантии

Переменные	Свинец и цинк в металлогеническом фоне ртутных провинций (M)		Примесь свинца и цинка в рудах ртутных месторождений (Π)				$(M \times \Pi)$ — взаимодействие				
	f_2	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	$\lg L$	f_0	f_2	$\mathcal{K}$	T	$\lg L$
Изменение геофизической переменной при увеличении концентрации свинца и цинка	< 0	> 0	> 0	< 0	> 0	< 0					
Дисперсионное отношение F	2,1	0,76	0,85	2,1	1	0,64	3,8	2	1	4,8	10,5
Критическое значение $F_{1,3}$	1,9	0,74	0,74	1,9	0,92	0,5	3,46	1,9	0,92	3,46	10
Доверительная вероятность P	0,8	0,6	0,6	0,8	0,65	0,5	0,9	0,8	0,65	0,9	0,98

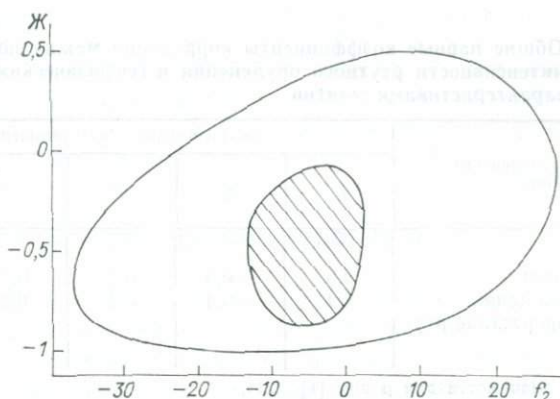


Рис. 37. Положение ртутных месторождений, руды которых содержат в существенных количествах теллуриды, в координатах $Ж-f_2$.

Заштрихована область локализации ртутных месторождений с особо высоким содержанием теллуридов.

изменчивости концентрации сурьмы в зависимости от физического состояния глубин.

Аналогичное изучение поведения свинца и цинка (табл. 20, 21) также показывает существенность влияния мантийных неоднородностей (с доверительной вероятностью 0,5—0,98).

Рассмотренный материал дает основание предполагать, что не только поведение ведущего рудного компонента, но и поведение его элементов-спутников во многом контролируются геодинамическим режимом мантии. При этом максимальное содержание той или иной примеси в рудах достигается при некотором оптимальном сочетании глубинных условий и, следовательно, при некоторых определенных значениях индикаторов этих условий. Иллюстрацией может служить зависимость количества теллуридов в рудах ртутных месторождений от характеристик структурной и вещественной неоднородности мантии (рис. 37).

7.4. МАСШТАБ РТУТНЫХ ПРОВИНЦИЙ

С практической точки зрения наибольший интерес представляют связи характеристик мантии с масштабом ртутных проявлений. Эти связи закономерно возрастают при переходе от содержания металла в руде к его запасам в месторождении и далее к масштабу провинции в целом (табл. 22). В последнем случае связь оказывается достаточно тесной и качественно подобной той, что отмечалась при анализе примесей в рудах. Чем выше проницаемость мантии, определяющая условия концентрации и транспортировки рудных флюидов, и чем сильнее общий разогрев мантии, тем крупнее ртутные провинции. Влияние повышенной железистости ман-

Общие парные коэффициенты корреляции между показателями интенсивности ртутного оруденения и геофизическими характеристиками мантии

Показатели интенсивности оруденения	Геофизические характеристики				
	f_0	f_2	$\mathcal{H}$	T	$\lg L$
Масштаб провинции	0,5	-0,5	0,2	0,4	-0,2
Масштаб месторождения	0,4	-0,4	0,2	0,2	-0,2
Качество руд (содержание ртути)					-0,2

95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,14$.

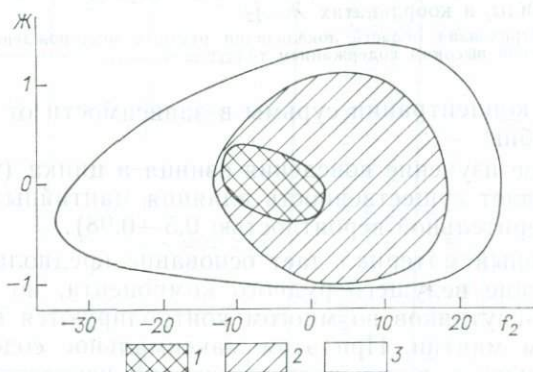


Рис. 38. Положение ртутных провинций в координатах $\mathcal{H}$ — f_2 .

Провинции: 1 — крупнейшие, крупные, 2 — средние, 3 — мелкие.

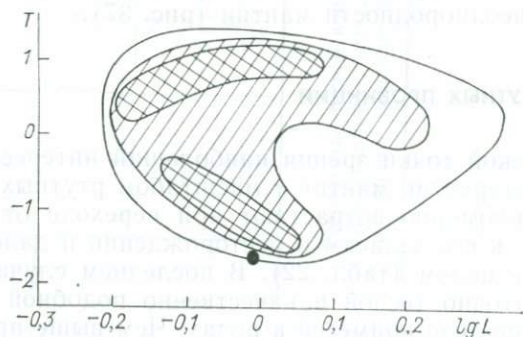


Рис. 39. Положение ртутных провинций в координатах T — $\lg L$.

Условные обозначения те же, что на рис. 38.

тии и положения верхней кромки астеносферы не столь существенно.

Представление о некотором оптимальном диапазоне глубинных условий, при котором формируются наиболее крупные объекты, подтверждается анализом их распределений в пространстве учитываемых характеристик мантии (рис. 38, 39).

7.5. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РТУТНОГО РУДОГЕНЕЗА

Дальнейшее рассмотрение интересующих нас соотношений продолжим с использованием процедуры факторного анализа (метода главных компонент). Первый фактор с особо высокими нагрузками включает геофизические характеристики глубин и масштаба ртутных проявлений (табл. 23). Очевидно, что этот фактор отражает соотношения, отмеченные ранее при анализе общих парных коэффициентов корреляции. Существенно, что один и тот же фактор определяет изменчивость и ртутных месторождений, и включающих их провинций. Это отражает прежде всего хорошо известный факт зависимости масштаба провинций от присутствия в них пусть единичных, но достаточно крупных месторождений. Иными словами, вариации масштаба провинций определяются вариациями не экстенсивности, а интенсивности оруденения. Кроме того, однотипность связей и месторождений и провинций заставляет предполагать доминирующее влияние режима формирования рудоносных флюидов в мантии, а не условий их разгрузки в земной коре.

С умеренно высокими нагрузками в первый фактор входят содержания примесей в рудах: $+0,3 \text{ Sb}$, $+0,5 \text{ (Pb—Zn)}$, $+0,4 \text{ Au}$ — при практически нулевых нагрузках на соответствующие характеристики металлогенического фона провинций. Такая особенность пространственного распределения элементов-спутников ртути, вероятно, объясняется зависимостью их поведения как от интенсивности флюидного потока, так и от степени его металлогенической специализированности. При этом вариации содержания примесей в рудах определяются преимущественно интенсивностью поступления рудоносных растворов, а при формировании металлогенического фона оба влияния в равной мере существенны; будучи противоположно направленными, они взаимно компенсируются.

Таким образом, с учетом всего изложенного первый фактор может интерпретироваться как совокупное влияние на рудогенез режима генерации специализированного флюида и условий его поступления в верхние горизонты земной коры. Разные проявления рудогенеза подвержены этим влияниям в неодинаковой мере.

Второй фактор практически не имеет отношения к собственно ртутному оруденению. С особо высокими нагрузками в него входят: мощность литосферы ($-0,7 L$), интервал времени между формированием вмещающих пород и рудогенезом [$-0,8 \lg (t_1/t_2)$] и золотоносность провинций ($+0,6 \text{ Au}$). Значения второго фактора

Результаты факторного анализа характеристик ртутного рудогенеза

Фактор	Вес фактора, %	Масштаб оруденения		Геодинамический режим и термические условия мантии					Возраст оруденения
		провинций	месторождений	f_0	f_2	ΔK	T	L	$\lg (t_1/t_2)$
F_1	30	+0,7	+0,6	+0,7	-0,8	+0,4	+0,6		
F_2	16				+0,3	-0,4	+0,3	-0,7	-0,8
F_3	12	-0,3				+0,3		+0,3	
F_4	9		+0,4						

обнаруживают систематическую компоненту изменчивости в ряду разновозрастных месторождений. Повышенные значения его преобладают среди объектов молодых складчатых областей (Кордильеры Северной Америки, Охотско-Чукотский пояс), пониженные — среди объектов областей палеозойской складчатости (Алтае-Саянская область, Кавказ).

Тем не менее нет оснований считать, что второй фактор отражает чисто эволюционную тенденцию. Приподнятость кровли астеносферы (сокращенная мощность литосферы) в данном случае не является только следствием молодой тектоно-магматической активности (мы оперируем со значениями L , приведенными к эпохе рудогенеза). Вероятно, фактор отражает влияние интегрального итога геодинамической истории регионов. Сокращенная мощность литосферы при общем умеренном разогреве мантии указывает на процессы активного тепломассопереноса на астеносферном уровне, при котором кроме всего прочего создаются благоприятные условия для формирования золотоносных флюидов.

Третий фактор — чисто металлогенический. Он определяет согласованные вариации металлогенического фона провинций и примесей в рудах ртутных месторождений, которые никак не связаны с возрастом и тектонической позицией. Нагрузки на геофизические характеристики мантии невелики. Единообразие знаков у факторных нагрузок не позволяет считать эту компоненту изменчивости отражением комплементарности процессов рассеяния — концентрации вещества. Можно думать, что в данном случае мы имеем дело с различиями в региональной геохимической специализации глубин, порожденной более ранними тектоно-магматическими событиями.

В четвертый фактор с повышенными нагрузками входят исключительно характеристики состава руд. Чем больше в них сурьмы (антимонита), тем при прочих равных условиях меньше свинца, цинка, золота, теллуридов, и наоборот. Высокие и низкие значения фактора встречаются в пределах единой провинции. Можно полагать поэтому, что фактор отражает сугубо локальные вариации физико-химических условий гидротермального рудоотложения.

Изотопы малых элементов	Металлогенетический фон провинции			Состав оруденения					
				Примеси в рудах			Минералы		
	Sb	Pb—Zn	Au	Sb	Pb—Zn	Au	Антимонит	Теллуриды	Битумы
0,5				+0,3	+0,5	+0,4		+0,4	+0,3
	+0,3		+0,6						-0,3
	+0,6	+0,4	+0,3	+0,6	+0,3	+0,3	+0,5	+0,3	-0,3
	+0,3			+0,4	-0,3	-0,4	+0,6	-0,3	

Возможно, тут сказывается проявление латеральной металлогенетической зональности и (или) различной степени эродированности месторождений.

Итак, четыре интерпретируемых фактора в совокупности определяют приблизительно 67 % суммарной дисперсии рассматриваемой системы переменных. Существенно, что в распределении значений факторов не наблюдается каких-либо систематических различий в зависимости от класса (генетической группы) и минерального типа месторождений. Высокие и низкие значения факторов приходятся как на плутогенные, так и на вулканогенные и телетермальные (эпитептермальные) объекты. Это может объясняться тем, что общепринятая генетическая систематика ртутных проявлений, в отличие от вытекающей из проведенного факторного анализа, не отражает влияния тех рудообразующих процессов, которые контролируют масштабы ртутных проявлений. Действительно, как известно, среди крупных ртутных провинций можно встретить образования самых различных минеральных типов и генетических групп.

7.6. СООТНОШЕНИЕ ВКЛАДОВ РАЗНЫХ ФАКТОРОВ В ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК РТУТНЫХ ПРОВИНЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Процедура регрессионного анализа позволяет получить количественную оценку вкладов всех проинтерпретированных факторов в изменчивость исходных характеристик изучаемых объектов (разложение переменных по типу разложения Карунена—Лоэва). На рис. 40 показана роль четырех рассмотренных факторов при формировании разномасштабных ртутных провинций. Во всех случаях получено удовлетворительное соответствие между реально наблюдаемыми отклонениями индивидуальной оценки масштаба провинции от среднего по выборке $X - \bar{X}$ и алгебраической суммой вкладов четырех факторов $\sum F_i (i=1, \dots, 4)$. При этом наиболее

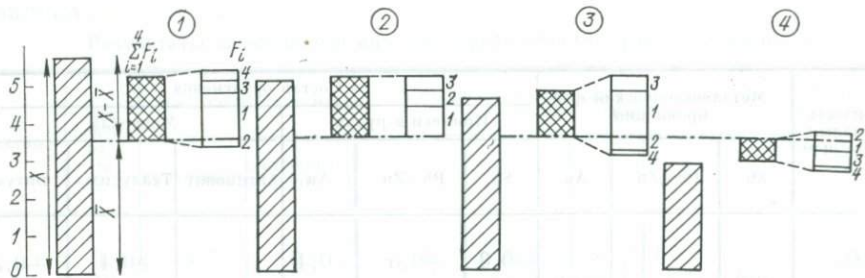


Рис. 40. Разложение по вкладам первого — четвертого факторов отклонений от средних значений масштаба ртутных провинций.

Среднее значение показано штрихпунктирной линией.

Провинции (цифры в кружках): 1 — Апеннинская, 2 — Кордильерская, 3 — Атласская, 4 — Австралийская.

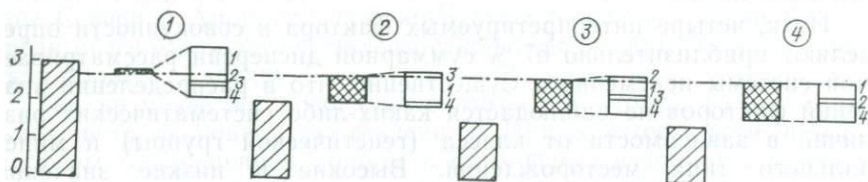


Рис. 41. Разложение по вкладам первого — четвертого факторов отклонений от среднего значения масштаба ртутных месторождений.

Месторождения: 1 — Каледжик (Турция), 2 — Итомука (Япония), 3 — Кэти Лейк (Аляска), 4 — Куприяновское (СССР).

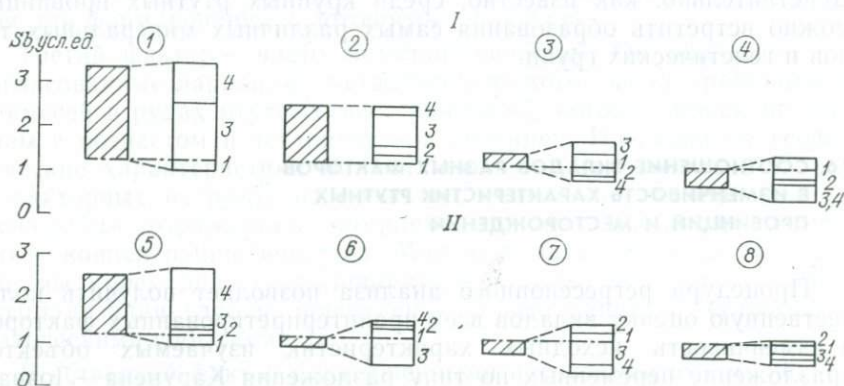


Рис. 42. Разложение по вкладам первого — четвертого факторов отклонений от средних значений содержания сурьмы в рудах плутогенных (I) и вулканогенных (II) месторождений.

Месторождения: 1 — Бурун-Шивейское (Забайкалье), 2 — Кончон (Средняя Азия), 3 — Тагит (Северная Африка), 4 — Бир-Бени-Салах (Северная Африка), 5 — Пламенное (Чукотка), 6 — Сульфур-Бэнк (Северная Америка), 7 — Опалит (Северная Америка), 8 — Итомука (Япония).

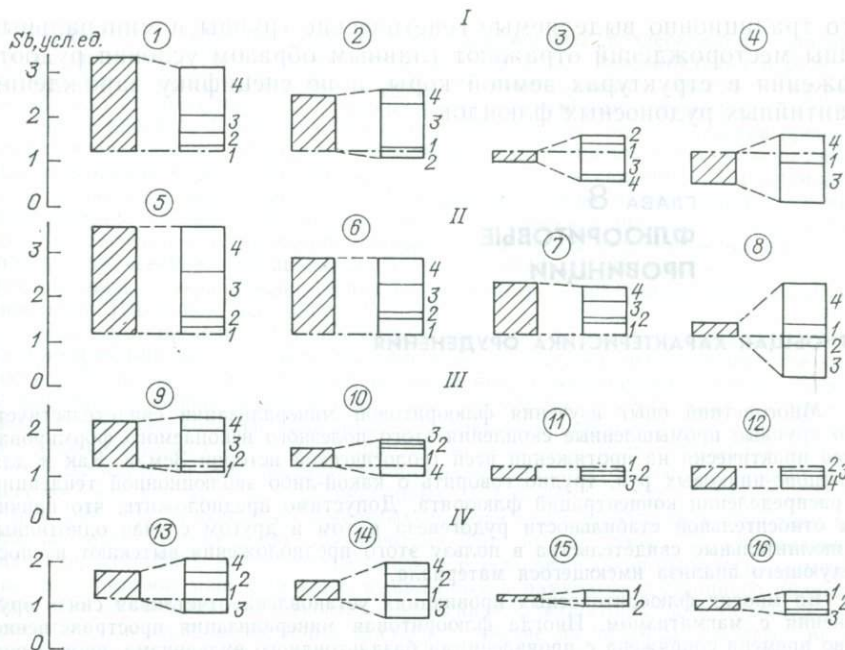


Рис. 43. Разложение по вкладам первого — четвертого факторов отклонений от средних значений содержания сурьмы в рудах телетермальных ртутных месторождений различных минеральных типов: кварц-диккитового (I), джаспероидного (II), карбонатного (III), лиственитового (IV).

Месторождения: 1 — Рэд-Дэвл (Аляска), 2 — Тибское (Северный Кавказ), 3 — Оут-Хилл (Северная Америка), 4 — Западно-Полянское (Чукотка), 5 — в Мексике, 6 — Хайдаркан (Средняя Азия), 7 — Чаувай (Средняя Азия), 8 — Санта-Барбара (Перу), 9 — Гал-Хая (Восточная Сибирь), 10 — Карлин (Северная Америка), 11 — Черемшанское (Горный Алтай), 12 — Адыракоу (Средняя Азия), 13 — Нью-Идрия (Северная Америка), 14 — Нью-Альмаден (Северная Америка), 15 — Чаган-Узун (Горный Алтай), 16 — Агятаг (Закавказье).

существенными оказываются вклады первого и третьего факторов.

На рис. 41 приведено разложение по вкладам четырех факторов отклонений от средних значений масштаба ртутных месторождений. Можно отметить конвергентность итоговых значений при существенно неодинаковой роли отдельных слагаемых.

На рис. 42 и 43 показаны вклады факторов в изменчивость содержания сурьмы в рудах ртутных и ртутьсодержащих комплексных месторождений. Как видим, вклады первых двух факторов повсюду незначительны. Вариации содержания сурьмы зависят в основном от вкладов третьего и четвертого факторов. Особо низкие (по абсолютной величине) вклады в изменчивость руд отмечаются для месторождений карбонатного и лиственитового типов, для которых, как известно, характерны монометалльные киноварные руды. В целом же нет оснований говорить о закономерных, систематических различиях в этом плане разнотипных объектов. Как и при анализе масштаба оруденения, мы убеждаемся в том,

что традиционно выделяемые генетические группы и минеральные типы месторождений отражают главным образом условия рудоотложения в структурах земной коры, а не специфику зарождения мантийных рудоносных флюидов.

глава 8

ФЛЮОРИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ

8.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

Многолетний опыт изучения флюоритовой минерализации свидетельствует, что крупные промышленные скопления этого полезного ископаемого формировались практически на протяжении всей геологической истории Земли. Как и для свинцово-цинковых руд, трудно говорить о какой-либо эволюционной тенденции в распределении концентраций флюорита. Допустимо предположить, что причины относительной стабильности рудогенеза в том и другом случае однотипны. Дополнительные свидетельства в пользу этого предположения вытекают из последующего анализа имеющегося материала.

Во многих флюоритоносных провинциях установлена отчетливая связь оруденения с магматизмом. Иногда флюоритовая минерализация пространственно и во времени сопряжена с проявлениями базальтоидного вулканизма, иногда она тяготеет к гранитоидам и эффузивам контрастной ассоциации. Среди изверженных пород флюоритоносных районов преобладают разности с повышенной щелочностью [Щеглов А. Д., 1969 г.; Иванова А. А. и др., 1976 г.]. Не единичны случаи, однако, когда связь флюоритовой минерализации с магматизмом в явном виде отсутствует, что дает основание по крайней мере некоторые месторождения относить к разряду телетермальных [Соловьев В. В., 1970 г.; Пузанов Л. С., 1972 г.; Комарова Г. Н., 1976 г.].

Известно несколько вариантов классификации рудных формаций, учитывающих минералого-геохимические, морфологические и физико-химические особенности проявления флюоритовой минерализации [15; Комарова Г. Н., 1976 г.; Пузанов Л. С., 1976 г.; Самсонов Я. П., Савельев А. К., 1980 г. и др.]. В большинстве своем эти классификации отражают определенную общность условий зарождения фтороносных флюидов и вместе с тем существенно неодинаковые условия протекания процесса рудоотложения. Не случайно поэтому в пределах единой флюоритоносной провинции и даже единого рудоконтролирующего разлома геологи нередко выделяют рудные объекты разной формационной принадлежности [15; Комарова Г. Н., 1976 г.]. Это обстоятельство принято нами во внимание при формировании выборки флюоритоносных объектов.

Промышленное значение разных формационных типов неодинаково. Первостепенное значение имеют флюоритсодержащие редкометалльные месторождения, меньшее — собственно флюоритовые [Аврасина Л. А., 1975 г.; Иванова А. А. и др., 1976 г.]. В последнее время выявлен новый осадочно-вулканогенный тип, дающий крупные запасы флюоритсодержащих руд [Barbieri M. a. o., 1977 г.; Федоров В. М., 1983 г.].

В определении тектонической позиции флюоритового оруденения среди специалистов наблюдается редкое единодушие. Отмечается, в частности, что флюоритовые и флюоритсодержащие объекты группируются в протяженные пояса, занимающие определенное положение в схеме металлогенической зональности орогенных областей. При этом флюоритовая минерализация, как правило, появляется на завершающей стадии рудообразующего процесса. Распределение месторождений в пределах флюоритоносных поясов неравномерное, но о причинах этого явления в литературе имеются лишь предположительные высказывания.

Практически все без исключения металлогенисты подчеркивают первостепенное значение дизъюнктивных нарушений как рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур. При этом к наиболее перспективным относят те из разломов, для которых имеются признаки связи с мантийными глубинами.

После работ А. Д. Щеглова большинство советских металлогенистов приняли представление о размещении всех более или менее значительных флюоритоносных провинций в областях тектоно-магматической активизации. Эта эмпирическая закономерность, согласно господствующему мнению, поддерживается с таким постоянством, что стало возможным после выявления в регионе признаков тектоно-магматической активизации относить его к числу перспективных на флюоритовое оруденение [Иванова А. А. и др., 1976 г.]. И наоборот, появление флюоритовой минерализации считается индикатором тектоно-магматической активизации [Щеглов А. Д., 1969 г.].

Некоторые исследователи предпринимали попытки выявить преимущественное распространение тех или иных флюоритовых формаций в определенных тектонических обстановках. Эти попытки не были вполне успешными из-за нечеткости и неформализованности системы понятий фиксистой тектоники, а также в связи с тем, что классификационные признаки разновидностей рассматриваемых формаций отражают лишь разнообразие локальных условий рудоотложения.

Опыт изучения флюоритовых провинций с плейт-тектонических позиций пока невелик. Как явствует из опубликованных обобщений [50, 67, 70; Щербань И. П. и др., 1985 г.], большинство известных флюоритовых провинций контролируется рифтогенными структурами континентов. Этот вывод имеет принципиальное значение, поскольку с ним согласуются все основные закономерности размещения флюоритовой минерализации, выявленные в рамках традиционного подхода. Получает объяснение, в частности, повышенная флюоритоносность областей тектоно-магматической активизации, поскольку многие из подобных областей выделены на основе признаков, характеризующих проявление рифтогенеза. В полной мере это относится к большинству областей «автономной активизации», в терминологии А. Д. Щеглова. Что же касается «областей отраженной активизации», то судя по конкретным примерам, имеющимся в работах А. Д. Щеглова, среди них преобладают активные окраины континентов, т. е. зоны взаимодействия литосферных плит андийского типа. Как известно, в тылах подобных зон также нередко формируются структуры растяжения.

Вполне закономерна парагенетическая связь флюоритовой минерализации со щелочными базальтоидами, с бимодальной вулканической ассоциацией и гранитоидами повышенной щелочности, поскольку подобные магматические образования, как правило, формируются в условиях континентального рифтогенеза. Поясной характер пространственного распределения флюоритовой минерализации, очевидно, обусловлен линейностью контролирующих ее рифтогенных структур.

Как известно [Милановский Е. Е., 1983 г.], признаки рифтогенеза достаточно отчетливо запечатлены в геологической летописи нашей планеты, по крайней мере начиная с протерозоя. Не удивительно, поэтому, что сопутствующее флюоритовое оруденение также формировалось permanently.

Все изложенное весьма напоминает содержание соответствующего раздела главы 5, где речь шла об условиях размещения свинцово-цинкового оруденения (во всяком случае, некоторых его формационных разновидностей). По всей видимости, сходство распространяется и на характер рудогенерирующих систем, о которых можно сказать, что качественно они подобны. Те и другие размещаются на большем или меньшем удалении от оси рифта, в областях, где температура уже не столь высока, а избыточное давление еще не снизило существенно проницаемость литосферы.

Говоря о различии в условиях формирования полиметаллического и флюоритового оруденения, отметим, что флюоритовое оруденение концентрируется в зонах особо низких температур и, как правило, на заключительной стадии рифтогенеза — при общем охлаждении глубин. Аналогичную тенденцию можно подметить, анализируя особенности размещения комплексных месторождений. Редкометалльные объекты обычно локализуются ближе к оси рифта по сравнению с их флюоритосодержащими аналогами. Многочисленные примеры пространственно-временной разобщенности флюоритосодержащих и собственно флюоритовых

месторождений мы находим во всех региональных металлогенических обобщениях [15, 50; Кулнаев К. Б., 1976 г.].

На периферии рифтогенных структур, где накапливаются фтороносные флюиды, особую роль играют зоны локальной проницаемости литосферы. Такими зонами обычно оказываются разрывные нарушения, дренирующие астеносферный канал. Этим и объясняется отмечаемая всеми исследователями исключительная приуроченность флюоритовой минерализации к зонам крупных поперечных дизъюнктивов.

В соответствии со схемой магматической эволюции рифтогенеза (см. главу 3) появление вулканитов бимодальной ассоциации и щелочных гранитоидов, сменяющих щелочнобазальтоидные излияния, отвечает зрелой стадии развития континентального рифта, более высокому положению геозотерм, при котором генерируются магмы корового происхождения. На заключительной — регрессивной — стадии развития рифта могут вновь появиться производные более глубоких магм. Одновременно с этим меняются интенсивность и экстенсивность градиентного температурного поля и глубина, на которой происходит эффективное перераспределение химических компонентов и аккумуляция фтороносных флюидов. Соответственно сменяют друг друга во времени и пространстве формационные типы флюоритового оруденения. В рифтогенных структурах, прошедших полный цикл развития, обычно сохраняется лишь та минерализация, которая отвечает их регрессивной стадии. Поэтому, как правило, мы наблюдаем смену во времени флюоритосодержащих редкометалльных месторождений флюоритовыми.

Рассматриваемая схема рудогенеза помогает понять природу закономерности, установленной А. Д. Щегловым [1976 г. и др.]. Речь идет о существенно меньшей флюоритоносности областей «отраженной активизации» по сравнению с областями, где активизация проявилась «автономно». С учетом изложенной выше геодинамической интерпретации этих понятий становится ясно, что латеральные распределения глубинной температуры и давления, а следовательно, и условий аккумуляции фтороносных флюидов в этих областях существенно различаются. Этот вывод остается справедливым и в случае образования структур растяжения в пределах активных окраин континентов, часть из которых попадает в категорию «областей отраженной активизации».

Таким образом, все известные закономерности распределения флюоритовой минерализации находят непротиворечивое объяснение с учетом градиентных полей, контролируемых флюидным режимом мантии Земли. Возможности конкретного анализа структуры палеофлюидных потоков применительно к распределению флюоритоносных провинций рассмотрены в работе [37]. При этом была показана принципиальная возможность на основе оценки физического состояния мантии восстанавливать схему латерально ориентированных фтороносных флюидных потоков палеозойского возраста.

8.2. ФЛЮОРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Сведения о флюоритовой минерализации Тихоокеанского рудного пояса рассеяны в многочисленных журнальных статьях. Среди обобщающих работ последнего времени, затрагивающих широкий спектр рудных провинций, районов и отдельных крупных месторождений, выделяются публикации М. И. Ициксона [1979 г.] и Е. А. Радкевич [1984 г.]. В краткой заметке А. Д. Щеглова [1982 г.] обращено внимание на общность условий проявления поясов собственно флюоритовой минерализации (кварц-флюоритовая формация).

С учетом целей данного исследования авторы сочли необходимым использовать сведения о всех известных проявлениях флюорита Тихоокеанского пояса, включая комплексные месторождения

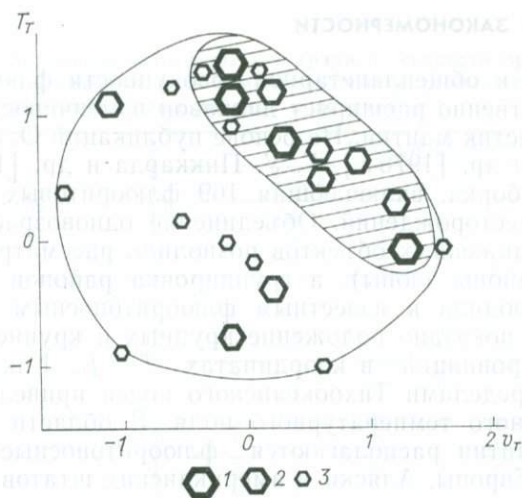


Рис. 44. Сегменты Тихоокеанского рудного пояса, вмещающие разные по запасам флюоритоносные районы, в координатах $T_T - v_T$.

Районы: 1 — крупнейшие, 2 — крупные, 3 — средние.

и рудные районы. Основным источником фактического материала служили работа О. Ледера [63 и др.], труды симпозиума по геологии плавикового шпата, изданные геологической службой штата Кентукки [1974 г.], и некоторые другие публикации. В общей сложности было выделено 84 сегмента Тихоокеанского пояса, запасы флюорита в которых варьируют в широких пределах. Эта совокупность сегментов затем была разделена на две части, одна из которых включала крупные и крупнейшие по запасам районы, а другая — средние и мелкие. С помощью такого приема удалось выявить систематические различия между значениями характеристик физического состояния глубин, отвечающими районам с различной фтороносностью.

На рис. 44 показано положение богатых флюоритом районов в координатах $T_T - v_T$. Как видим, почти все богатые флюоритоносные районы характеризуются повышенными значениями температуры и скорости продольных сейсмических волн в мантии. Эта закономерность, по всей видимости, отражает систематические различия в физическом состоянии мантии, подстилающей рифтогенные структуры с разным режимом развития. Говоря более конкретно, допустимо предположить, что больший разогрев глубин соответствует более высокому положению геонизотерм, при котором происходит плавление земной коры с формированием щелочных гранитоидов, сопровождаемых крупными и крупнейшими флюоритсодержащими редкометальными месторождениями. В пределах же относительно охлажденной мантии рифтогенезу сопутствуют излияния щелочных базальтоидов, с которыми парагенетически связаны относительно мелкие собственно флюоритсодержащие объекты.

Обращение к общепланетарной совокупности флюоритоносных районов существенно расширяет диапазон изменчивости учитываемых характеристик мантии. На основе публикаций О. Ледера [63], Д. Р. Шейва и др. [1976 г.], Г. У. Пиккарда и др. [1974 г.] была составлена выборка, включающая 169 флюоритовых и флюоритосодержащих месторождений. Объединение разновозрастных пространственно сближенных объектов позволило рассматривать флюоритоносные районы (зоны), а группировка районов по тому же принципу приводила к известным флюоритоносным провинциям.

На рис. 45 показано положение крупных и крупнейших флюоритоносных провинций в координатах $T-f_1$. Как видим, учет объектов за пределами Тихоокеанского пояса привел к расширению оптимального температурного поля. В области пониженных температур мантии располагаются флюоритоносные провинции Центральной Европы, Аляски и американских штатов Иллинойс и Кентукки.

Есть основание предполагать, что наряду с учтенными характеристиками мантии T и f_1 на формирование флюоритовых концентраций существенное влияние оказывают и некоторые другие факторы. Среди них заслуживает особого внимания латеральная плотностная неоднородность мантии, обусловленная перепадами давления и (или) температуры. Индикатором плотностной неоднородности может служить градиент скорости продольных сейсмических волн в пределах верхнего 500-километрового слоя мантии $\Delta v/\Delta x$. Указанная неоднородность, вероятно, может в какой-то мере компенсировать отрицательное влияние низкой температуры

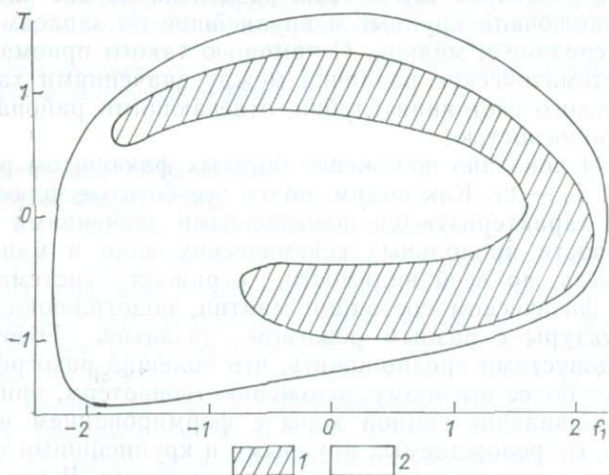


Рис. 45. Флюоритоносные провинции мира в координатах $T-f_1$.

Провинции: 1 — крупнейшие и крупные, 2 — средние и мелкие.

Мощность литосферы L и градиент скорости продольных сейсмических волн в мантии $\Delta v/\Delta x$ разномасштабных флюоритоносных районов и провинций

Масштаб районов	Масштаб провинций			
	Малый		Большой	
	L	$\Delta v/\Delta x$	L	$\Delta v/\Delta x$
Большой	-7	+2	-1	+3
	<u>-1</u>	<u>-2</u>	<u>+4</u>	<u>+2</u>
	-8	-0	+3	+5
Малый	-3	-3	+6	+1
	<u>-1</u>	<u>-5</u>	<u>+3</u>	<u>+2</u>
	-4	-8	+9	+3

мантии. В пользу этого предположения свидетельствуют повышенные значения $\Delta v/\Delta x$ в пределах трех упомянутых выше крупных провинций [Аляска +10, Иллинойс и Кентукки +4, Центральная Европа + (2÷3) усл. ед.].

Вместе с тем сочетание пониженной температуры мантии и пониженных градиентов скорости сейсмических волн порождает лишь мелкие и средние по масштабу провинции [Урало-Новоземельская (+1) — (-5), Монголо-Забайкальская (+1) — (-7), Андийская -11 усл. ед.]. Значительный разогрев мантии ($T=+6$) даже при низких значениях $\Delta v/\Delta x$ (-11) приводит к формированию таких сравнительно крупных провинций, как, например, Таиландская.

Повышенная проницаемость мантии способствует формированию богатых флюоритоносных провинций. На это указывает смещенность соответствующей им заштрихованной области на рис. 45 в сторону положительных значений $\bar{f}_1$.

Физическое состояние мантии неодинаково сказывается на флюоритоносности объектов разного уровня. Различия обнаруживаются, в частности, при рассмотрении условий формирования флюоритоносных провинций и входящих в них флюоритоносных районов. Иллюстрацией этого тезиса могут служить результаты дисперсионного анализа (табл. 24, 25). Исходным фактическим материалом для него явились упомянутые выше сведения о запасах 169 флюоритовых и флюоритосодержащих месторождений мира и о вычисленных затем запасах флюоритоносных районов и провинций. Каждое из двух полученных множеств (провинций и районов) случайным образом было подразделено на два подмножества примерно равного объема. В таблицы дисперсионного анализа, таким образом, вошли осредненные геофизические характеристики каждого из четырех подмножеств провинций и районов.

Дисперсионный анализ связи масштаба флюоритового оруденения с геофизическими характеристиками мантии

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов		Дисперсионное отношение	
		L	$\Delta v/\Delta x$	L	$\Delta v/\Delta x$
Масштаб провинции (M_{Π})	1	12,5	12,5	1,35 $F_{1,4}=1,1$ $P=0,65$	4,54 $F_{1,4}=4,4$ $P=0,9$
Масштаб района (M_p)	1	72	32	7,78 $F_{1,4}=7,71$ $P=0,95$	11,6 $F_{1,4}=7,71$ $P=0,95$
Взаимодействие ($M_{\Pi} \times M_p$)	1	0,5	4,5	< 1	1,63 $F_{1,4}=1,41$ $P=0,7$
Случайные ошибки	4	37	11		

Результаты дисперсионного анализа сводятся к следующему. С высокой степенью надежности можно утверждать, что рост градиента скорости продольных сейсмических волн в мантии $\Delta v/\Delta x$ способствует формированию как богатых флюоритоносных провинций, так и входящих в них флюоритоносных районов. Влияние мощности литосферы существенно иное. Масштаб флюоритоносных провинций растет с увеличением мощности литосферы, в то время как крупные флюоритоносные районы чаще встречаются в условиях умеренных и низких значений этой характеристики.

В подобных, на первый взгляд, противоречивых результатах нетрудно опознать хорошо знакомое металлогенистам соотношение интенсивности и экстенсивности оруденения. В данном случае можно утверждать, что в условиях мощной литосферы масштаб флюоритоносных провинций определяется не столько запасами единичных месторождений, сколько общим количеством месторождений. Когда же мощность литосферы пониженная, мы чаще, чем в богатых провинциях, встречаем обособленные достаточно крупные месторождения и районы, входящие в состав мелких и средних по масштабу провинций.

ГЛАВА 9

ПАЛЕОЗОНЫ СУБДУКЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ
МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

9.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В этой главе мы рассмотрим особенности тектоно-магматического развития и связанные с ними закономерности проявления эндогенной минерализации Монголо-Забайкальской области в среднем — позднем палеозое (девон — пермь). Этот регион является составной частью Центральноазиатского пояса. В пределах указанного интервала времени отчетливо выделяются этап существования Палеотетиса (девон — карбон) и этап его замыкания, сопровождаемый складчатостью и горообразованием (карбон — пермь). Затем наступает этап тектоно-магматической активности преимущественно в континентальных условиях (триас — юра), эпиконтинентальные моря мезозойского возраста сохраняются лишь в пределах Восточного Забайкалья.

В последние годы детальное геологическое картирование и систематическое радиологическое опробование внесли много нового в понимание истории геологического развития рассматриваемой территории. В частности, удалось обосновать средне-позднепалеозойский возраст значительной части гранитоидных интрузий, ранее считавшихся раннепалеозойскими и мезозойскими. Авторы полностью разделяют взгляды, в свое время обоснованные работами Л. А. Козубовой и ее коллег из ВСЕГЕИ [Рублев А. Г., Козубова Л. А., 1976 г. и др.]. Благодаря этим работам стало возможно кардинальным образом пересмотреть господствовавшие до последнего времени представления о тектоно-магматическом развитии региона, не укладывающиеся ни в классическую модель эволюции геосинклинали, ни в схему тектоно-магматической активизации. В данном случае обращение авторов к концепции плитной тектоники дополнительно стимулировалось успешным опытом ее использования при исследованиях в регионах, непосредственно примыкающих к рассматриваемой территории с юга и с севера [Кушев В. Г., 1977 г.].

9.2. ДЕВОН-КАРБОНОВЫЕ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Начиная с девона в пределах рассматриваемой территории формировались протяженный Монголо-Забайкальский морской прогиб и обширный гранитоидный пояс в его северо-западном обрам-

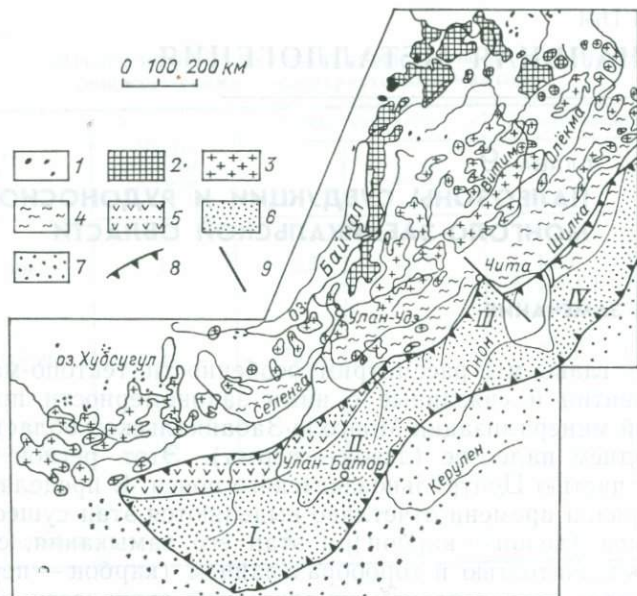


Рис. 46. Схема размещения морского прогиба и магматических образований девон-карбонového возраста на территории Забайкалья и Монголии (по Л. А. Козубовой и авторам [1982 г.]).

1—7 — области распространения пород: 1 — ультращелочного состава, 2 — габбро-монзонит-сиенитовой формации, 3 — гранит-граносиенитовой формации, 4 — ультраметаморфического генезиса, 5 — осадочно-вулканогенной толщи краевого поднятия, 6 — терригенного морского прогиба, 7 — эпизодического морского осадконакопления; 8 — граница Монголо-Забайкальской складчатой системы; 9 — разлом.

Блоки морского прогиба: I — Хангайский, II — Хэнтэйский, III — Дaurский, IV — Газимурский.

лении (рис. 46). Прогиб располагался в тылу океанического бассейна и, очевидно, был связан с этим бассейном, о чем можно судить по реликтам осадочных толщ, расположенных к юго-востоку. Длина прогиба 1500—1600 км, ширина 100—400 км; характерна его дугообразная изогнутость с выпуклостью в сторону океанического бассейна. Прогиб имеет неоднородное строение. Юго-западная его часть испытывала наибольшее погружение. Мощность осадков достигает здесь 9 км; представлены осадки в основном граувакковыми фациями и, по данным И. Б. Филипповой [1973 г.], имеют турбидитный облик. В краевом поднятии, сопряженном с этой частью прогиба, девон-каменноугольные отложения являются осадочно-вулканогенными. На северо-восточном фланге прогиба мощность осадков не превышает 2 км; среди отложений преобладают карбонатные фации, а в краевом поднятии развиты граниты ультраметаморфического генезиса.

Гранитоидный пояс по протяженности совпадает с прогибом. При этом ширина пояса возрастает к северо-востоку, т. е. в направлении уменьшения глубины морского прогиба. На всем протяжении пояса, и особенно в его северо-восточной части, хорошо вы-

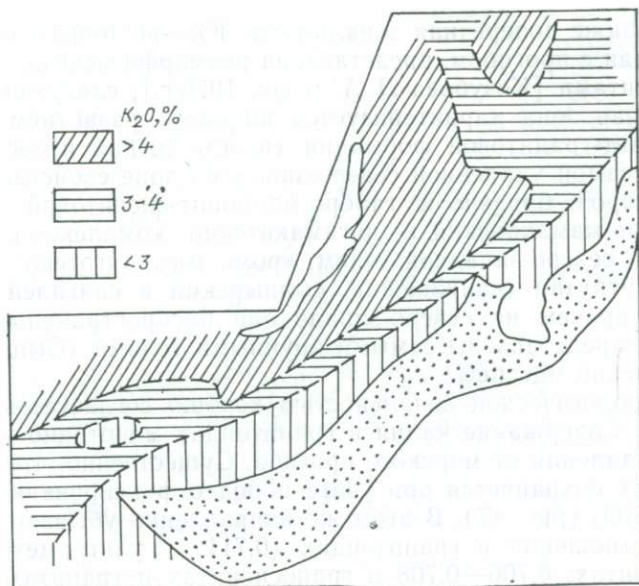


Рис. 47. Тренд-поверхность K_2O в изверженных породах при фиксированном содержании в них SiO_2 (64 %).

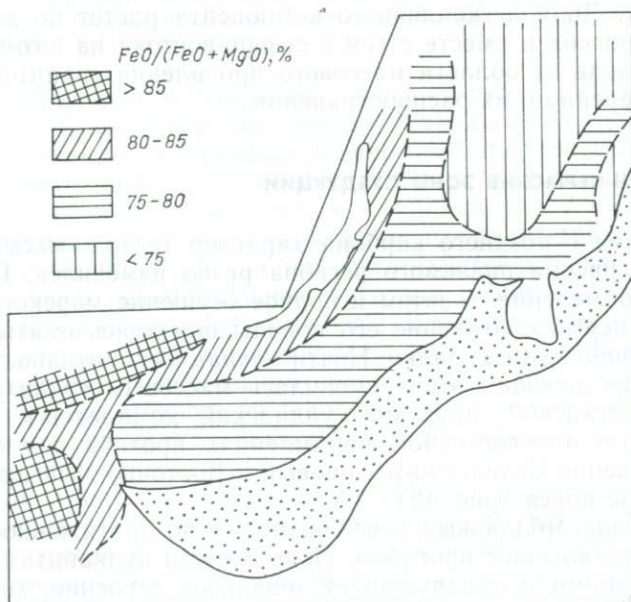


Рис. 48. Тренд-поверхность общей железистости $FeO/(FeO+MgO)$ изверженных пород при фиксированном содержании в них SiO_2 (64 %).

ражена также поперечная зональность. Юго-восточная зона пояса, граничащая с прогибом, представлена реоморфическими гранитами и мигматитами [Козубова Л. А. и др., 1976 г.]; следующая за ней центральная зона характеризуется широким развитием интрузий граносиенит-гранитовой формации (витимканский и тэсский комплексы); самой удаленной северо-западной зоне свойственны ассоциации пород, близкие к габбро-монцонит-сиенитовой формации (конкудеро-мамаканский и ингамакитский комплексы). К центральной и северо-западной зонам, кроме того, тяготеют ультращелочные интрузии (сайжинский, сыннырский и сангиленский комплексы), причем на северо-западе они распространены особенно широко и представлены самыми крупными телами (Сыннырский и Бурпалинский массивы).

С петрологической зональностью хорошо согласуется петрохимическая. Содержание калия в гранитоидах монотонно возрастает по мере удаления от морского прогиба. Существенно, что эта закономерность сохраняется при учете пород с фиксированным содержанием SiO_2 (рис. 47). В этом же направлении убывают значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в гранитоидах (0,711 в ультраметаморфических гранитах; 0,706—0,708 в граносиенитах и гранитах; 0,704 в кварцевых монцонитах), что может свидетельствовать о тенденции увеличения глубины зарождения магматических очагов [Шергина Ю. П. и др., 1979 г.]. При анализе железистости гранитоидов выявляется как продольная, так и поперечная зональность (рис. 48). Доля легкоплавкого компонента растет по мере удаления от прогиба и вместе с тем с северо-востока на юго-запад, т. е. при переходе от области массового проявления гранитоидов к области умеренного их распространения.

9.3. КАРБОН-ПЕРМСКИЕ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Начиная с позднего карбона характер тектоно-магматического развития рассматриваемого региона резко изменился. Произошло быстрое обмеление, а затем и полное осушение морского прогиба. В конце перми слагающие его породы оказались смятыми в крутые изоклинальные складки. Почти полная амагматичность прогиба на предшествующем этапе сменилась массовым гранитообразованием (хангайский, даурский, ундинский комплексы). В северо-западном и юго-восточном обрамлениях прогиба формировались соответственно Селенгино-Яблоновый и Восточно-Монгольский вулканические пояса (рис. 49).

Селенгино-Яблоновый пояс соизмерим по протяженности с Монголо-Забайкальским прогибом. Пояс сложен вулканитами и малыми интрузиями и обнаруживает зональное строение, хорошо изученное на центральном его отрезке — между реками Селенга и Витим. В непосредственной близости к прогибу, в полосе шириной менее 100 км, располагаются самые мощные (до 6 км) и самые дислоцированные вулканические толщи, представленные базальт-

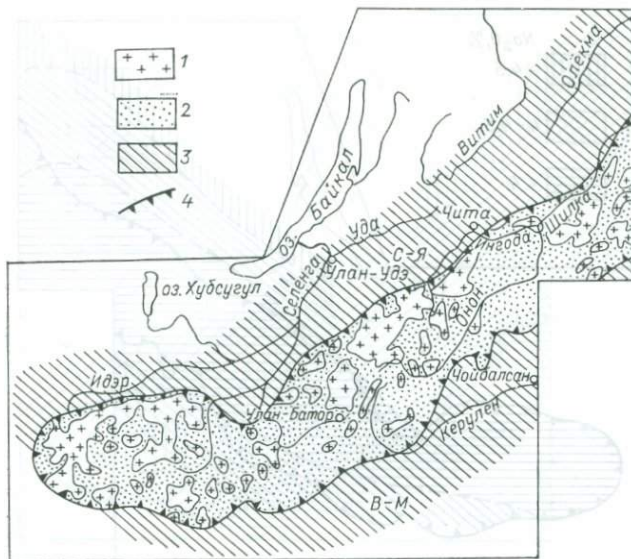


Рис. 49. Схема размещения морского прогиба и магматических образований карбон-пермского возраста на территории Забайкалья и Монголии (по Л. А. Козубовой и авторам [1982 г.]).

1 — гранитоиды; 2 — осадочные породы; 3 — вулканогенные пояса (С-Я — Селенгино-Яблоновский, В-М — Восточно-Монгольский); 4 — граница морского прогиба.

андезит-липаритовой ассоциацией (унгуркуйская свита). С ними ассоциируют малые интрузии габбро, гранодиоритов и гранитов (бичурский комплекс), принадлежащие полнодифференцированной известково-щелочной серии. Более удаленная и более широкая северо-западная зона сложена менее мощными (до 2 км) и менее дислоцированными толщами трахиандезит-трахит-трахилипаритовой ассоциации (алентуйская или цаган-хунтейская свиты), с которыми связаны гипабиссальные интрузии субщелочных сиенитов и граносиенитов (кудунский комплекс). В конце перми на всей территории пояса интенсивно проявились щелочные интрузии, завершившие развитие региональной вулканической структуры. Их отличает не только высокая щелочность (натриевость), но и низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,702$, характерное для магм мантийного происхождения.

Восточно-Монгольский вулканический пояс, обрамляющий прогиб с юго-востока, изучен слабо. В его строении участвуют андезит-липаритовые серии вулканитов и гипабиссальные интрузии лейкократовых гранитоидов [Гаврилова С. П. и др., 1983 г.].

В отличие от предыдущего карбон-пермский этап породил бросающуюся в глаза симметрию в размещении разнофациальных образований. Отчетливую симметрию выявляют и петрохимические данные. Железистость пород и содержание в них натрия убывают

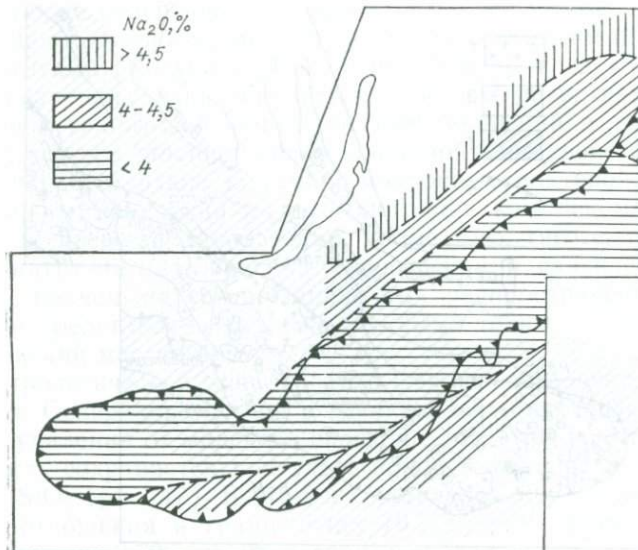


Рис. 50. Тренд-поверхность Na_2O в гранитоидах при фиксированном содержании в них SiO_2 (70 %).

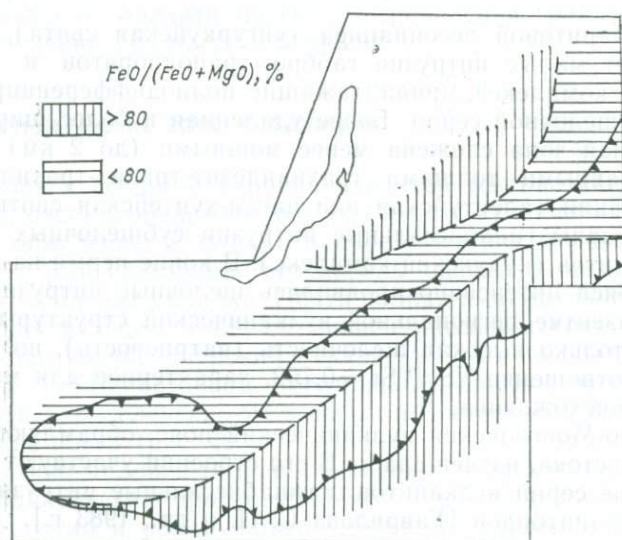


Рис. 51. Тренд-поверхность общей железистости $FeO/(FeO+MgO)$ гранитоидов при фиксированном содержании в них SiO_2 (70 %).

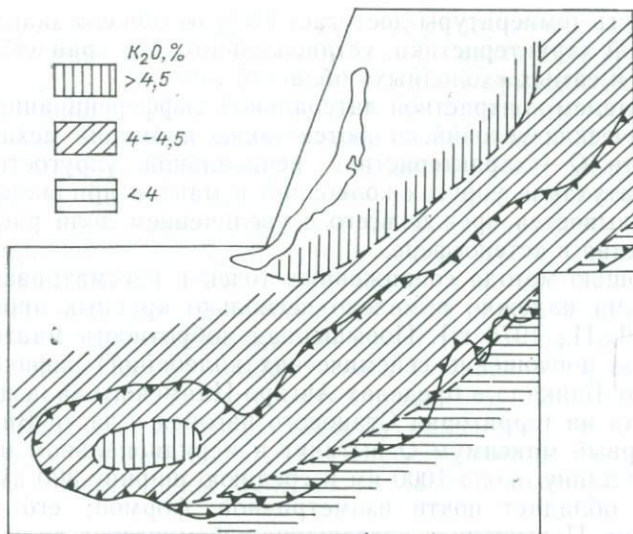


Рис. 52. Тренд-поверхность K_2O в гранитоидах при фиксированном содержании в них SiO_2 (70 %).

от вулканических поясов к гранитоидному поясу. Эта тенденция с небольшими вариациями прослеживается в разнотипных породах, и в частности в гранитоидах с содержанием SiO_2 70 % (рис. 50, 51), отражая, вероятно, различия в полноте плавления исходного субстрата, которая несколько больше в пределах обводненной осадочной толщи морского прогиба.

Наряду с симметрией в распределении натрия можно увидеть и элементы асимметрии — наибольшее обогащение этим металлом пород северо-восточной окраины Селенгино-Яблонового пояса. Отчетливую асимметрично-зональную картину дает распределение в породах калия (рис. 52), что может свидетельствовать либо о распределении давления в коре и мантии, качественно повторяющем свойственное предыдущему этапу, либо об унаследовании калиевой специализации плавящегося субстрата, либо, наконец, о суммарном воздействии того и другого фактора.

9.4. НЕОДНОРОДНОСТЬ МАНТИЙНЫХ ГЛУБИН

Особое значение для понимания условий локализации магматических проявлений, а также характера осадконакопления в сопредельных морских бассейнах имеют ранее не учитывавшиеся сведения о термической и плотностной неоднородности глубинных зон мантии. Эти сведения получены на основе изучения электромагнитного поля Земли, поглощения сейсмических волн и аномалий гравитационного потенциала. В пределах региона температура мантии отчетливо увеличивается с востока на запад (см. рис. 11). При этом

изменчивость температуры достигает 15 % от общего диапазона вариации этой характеристики, установленного при сравнении самых «горячих» и самых «холодных» областей Земли.

Показателем контрастной латеральной дифференциации глубинных термических условий являются также аномалии механической добротности Q — характеристики неидеальной упругости среды. Сильное затухание упругих колебаний в мантии при малом значении Q связывается прежде всего с увеличением доли расплавленного вещества в астеносфере.

С помощью метода сопряженных точек в рассматриваемом регионе весьма надежно выявлено несколько крупных аномалий Q [Винник Л. П., 1976 г.]. Повышенная добротность мантии (т. е. пониженное поглощение сейсмических колебаний) зафиксирована к западу от Байкала в пределах Ангаро-Илимского вала и к востоку от рифта на территории Станового нагорья и части Витимского плато. Первый максимум Q вытянут в меридиональном направлении, имеет длину около 1000 км и среднюю ширину 300 км; второй максимум обладает почти изометричной формой, его размеры 400×600 км. Повышенное поглощение сейсмических волн установлено к югу от Байкала в субмеридиональной области размерами 300×450 км. Южная часть Байкальского рифта приходится на границу блоков мантии с различной жесткостью.

9.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Геологические закономерности, о которых до сих пор шла речь, и в первую очередь асимметричная петрологическая зональность и отчетливая коррелированность пространственно разобщенных событий — магматизма и осадконакопления, а также зависимость интенсивности этих событий от латеральной неоднородности мантии находят удовлетворительное объяснение с учетом моделей тектономагматической активности, рассмотренных в работах [1, 27, 37] и в генерализированной форме — в первой части этой книги. Авторская интерпретация геолого-геофизических данных, в кратком виде изложенная в ряде публикаций [Козубова Л. А. и др., 1979, 1982 г. и др.], существенно отличается от представлений, развиваемых в работах Л. П. Зоненшайна, А. А. Моссаковского, М. И. Кузьмина, И. Б. Филипповой, В. И. Коваленко, И. В. Гордиенко, В. В. Ярмолюка и некоторых других геологов.

Главное различие заключается в трактовке природы Хангай-Хэнтэйского морского прогиба — фрагмента Монголо-Охотского линеамента. После первой реконструкции Л. П. Зоненшайна и его коллег [13] все последующие авторы видят в указанном прогибе окраинное или внутриконтинентальное море. При этом поглощение океанической литосферы Палеотетиса в девоне предполагается далеко за пределами этого бассейна — в зоне Южно-Монгольской островной дуги [Кузьмин М. И., Филиппова И. Б., 1979 г.]. Слабое место в этой схеме проявляется в трудностях при объяснении ус-

ловий возникновения обширного вулканоплутонического ареала севернее Хангай-Хэнтэйского прогиба. Связывать этот ареал с Южно-Монгольской дугой невозможно, и потому приходится прибегать к представлениям о длительном функционировании горячей точки севернее Хангай-Хэнтэйского прогиба [Зоненшайн Л. П., 1984 г.].

Как и ранее [Козубова Л. А., Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1979, 1982 г.], мы полагаем, что весь имеющийся фактический материал однозначно свидетельствует не об автономном образовании девон-карбонового вулканоплутонического поля, например, под воздействием изолированного мантийного плюмажа, а о тесной генетической связи его с процессом, который нашел отражение в закономерностях формирования смежного глубоководного морского прогиба. Иначе говоря, южную часть Сибирского материка, прилегающую к Монголо-Охотскому линейamentу, есть все основания рассматривать как активную окраину андийского типа. При этом осевая часть Хангай-Хэнтэйского глубоководного прогиба фиксировала положение зоны Бенъофа, падавшей в северном направлении.

Сокращение Палеотетиса в девоне — карбоне, таким образом, обеспечивалось одновременным функционированием по крайней мере двух зон субдукции: Южно-Монгольской (Гурбансайханской, по Р. А. Хасину и др. [1980 г.]) и Хангай-Хэнтэйской. В последней поглощалась шельфовая окраина Центральномонгольского микроконтинента. Скорее всего, однако, судя по распространению девонских известково-щелочных вулканитов южнее Монголо-Охотского линейамента, в этот период существовала еще одна зона субдукции (Сухэбаторская, по Р. А. Хасину и др. [1980 г.]), занимавшая промежуточное положение между двумя названными выше. Поглощение океанической литосферы в ней происходило по зоне Бенъофа, падавшей под южную окраину Центральномонгольского микроконтинента (рис. 53).

Остановимся несколько подробнее на материалах по Монголо-Забайкальской зоне, являвшейся объектом специального изучения. В соответствии с модельными построениями авторов субдуцирование океанической (в данном случае скорее всего субокеанической) литосферы сопровождалось процессами глубинного латерального тепломассопереноса, приводившего к формированию магматических расплавов, которые дали начало вулканоплутонической ассоциации. Устойчивый градиент pT -условий на глубине генерации магм обусловил асимметричную петрохимическую зональность — ультраметаморфические выплавки во фронтальных частях зоны субдукции и внедрение магм ультращелочного состава, обогащенных летучими, в глубоких тылах этой зоны.

Продольная плотностная и термическая, а следовательно, и реологическая неоднородность мантии на подастеносферном уровне предопределила различия в режиме субдукции и в соотношении разнонаправленных потоков масс и тепла в разных сегментах зоны взаимодействия плит. В юго-западной ее части (Хангайский и Хэнтэйский блоки) в условиях относительно менее вязкого подастенос-

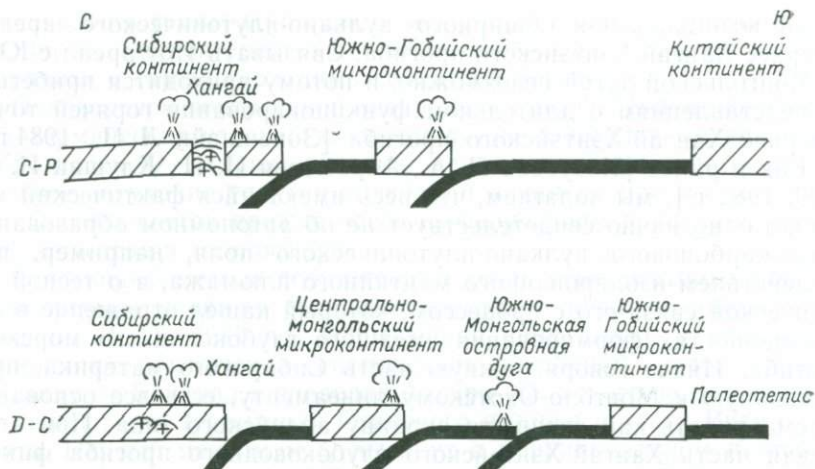


Рис. 53. Геодинамические обстановки в пределах Монголии и Забайкалья на девон-карбоновом и карбон-пермском этапах их развития.

ферного субстрата литосферная пластина погружалась в мантию легко, так что лишь небольшой объем частично расплавленного материала перемещался на астеносферном уровне в тыловую область. По этой причине юго-западным, наиболее интенсивно погружавшимся участкам морского прогиба в их северном обрамлении соответствует сравнительно узкая полоса распространения магматических продуктов.

И наоборот, в северо-восточной части зоны конвергенции плит (Даурский и Газимурский блоки) повышенная вязкость подастеносферного субстрата способствовала тому, что по астеносферному каналу перекрывающей плиты перемещались значительно большие объемы перегретого материала; этим объясняется более массовое формирование магматических пород в указанной части пояса. Рассмотренные соотношения качественно подобны наблюдающимся в современную эпоху, а именно, функциональной зависимости интенсивности и экстенсивности вулканизма на активных окраинах материков от реологических свойств подстилающей мантии.

В конце девон-карбонового этапа, т. е. приблизительно в середине карбона, произошла существенная перестройка структурного плана рассматриваемой территории. В результате начавшегося столкновения Центральномонгольского микроконтинента с южным краем Сибирского материка прекратила существование Хангай-Хэнтэйская зона субдукции. Практически синхронно с этим событием угасла магматическая активность в северном обрамлении прогиба. Поглощение литосферы Палеотетиса продолжалось лишь в Южной Монголии южнее Главного Монгольского линеймента, где установлены проявления известково-щелочного магматизма карбон-пермского и пермского возраста [Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., 1982 г.].

Как явствует из работ М. И. Кузьмина, И. Б. Филипповой, И. В. Гордиенко и других авторов, в позднем карбоне — ранней перми на территории Монголии функционировали две зоны субдукции: одна из них — вдоль южной окраины Южно-Гобийского микроконтинента (Солонкерская зона), другая — вдоль наращенного южного края Сибирского материка. В генетической связи с последней зоной формировалось Хангай-Хэнтэйское «гранитоидное ядро» и обрамляющие его с севера и юга вулканические пояса (см. рис. 53). Симметричная петрологическая (фациальная) зональность в сочетании с единым для всей этой территории асимметричным петрохимическим трендом, вероятно, обусловлены различиями геологической предыстории и соответственно физическим состоянием глубин в пределах глубоководного прогиба и его обрамления. Повышенные жесткость и проницаемость, а также слабая обводненность складчатого обрамления предопределили проявление магматизма здесь почти исключительно в вулканической форме. В самом прогибе в условиях значительной обводненности осадочной толщи на более высоком (коровом) уровне формировались очаги гранитоидной магмы.

Понятно, что при сокращенном поступлении литосферных масс погружающейся пластины влияние латеральной реологической неоднородности подастеносферного субстрата стало несущественным, чем и объясняется отсутствие продольной петрологической зональности, подобной той, которая была столь ярко выражена на предыдущем возрастном срезе. Уменьшением скорости субдукции объясняется также общее обмеление морского бассейна. Вместе с тем на распределение вулканических масс оказали влияние относительно локальные и менее глубинные термические неоднородности мантии, фиксируемые аномалиями добротности Q . В частности, максимальная мощность вулканогенных толщ северного пояса тяготеет к области пониженной добротности в междуречье Селенга — Витим.

Наряду с рассмотренным процессом конвергенции литосферных плит, как показали исследования последних лет [Коваленко В. И. и др., 1983 г.; Курчавов А. М., Ярмолюк В. В., 1984 г.], в пределах Монголии и Забайкалья локально — в виде узких субширотных зон — проявлялся рифтогенез с характерным бимодальным вулканизмом повышенной щелочности. С учетом тенденции смещения более молодых зон в северном направлении многие специалисты (М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк и др.) связывают их образование с перекрытием Сибирской плитой зоны океанического спрединга. Не исключено, однако, что мигрирующий рифтогенез отражает постепенную релаксацию среды после снятия сжимающих напряжений, обусловленных конвергенцией Сибирской и Китайской литосферных плит.

В поздней перми завершилось развитие Монголо-Забайкальской складчатой системы, точнее того периода ее геологической истории, который можно связывать с эволюцией Палеотетиса.

9.6. РУДОНОСНОСТЬ ПАЛЕОЗОН СУБДУКЦИИ

9.6.1. Общие замечания

Решение интересующих нас вопросов крайне осложнено неясностями в отношении возраста рудной минерализации. В недавнем прошлом практически все редкометальное оруденение региона геологи почти единодушно считали мезозойским (юрским). Однако в последнее время в связи с пересмотром радиологических характеристик магматических пород появилось основание и для ревизии представлений о возрасте молибденового, вольфрамового, оловянного и другого оруденения. Ряд геологов (Л. А. Козубова, Г. В. Андреев и др.) приводили доводы, главным образом общегеологического плана, в пользу мнений, что хотя преобладающая часть рудной минерализации, безусловно, связана с мезозойскими тектоно-магматическими событиями, тем не менее некоторые рудопроявления и месторождения перечисленных металлов скорее всего имеют средне-позднепалеозойский возраст.

В такой ситуации при отсутствии сводных работ, посвященных средне-позднепалеозойской металлогении описываемой территории, авторы сочли возможным отнести к рассматриваемым этапам те рудные объекты, которые не выходят за контуры магматических ареалов соответствующего возраста и вместе с тем пространственно удалены от заведомо мезозойских магматических проявлений. Таким путем удалось выявить площади, в пределах которых то или иное оруденение того или иного этапа распространено наиболее широко (см. рис. 54—56).

Кроме указанной трудности следует отметить еще далеко не равноценную поисковую изученность региона. Это обстоятельство также может влиять на устойчивость выявленных закономерностей. Таким образом, проводимый ниже анализ следует расценивать как заслуживающий дальнейшего уточнения.

9.6.2. Молибденовое оруденение

На девон-карбонном этапе тектоно-магматического развития региона наибольшее количество рудных объектов сформировалось в северо-восточной части магматического ареала — в междуречье Витима, Чары и Олёкмы (рис. 54). Область повышенной рудонасыщенности включает преимущественно рудопроявления и мелкие месторождения, состав которых варьирует в широких пределах. Известны проявления пегматитов, зон альбитизации (молибденовое оруденение ассоциирует с флюоритом и редкими металлами), скарнов, грейзенов с вольфрамитом, а также кварцевых и кварц-полевошпатовых жил с молибденитом.

Прежде всего отметим, что рассматриваемый рудный ареал располагается в пределах наиболее широкой части поля развития вулканоплутонической ассоциации, сложенной породами нормаль-

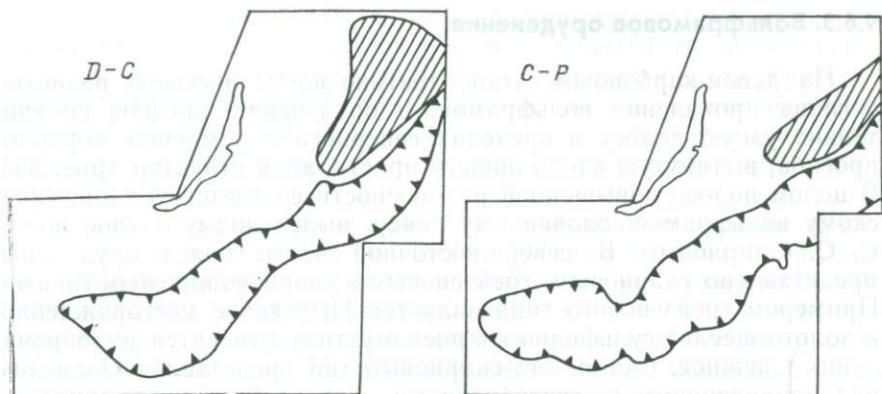


Рис. 54. Схема расположения молибденоносной площади (заштриховано) на девон-карбоневом и карбон-пермском этапах развития Монголо-Забайкальского региона.

ной, реже повышенной щелочности и пониженной железистости. Это означает, что формирование молибденоносных флюидов происходило преимущественно в условиях наиболее мощного глубинного латерального тепломассопереноса, сопровождавшегося эффективной и далеко зашедшей сепарацией петрогенных и рудных компонентов. При этом концентрация молибденоносных флюидов осуществлялась в зоне термического максимума, обусловившего максимальную полноту плавления вещества коры и мантии.

На следующем — карбон-пермском — этапе тектоно-магматического развития региона контуры молибденоносной площади существенно не изменились. Географически она по-прежнему совпадает с междуречьем Чары, Олёкмы и Витима, а в геологическом плане не выходит за пределы северо-восточной части Селенгино-Яблоньского вулканического пояса. Петрохимический облик изверженных пород в пределах молибденоносной площади тоже существенно не изменился; это преимущественно гранитоиды с нормальным содержанием щелочей и сравнительно невысокой железистостью. Можно считать поэтому, что и на карбон-пермском этапе развития региона концентрация молибденоносных флюидов происходила в условиях, близких к термическому максимуму.

Напомним, что на карбон-пермском этапе в соответствии с геодинамической реконструкцией глубинные мантийные неоднородности, определявшие режим латерального тепломассопереноса, перестали играть ведущую роль, что, естественно, повлекло за собой уменьшение продольной изменчивости состава и интенсивности магматических проявлений. Тем не менее молибденовое оруденение оказалось локализованным в северо-восточной части структуры. Это обстоятельство вынуждает привлекать представления об унаследованности рудогенеза благодаря процессам сепарации и концентрации специализированных флюидов на предыдущем этапе. Термический фактор при этом не играл определяющей роли.

9.6.3. Вольфрамовое оруденение

На девон-карбонном этапе тектоно-магматического развития региона проявления вольфрамового оруденения слагают сравнительно узкую полосу в пределах северного обрамления морского прогиба, вытянутую вдоль общего простирания структур (рис. 55). В целом полоса повышенной рудоносности соответствует классическому вольфрамово-оловянному поясу, выделенному в свое время С. С. Смирновым. В северо-восточной части пояса оруденение представлено скарновым, грейзеновым и кварцевожильным типами. Примером грейзенового типа является Нырокское месторождение; к золото-шеелит-сульфидно-кварцевому типу относятся рудопоявления Снежное, Скалистое; скарновый тип представлен Оланским рудопоявлением; к своеобразному шеелит-флюорит-кварцевому типу относится Ангокитское месторождение; вольфрамитсодержащие кварцевые жилы распространены на Алтанском рудопоявлении.

В центральной части рудоносной полосы располагается Джиндинский рудный район, включающий месторождения и рудопоявления различных типов: вольфрамит-редкометалльно-грейзенового (Инкурское месторождение), гюбнерит-сульфидного березитового (Холтасонское месторождение) и др. Юго-западное окончание рудоносной полосы уходит в слабо изученные районы Монголии, где выявлены единичные объекты грейзенового типа (месторождения Цаган-Тологой, Цаган-Ула и др.), а также шлиховые ореолы гюбнерита и вольфрамита.

Пространственно и генетически вольфрамовое оруденение связано с гранитоидами того же типа, что и молибденовое оруденение. В отличие от молибденового вольфрамовое, однако, распространено шире; оно захватывает и ту часть магматического арее-

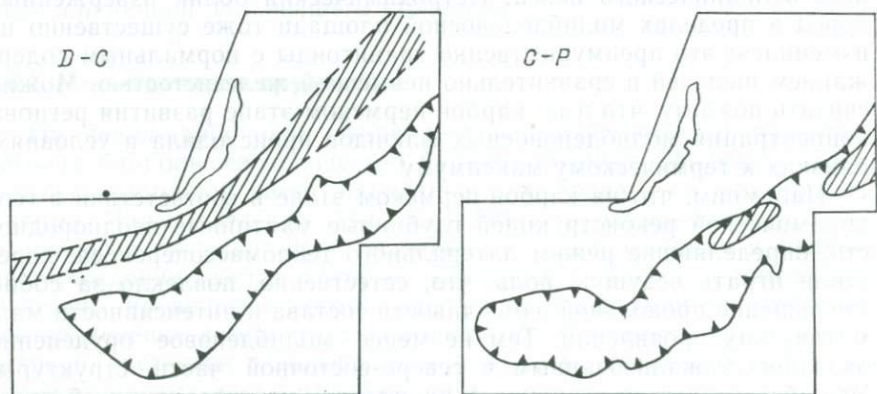


Рис. 55. Схема расположения вольфрамоносной площади (заштриховано) на девон-карбонном и карбон-пермском этапах развития Монголо-Забайкальского региона.

ла, которая формировалась в условиях пониженного латерального тепломассопереноса и сужения области проявления магматизма. Отметим, что интенсивность глубинного латерального перераспределения петрогенных и рудных компонентов была тем не менее достаточно высокой. Об этом можно судить по широкому диапазону изменчивости химического состава пород в этой части магматического ареала.

Из общих теоретических соображений можно предполагать, что в юго-западной части рудной полосы, в отличие от северо-восточной, должны преобладать поликомпонентные типы минерализации и чаще должны встречаться случаи телескопирования оруденения. Имевшийся в распоряжении авторов фактический материал оказался недостаточным для проверки этого предположения.

На карбон-пермском этапе тектоно-магматического развития региона процессы, ведущие к концентрации вольфрамоносных флюидов, сместились в южном направлении. Повышенная рудонасыщенность установлена в пределах двух изолированных площадей: в верхнем течении Ингоды и на правобережье Шилки (ниже устья Онона), т. е. по обе стороны от Агинского микроконтинента (срединного массива). Оруденение относится преимущественно к вольфрамит-касситерит-кварцевому типу, представителями которого можно считать Шумиловское и Молодежное месторождения.

В отличие от молибденового вольфрамовое оруденение пространственно и генетически связано не с вулканоплутоническими образованиями Селенгино-Яблонового пояса, а с полем гранитоидов, сформировавшимся на месте Хангай-Хэнтэйского прогиба. Судя по петрохимическим данным (см. рис. 51—53), повышенная вольфрамоносность вновь оказалась в пределах термического максимума, который на карбон-пермском этапе также сместился к югу.

9.6.4. Оловянное оруденение

Девон-карбонный этап тектоно-магматического развития не сопровождался формированием значительного количества оловорудных проявлений. Большинство из них сосредоточено в крайней северо-восточной части рассматриваемой территории — в пределах междуречья Олёкмы, Амазара и Урюма (рис. 56). Минерализация представлена в основном кварц-касситеритовыми жилами и отчасти вкрапленностью касситерита в грейзенизированных гранитах. Практического значения эта минерализация не имеет.

Пространственно и генетически оловорудные проявления связаны с гранитоидами нормальной щелочности, размещающимися южнее тех гранитоидов, к которым тяготеет разновозрастное вольфрамовое оруденение. При этом концентрация оловоносных флюидов происходила за пределами термического максимума, контролировавшего формирование вольфрамовых месторождений.

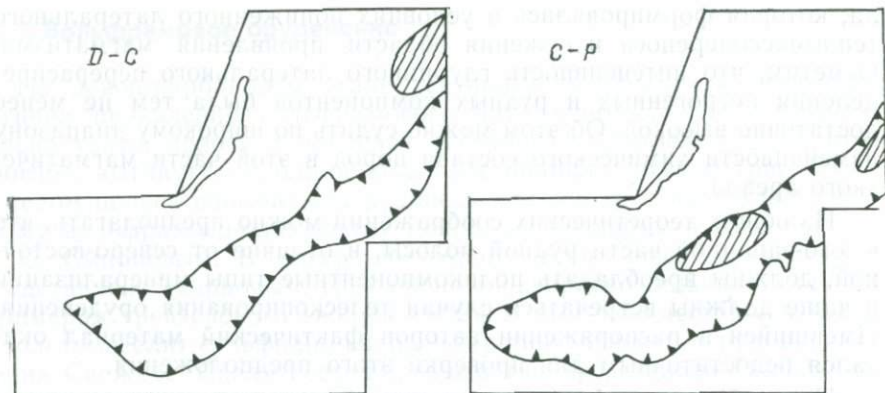


Рис. 56. Схема расположения оловоносной площади (заштриховано) на девон-карбонном и карбон-пермском этапах развития Монголо-Забайкальского региона.

На следующем — карбон-пермском — этапе геологической истории региона оловорудные проявления формировались существенно южнее — в пределах двух разделенных Агинским срединным массивом площадей, практически совпадающих с вольфрамоносными. В Приаргунье распространены главным образом грейзеновые кварц-вольфрамит-касситеритовые и сульфидно-касситеритовые проявления, не имеющие промышленного значения. В юго-западном Забайкалье — классической оловорудной провинции [Рудакова Ж. Н., 1973 г.] — получили развитие касситерит-вольфрамит-кварцевые месторождения (Шумиловское, Молодежное), касситерит-сульфидно-кварцевые (Береинское, Бодугинское, Харатуйское и др.), а также проявления деревянистого олова в ассоциации с гематитом, пиритом и халцедоном.

Подводя итог анализу рудоносности Монголо-Забайкальского региона, относящейся к этапу функционирования средне-позднепалеозойских зон субдукции, отметим следующее. Пространственно-временное распределение средне-позднепалеозойской молибденовой, вольфрамовой и оловянной минерализации не противоречит представлениям о тектоно-магматическом развитии территории, определяемом взаимодействием литосферных плит. Металлогеническая зональность согласуется с распределением глубинных физических неоднородностей мантии, с вариацией интенсивности и экстенсивности магматизма и с петрохимической зональностью, что свидетельствует о сопряженности процессов магмо-, петро- и рудогенеза.

Как на девон-карбонном, так и на карбон-пермском этапе тектоно-магматического развития региона пространственное распределение рассмотренных типов оруденения в той или иной мере контролировалось условиями глубинного латерального теплопереноса, чего и следовало ожидать исходя из результатов теоретического моделирования этого процесса. Более интенсивный тепло-

массоперенос приводил к более полной сепарации вещества на астеносферном уровне и к более эффективной аккумуляции рудоносных флюидов. Этим объясняется, в частности, продольная зональность магматических поясов — преобладающее возрастание рудонасыщенности структурно-металлогенических зон в северо-восточном направлении.

Распределение температуры на глубинах магмообразования является вторым столь же существенным фактором; оно во многом определяет поперечную металлогеническую зональность региона. Зоны повышенной вольфрамоносности строго контролируются температурным максимумом; молибденовое и оловянное оруденение может формироваться при более низких температурах.

Роль указанных двух факторов — условий сепарации флюидной фазы и температурного режима — неодинакова в формировании разнотипных металлогенических зон. Первостепенное значение для формирования молибденоносных зон имеет первый фактор, для вольфрамоносных — второй, для оловоносных — их сочетание.

Изменение во времени пространственного размещения и интенсивности проявления рудной минерализации определяется эволюцией геодинамического режима — перестройкой зоны субдукции, что сопровождается сокращением тепломассопереноса, частичным снятием избыточного давления и возрастанием проницаемости земной коры. Усиление проницаемости способствовало массовому поступлению рудных флюидов в верхние структурные этажи, т. е. большей рудонасыщенности карбон-пермских структур по сравнению с девон-карбоновыми.

ГЛАВА 10

ШОЛЕВАЯ ТЕКТНИКА, МАГМАТИЗМ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОЙ ЗОНЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ МАЛОГО КАВКАЗА

10.1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопросам тектоники, магматизма и металлогении Малого Кавказа посвящена обширная литература. В ней можно найти и результаты детального изучения магматических ареалов, вмещающих рудные месторождения, и обобщающие работы по геологической истории региона. Подавляющее большинство исследований, выполненных до начала 70-х годов текущего столетия, в своей интерпретационно-генетической части отражали представления, вытекающие из геосинклинально-орогенной схемы развития территории. Это означало, что усилия геологов концентрировались в основном на выявлении причинно-следственных связей между тектоно-магматическими процессами преимущественно в эволюционном плане, без серьезных попыток анализа взаимосвязи пространственно разобщенных событий. В петрогенетических и металлогениче-

ских построениях доминировали не всегда контролируемые представления о вариациях глубины магмо- и рудообразования и о геохимической специализации плавящегося субстрата.

Тем не менее благодаря этим работам мы располагаем сегодня надежными сведениями о вещественном составе и структурно-формационной принадлежности всех важнейших проявлений кайнозойского магматизма на Малом Кавказе. Особенно большой вклад в этом отношении внесли Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, Г. С. Дзоценидзе, А. Д. Исмаил-заде, Н. В. Короновский, В. Н. Котляр, Б. М. Меликсетян, Е. Е. Милановский, А. С. Остроумова, К. Н. Паффенгольц.

Важнейшим итогом этих работ является обоснование подразделения всех кайнозойских магматических проявлений региона на три обособленных комплекса. Первый из них — преимущественно щелочно-базальтоидный комплекс Аджаро-Триалетии и Талыша эоценового возраста. Второй — полнодифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый, включающий наряду с породами известково-щелочного ряда щелочные разновидности; этот комплекс в структурном отношении соответствует так называемому андезитовому поясу Малого Кавказа, развивавшемуся с эоцена до настоящего времени. Третий комплекс объединяет существенно базальтоидные излияния неоген-четвертичного возраста нормальной и повышенной щелочности. Такое деление кайнозойских магматических образований Малого Кавказа принимается в настоящее время большинством геологов. Оно взято за основу и при проведении наших исследований.

Принципиально иной подход к изучению геологии Малого Кавказа и всего Альпийско-Гималайского пояса наметился в связи с развитием идей тектоники литосферных плит. Пионерами в использовании этих идей при анализе геологической истории Кавказа были В. Е. Хаин, Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе, Л. П. Зоненшайн, М. Б. Лордкипанидзе. В работах названных исследователей территория Малого Кавказа трактуется как сложно построенная зона коллизии двух гигантских литосферных плит: Евразийской на севере и Аравийской на юге. При этом вслед за Д. Маккензи здесь обычно выделяют серию более мелких фрагментов литосферы — Иранскую, Южно-Каспийскую, Турецкую и другие микроплиты.

Важным достижением грузинских геологов (Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе) следует считать установление рифтогенной природы Аджаро-Триалетского трога, который раньше традиционно рассматривался как эвгеосинклинальный прогиб. Принципиальное значение имеет также вывод о том, что вулcano-плутоническая ассоциация андезитового пояса Малого Кавказа может рассматриваться в качестве следствия процесса субдукции. В отношении локализации соответствующих зон Беньофа, однако, остается много неясного. В работах названных специалистов [Адамия Ш. А. и др., 1977 г.; Зоненшайн Л. П. и др., 1979 г.; Лордкипанидзе М. Б., 1980 г.] обоснова-

по представление о том, что палеогеновый магматизм андезитового пояса контролировался двумя зонами субдукции, наклоненными в северном направлении. Одна из них размещалась приблизительно вдоль Севано-Акеринского офиолитового шва, другая — где-то в пределах надвиговой зоны Загроса. Вулканические проявления в неогеновом и четвертичном периодах предположительно связывались с остаточной субдукцией в пределах Загроса. Как станет ясно из дальнейшего, эти представления не вполне согласуются с имеющимся на сегодня фактическим материалом.

Несколько особняком стоят работы, проводившиеся в последние годы Н. В. Короновским. Придерживаясь представлений о пульсирующем геодинамическом режиме развития Земли, этот исследователь пришел к выводу, что в течение эоцена все вулканические проявления на Малом Кавказе пространственно и генетически связаны со структурами растяжения. Наши данные не позволяют согласиться с этим выводом.

Настоящая наша работа может рассматриваться как детализация и развитие плейт-тектонического подхода к изучению кайнозойской зоны коллизии Малого Кавказа. Необходимость этого определялась следующими обстоятельствами.

В работах Л. П. Зоненшайна и его коллег при изучении петрохимической зональности кайнозойских магматических проявлений все три гетерогенных и существенно разных по составу магматических комплекса на каждом возрастном срезе рассматривались совместно. Очевидно, что при таком подходе выявляемая петрохимическая зональность отражала главным образом особенности пространственного размещения указанных комплексов. По этой причине ее сопоставление с зональностью современных островных дуг и родственных им структур приводило к не вполне корректным выводам.

В работе М. Б. Лордкипанидзе [1980 г.], синтезирующей результаты исследований последнего десятилетия, рассмотрение латеральной и возрастной изменчивости проводится отдельно для щелочно-базальтоидного комплекса Аджаро-Триалетии и известково-щелочного андезитового пояса, но при этом учитывается только содержание в породах калия, чего явно недостаточно для суждения о многих важных особенностях геодинамического режима.

Если в первоначальных построениях Д. Маккензи и в последующих уточнениях Ш. А. Адамия, А. Н. Вардапетяна, И. П. Гамкрелидзе, Л. П. Зоненшайна, С. А. Ушакова и других геологов [43 и др.] размеры выделяемых микроплит измерялись сотнями километров, то в нашей работе дается на порядок более детальная реконструкция с учетом микроплит, поперечник которых измеряется первыми десятками километров. Дело, однако, не сводится к простому изменению масштаба исследований. Авторы столкнулись с качественно новым явлением — с геодинамикой блоков земной коры, перемещающихся по внутрикоровым астеносферам (астенослоям). Подобные блоки после работ Дж. Дьюн и А. М. С. Сенгора получили название «шоль» (от нем. Scholle — клочок земли).

Шолевая тектоника обычно оказывается следствием расслоения земной коры в регионах с длительной и интенсивной термической подготовкой. Малый Кавказ в кайнозой может считаться типичным регионом такого рода. Разогрев земной коры здесь продолжался в течение всего мезозоя — все то время, пока поглощалась океаническая литосфера Тетиса.

В данной работе, таким образом, рассматриваются магматическая активность и металлогения кайнозойской области Малого Кавказа в условиях шолевой тектоники. Целесообразность перехода на шолевый уровень анализа тектоно-магматических явлений определяется тем простым обстоятельством, что пространственное распределение магматических образований и создаваемая ими петрологическая зональность, а также закономерности локализации оруденения контролируются не только и не столько процессами на границах микроплит, сколько взаимодействием шолей.

10.2. ИСХОДНЫЙ ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Изучение латеральной и возрастной изменчивости состава магматических образований и связанное с этим уточнение мозаично-блокового строения региона, а также геодинамическая интерпретация выявленных закономерностей потребовали учета и комплексной обработки разнотипной геологической информации. Представляется, что при таком подходе расширяется возможность выявления новых эмпирических закономерностей и вместе с тем сужается пространство допустимых генетических моделей.

Первостепенное значение при геодинамических построениях имеют петрологические, и в частности петрохимические, данные. С учетом достигнутого уровня изученности магматических образований Малого Кавказа интерес представляли не столько генерализированные тенденции, частично уже известные по предшествующим работам, сколько детали продольной и поперечной зональности магматического пояса и эволюция исходных расплавов. Это обстоятельство требовало по возможности полного учета всей накопленной к настоящему времени петрохимической информации. В общей сложности было использовано более 3000 полных химических анализов, имеющих достаточно надежную географическую привязку.

Как известно, исходные аналитические данные отражают совокупное влияние многих факторов. Трансформация этих данных (петрохимические пересчеты, статистическая обработка) обычно направлена на выявление влияния одних факторов путем минимизации воздействия других. В данном случае интерес представляли такие составляющие общей изменчивости химизма пород, которые обусловлены вариацией состава исходных выплавов. Влияние локальных факторов, связанных с изменчивостью расплавов на пути подъема к земной поверхности и с условиями становления магматических тел, следовало по возможности минимизировать.

Наиболее строгий и корректный подход к оценке состава исходного расплава связан с использованием математических моделей поведения редких элементов в процессах плавления и кристаллизации. Однако это требует массовых точных определений элементов-примесей, чего в настоящее время нет. Поэтому авторы ограничились упрощенными приемами выделения требуемой компоненты изменчивости состава пород.

Прежде всего путем сравнения эмпирических распределений концентраций петрогенных элементов, соответствующих эффузивным породам и их интрузивным комагматам, было установлено петрохимическое сходство этих образований, что, вообще говоря, неоднократно отмечалось и ранее. Это дало основание для использования в дальнейшем всей совокупности петрохимических данных без учета фациальной специфики пород.

Далее осуществлялось приведение значений всех учитываемых петрохимических характеристик к фиксированному значению кремнекислоты. Для полнодифференцированной серии андезитового пояса использовалось значение $\text{SiO}_2 = 58\%$. Процедура приведения выполнялась путем построения серии регрессий для каждого обособленного магматического ареала. Благодаря приведению более полно использовалась вся петрохимическая информация, в значительной мере исключалось влияние главного петрохимического тренда, получались достаточно надежные оценки петрохимических характеристик в тех случаях, когда по тем или иным причинам отсутствовали аналитические данные, отвечающие породам с содержанием SiO_2 , близким к фиксированному значению.

Приведенные значения петрохимических характеристик объединялись для пространственно сближенных точек опробования и усреднялись с использованием круговых палеток. Таким путем минимизировалось влияние возможных лабораторных ошибок, в том числе систематических отклонений, иногда устанавливаемых для разных лабораторий. Попутно заметим, что учтенные химические анализы были выполнены более чем в 30 различных лабораториях Москвы, Ленинграда, Киева, Еревана, Баку и других городов. Все это позволяет считать, что выявляемые региональные вариации состава пород практически полностью определяются природными факторами.

Полученные таким путем данные использовались для построения тренд-поверхностей (обычно полиномы третьего порядка). Этот процесс повторялся многократно, поскольку обнаружилась неустойчивость решения. Анализ причин этой неустойчивости показал, что плавные и непрерывные изменения значений петрохимических характеристик выдерживаются только в пределах определенных отрезков андезитового пояса, а на границах этих отрезков происходит резкое изменение как общего среднего диапазона изменчивости, так и направления тренда. Все это заставило обратиться к геологической и геофизической характеристике поперечных границ андезитового пояса. Всем поперечным границам, как оказалось,

соответствуют более или менее отчетливо выраженные зоны разломов, выделенные ранее разными исследователями на основе непосредственных полевых наблюдений, по результатам расшифровки аэро- и космических фотоснимков и по совокупности косвенных данных. В конечном итоге для дальнейшего анализа были составлены тренд-поверхности, построенные для отрезков андезитового пояса, ограниченных дизъюнктивными нарушениями.

В данной работе широко использовались результаты геоморфологических исследований. Они оказались полезными как на стадии уточнения тектонической фрагментации магматических ареалов, так и при изучении сопряженных вариаций разнотипных характеристик этих ареалов.

Представление о мозаично-блоковом строении региона давно уже развивалось многими геологами. Наиболее полным обобщением в этом плане является монография Е. Е. Милановского [1968 г.]. В дальнейшем иерархия и конфигурация отдельных блоков неоднократно пересматривались и уточнялись, в частности, в связи с появлением материалов космической фотосъемки. Авторы широко использовали схему линеаментов, составленную по результатам дешифрирования космических снимков А. С. Караханяном [1981 г.].

Как известно, следы недавних перемещений блоков находят отражение в современном рельефе. Систематический анализ гипсометрических карт позволил Е. Е. Милановскому выделить кроме приподнятых и опущенных блоков перекошенные и изогнутые. Эти наблюдения также привлекались при анализе шовлевого тектогенеза. Объективной характеристикой наклона земной поверхности служила разность высотных отметок, получаемая осреднением в радиусе 5—10 км.

Подобно геоморфологическим данным, сведения о физическом состоянии глубин использовались как для уточнения положения и природы границ тектонических блоков, так и для анализа условий протекания в них петрогенетических процессов. Важную информацию доставляют результаты сейсмологических исследований, обобщенные в виде карт различного содержания: размещения эпицентров и глубин очагов землетрясений различной магнитуды, общей сотрясаемости территории и др. Сеймотектонические схемы дают представление о преобладающей ориентировке сжимающих и растягивающих напряжений в регионе и о направлении горизонтальных перемещений блоков.

Из характеристик земной коры учтены глубина до поверхности Мохо, глубины залегания и мощности гранитового и базальтового слоев, сведения о которых обобщены в работах Б. К. Балавадзе и его коллег. Аномалии гравитационного поля в редукциях Буге и изостатической заимствованы из публикаций М. Е. Артемьева и Б. К. Балавадзе. Значения теплового потока снимались с международной карты Европы под редакцией В. Чермака [1981 г.].

Из самых общих соображений очевидно, что чем шире спектр учитываемых характеристик, тем сложнее получить внутренне непротиворечивую генетическую модель и вместе с тем остается меньше оснований предполагать существование альтернативных решений, дающих конвергентные следствия. В данной работе в связи с изучением сопряженных вариаций разнообразных геоморфологических, геофизических и петрологических характеристик выявилась достаточно сложная система связей, выражаемая сотнями коэффициентов корреляции. Генетическая интерпретация этой системы потребовала обращения к таким построениям, в рамках которых подобные соотношения рассматриваются в качестве логически согласованных элементов.

В петрологических схемах, согласованных с представлениями классической геологии, большая часть упомянутых связей вообще не рассматривается. В тех же случаях, когда они привлекают внимание геологов, интерпретация нередко сводится к формальным подстановкам. Так, например, масштаб (интенсивность и экстенсивность) магматических проявлений ставится в зависимость от параметров глубинного энергетического импульса — от размеров и степени разогрева всплывающего астенолита и (или) от проницаемости земной коры. Из-за отсутствия независимых критериев для оценки указанных явлений используются все те же исходные петрологические данные, что создает ситуацию типа порочного круга. По этой же причине оказываются неудовлетворительными объяснения пространственно-временной локализации магматических проявлений.

Ранее [37] была показана неприемлемость классических интерпретационных схем анализа латеральной петрохимической зональности на границах литосферных плит. Из дальнейшего станет ясной недостаточность классического подхода для понимания природы изменчивости химического состава шолегенных образований. Здесь же затронем только вопрос о соотношении эволюционного и латерального петрохимического трендов.

В данном случае имеется в виду возможный вклад, который вносит в выявляемую латеральную петрохимическую изменчивость неодинаковость химического состава разновозрастных образований, не всегда различаемых в пределах фиксируемого возрастного среза. Вопрос этот представляет определенный интерес, поскольку среди геологов, изучающих Малый Кавказ, укоренилось представление о наличии существенного эволюционного тренда в пределах даже одного геологического периода, например палеогена. Об этом, на первый взгляд, свидетельствуют эмпирические данные, которые можно найти в работах Ш. А. Азизбекова, Р. Т. Джрбашяна, М. А. Кашкая и др. Со всей определенностью об этом пишет М. Б. Лордкипанидзе [1980 г.], обобщившая аналитический материал из работ названных геологов.

Более внимательный анализ первичных данных показывает, однако, что систематические различия между разновозрастными образованиями регистрируются только в тех случаях, когда они пространственно разобщены, т. е. тогда, когда не исключено влияние латеральных неоднородностей среды. В тех же случаях, когда сопоставляются пространственно совмещенные разновозрастные образования («петрохимические изотопы»), эволюционный тренд, как правило, оказывается практически неощутимым. С учетом этого при генетической интерпретации выявляемой петрохимической зональности принимались во внимание прежде всего возможные латеральные вариации условий генерации магматических расплавов.

По мнению многих геологов, территорию Малого Кавказа в мезозое можно рассматривать как сложно построенную зону взаимодействия двух гигантских литосферных плит, разделенных Тетисом. К началу кайнозойской эры от некогда обширного океана сохранились лишь остаточные бассейны с корой океанического и субокеанического типов. Исходная извилистость границ сближающихся плит в значительной мере предопределила образование мозаики литосферных плит меньшего размера — микроплит, сложным образом перемещающихся в зоне взаимодействия плит-гигантов. Такого рода тектоническая позиция рассматриваемой территории, равно как и прилегающих районов Восточного Средиземноморья и Ближнего Востока, выявилась в результате работ Д. Маккензи [1970 г.], опиравшегося главным образом на сейсмотектонические данные. Последующие исследования [Nowroozi A., 1971, 1972 г.; Tchalenko J. S., 1977 г.; Вардапетян А. Н., 1979, 1983 г.] привели к результатам, в целом согласующимся со схемой Д. Маккензи.

Без принципиальных изменений указанная схема использовалась при анализе закономерностей проявления кайнозойского магматизма Малого Кавказа и прилегающих территорий [Ханн В. Е., 1975 г.; Гамкрелидзе И. П., 1976 г.; Адамия Ш. А. и др., 1977 г.; Ковалев А. А., Зоненшайн Л. П. и др., 1979 г.; Лордкипанидзе М. Б., 1980 г.]. При этом, как уже отмечалось, формирование кайнозойского андезитового пояса Малого Кавказа связывалось с процессом остаточной субдукции океанической литосферы в Севано-Акеринской и Загросской зонах. Такая геодинамическая интерпретация подкреплялась результатами несколько упрощенного анализа петрологических данных.

Если к подобным построениям подходить с общих позиций, то в них нетрудно усмотреть безусловно положительные моменты. Прежде всего нет оснований сомневаться в том, что тектоно-магматическое развитие Малого Кавказа в кайнозое в значительной мере определялось мезозойскими событиями. Более конкретно это означает, что андезитовый пояс формировался в пределах континентальной коры, термический режим которой — ее общий повышенный разогрев — явился следствием длительного субдуцирования океанической литосферы. Кайнозойская история Малого Кавказа в этом отношении аналогична истории восточного фланга Альпийско-Гималайского пояса, где интенсивному скучиванию континен-

тальных масс предшествовал их длительный разогрев в процессе поглощения приблизительно 3000 км океанической литосферы до того, как произошло столкновение Индийского субконтинента с Евразией [Toksöz N., Bird P., 1977 г.].

На некоторых отрезках северо-восточного обрамления андезитового пояса действительно документируются признаки унаследованного функционирования зон субдукции мелового возраста. На это указывают, в частности, результаты структурно-тектонического анализа, проводившегося Е. Е. Милановским, а позднее А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым. Тем не менее многие существенные детали эволюции пояса, в ходе которой на ряде его отрезков резко сменяется ориентировка петрохимического тренда, не согласуются с представлением об исключительно унаследованном характере тектоно-магматической активности в кайнозое.

Таким образом, объективные трудности в объяснении выявленных закономерностей заставили авторов обратиться к представлениям о шолевом текто- и магмогенезе. Излагаемые далее положения естественно смыкаются с концепцией тектонической расслоенности литосферы, успешно развиваемой в последнее время геологами ГИН и некоторых других организаций страны. Попутно заметим, что указанную концепцию не следует рассматривать в качестве альтернативы тектонике литосферных плит. Явления тектонического расслоения, фиксируемые в первую очередь в деформациях земной коры, хорошо вписываются в существенно более общую схему неомобилизма. Они сравнительно слабо проявляются в процессах рифтогенеза и субдукции, но на стадии континентальной коллизии им принадлежит ведущая роль.

Как станет ясно из дальнейшего, в отличие от авторов концепции тектонической расслоенности литосферы [Пейве А. В. и др., 1982 г.], мы рассматриваем литосферные плиты, микроплиты и шоли не только как «структурно-кинематические категории определенного временного интервала», но и как геолого-исторические категории. При этом внимание акцентируется на петрологических и металлогенических следствиях расслоения, редко привлекавших внимание геологов.

Основным условием, определяющим дифференциальную подвижность слоев земной коры, является существование в ее пределах более или менее протяженных горизонтов с пониженной вязкостью. Специальные прецизионные геофизические измерения в разных районах земного шара показали достаточно широкое развитие такого рода горизонтов. В пределах Малого Кавказа в ряде случаев ими могут оказаться слои повышенной электропроводимости, нередко отличающиеся также низкой скоростью распространения сейсмических волн. По результатам магнитотеллурического зондирования в земной коре Малого Кавказа местами выделяется несколько высокопроводящих слоев, в том числе, по данным Г. Е. Гугунава и др. [1971 г.], слой в интервале глубин 20—60 км. Как показано в работах Б. К. Балавадзе и Л. И. Тулиани [1974 г.], с электропроводящим слоем нередко совпадает слой повышенного

затухания объемных сейсмических волн мощностью 5—10 км. По данным И. В. Гаретовской [1975 г.], Г. В. Егоркиной и др. [1975 г.], в пределах Малого Кавказа выявлены слои пониженной скорости сейсмических волн в интервалах глубин 6—13 и 37—55 км мощностью 2—10 км. Особенно отчетлив слой в подошве земной коры [Шукин Ю. К., 1982 г.]. Общим итогом снижения вязкости вещества коры оказывается его течение под воздействием тектонических сил. Как показывают исследования Э. А. Джибладзе [1982 г.], следы этого течения регистрируются геофизическими методами. В итоге оказывается возможным строить карты компонент тензора скорости деформации.

Мировой опыт изучения шоловой тектоники пока что ограничивается в основном вопросами кинематики, включая вращение коровых блоков и их деформацию [Hsü K. J., 1978 г.; Кучай В. К., 1981 г.]. Петрогенетический аспект до сих пор оставался за пределами внимания исследователей. Лишь в единичных работах отмечались проявления базальтоидного вулканизма на дивергентных гранитах шолей. Что же касается андезитонидного вулканизма, то условия его проявления в связи с шоловой тектоникой оставались практически неизученными. В этом отношении генетическая интерпретация в нашей работе не опирается на мировой опыт и потому заслуживает дополнительных пояснений.

Принципиальное значение в рассматриваемом плане имеет вопрос об условиях субдупирования континентальной коры. Ее невысокая плотность, очевидно, препятствует погружению на значительные глубины в мантию, если только не принимать во внимание процесс экологитизации базальтов, роль которого, по расчетам Е. В. Артюшкова [2], должна возрастать в регионах с интенсивной термической подготовкой. Тем не менее уже в начале века (работы В. Бухера и др.) были известны неединичные примеры крупных поддвигов пластин земной коры в складчатых областях. Современные исследования в этом плане дают возможность проследить развитие подобных структур (например, Гельветского покрова в Альпах) во времени.

Наряду с этим геофизическими измерениями установлено, что при континентальной коллизии почти всегда происходит большее или меньшее утолщение коры, иногда с образованием коромантийной смеси. Подобные факты, а также простейшие расчеты показывают принципиальную возможность континентальной субдукции, хотя условия ее протекания остаются не вполне ясными. Далее для обозначения процесса поддвигания и поглощения континентальной коры используется термин «субдукция», хотя, возможно, во избежание недоразумений следовало бы использовать иные выражения — «субдукция типа А» (модель Амштуца) или «субфлуэнция» (подтекание земной коры).

Некоторые из возможных вариантов субдупирования континентальной литосферы приведены в работах П. Молнара и Д. Грея. Они рассматривают, в частности, затаскивание края континентальной коры в начальной стадии коллизии под воздействием погру-

жающейся океанической пластины. Этот механизм, возможно, играл существенную роль в тех случаях, когда кайнозойские зоны субдукции наследовали структурный план мезозойских, в частности, в пределах Севано-Акеринской зоны. Во всех других ситуациях казалось более логичным рассматривать коровую субдукцию как составную часть процессов торошения фрагментов коровых слоев при общем расслоении и скупивании материала.

Недостаточно изученным остается вопрос об условиях возникновения расплавов на коровом уровне. Одни специалисты [Toksöz N., Bird P., 1977 г.] полагают, что наряду с фрикционным теплом для эффективной генерации расплавов требуется длительная термическая подготовка региона в процессе предшествующего рифтогенеза и (или) субдукции океанической литосферы. Другие авторы [Паталаха Е. И., Поляков А. И., 1977 г.] допускают локальное плавление и магмообразование в результате термомеханических явлений, сопутствующих горообразованию и тектоническому сжатию.

В любом случае поступление на земную поверхность магматических расплавов оказывается не столько следствием повышения плавленности термически разуплотненного вещества, сколько функцией тангенциального сжатия коровых блоков. Петрологические наблюдения [Остроумова А. С., 1967 г.; Паффенгольц К. Н., 1970 г.] согласуются с представлением о коровом (нижнекоровом) происхождении пород андезитового пояса Малого Кавказа. Не противоречат ему и изотопно-геохимические данные, указывающие на участие вещества мантии в магмогенезе, поскольку трудно исключить возможность проявления процесса глубинного синтексиса (в понимании Н. Л. Добрецова [1981 г.]).

Таким образом, в общих чертах вырисовывается принципиальная возможность корректного согласования теоретических построений с известными геологическими фактами. Дальнейшее изложение материала подчинено определяющим теоретическим конструкциям, принятие которых диктуется возможностью обеспечить непротиворечивую генетическую интерпретацию выявленных эмпирических закономерностей. Авторы опирались при этом на опыт изучения процессов взаимодействия литосферных плит в современных островных дугах и на активных окраинах континентов, учитывали результаты изучения изменчивости состава вулканических пород, обобщенные в работах [1, 27]. В частности, привлекались модели тепломассопереноса и флюидного режима, рассмотренные в главе 1 этой книги.

10.4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АНДЕЗИТОВОГО ПОЯСА

Мы ограничимся рассмотрением строения андезитового пояса на палеогеновом этапе его развития, поскольку с образованиями этого возраста генетически связаны практически все наиболее интерес-

ные рудные проявления региона. С учетом сейсмотектонических построений, обобщений данных по неотектонической активности региона, результатов геоморфологического анализа, а также на основе детального петрохимического картирования в пределах Малого Кавказа для раннего — среднего эоцена выделяется восемь шолей (см. рис. 57). Их конфигурация и зоны взаимодействия существенно отличаются от ситуации, показанной на известных генерализированных схемах микроплитовой тектоники.

Здесь нет возможности рассматривать детально поведение всех петрогенных элементов, формирующих поперечную и продольную зональность андезитового пояса. Мы ограничимся краткой характеристикой вулканических ареалов в пределах каждой из выделяемых шолей. При этом акцент делается на деталях, существенных для понимания геодинамического режима, связанного с взаимодействием шолей.

10.4.1. Джавахетская шоль

Под таким названием здесь выделяется крайний северо-западный фрагмент андезитового пояса Малого Кавказа. С северо-востока Джавахетская шоль ограничена Аджаро-Триалетским рифтом, на юге, на широте Степанавана, отделяется Амасийско-Туманянским трансформным разломом от смежной Ширакской шолы. Положение западной границы Джавахетской шолы не вполне ясно.

Вулканогенные образования в виде сравнительно узкой 20-километровой полосы протягиваются вдоль северо-восточной окраины шолы на юг от Бедианского массива. По данным Н. И. Схиртладзе [1958 г.], эоценовые вулканиды распространены также западнее Бедианского массива. В пределах рассматриваемой полосы среди вулканидов преобладают средние и кислые члены полнодифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации.

На рис. 57—59 представлены некоторые результаты тренд-анализа петрохимических характеристик для каждого из выделяемых фрагментов андезитового пояса. В пределах Джавахетской шолы наблюдается отчетливая петрохимическая зональность, контролируемая положением ее северо-восточной границы. Концентрация калия, натрия, железистость и общая кремнекислотность ассоциации монотонно возрастают на запад и юго-запад от северо-восточного края шолы; поведение алюминия, кальция, магния, титана и окисленности железа прямо противоположно отмеченному.

Такого типа зональность, как известно, характерна для современных островных дуг и активных окраин континентов, хотя окисленность железа и содержание титана чаще обнаруживают тенденцию возрастания по мере удаления в тыловые области подобных структур. Есть основание предполагать, что северо-восточная граница шолы представляет собой зону субдукции (поддвига континентальной коры), наклоненную в юго-западном направлении.

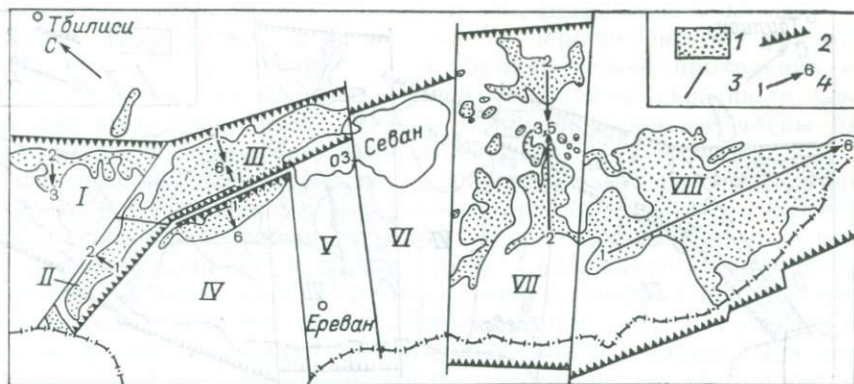


Рис. 57. Схема шелевой тектоники андезитового пояса Малого Кавказа на палеогеновом этапе его развития.

1 — вулканические ареалы; 2 — зоны субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — направление возрастания в породах концентрации калия и предельные ее значения, %. Шоли: I — Джавахетская, II — Ширакская, III — Базумская, IV — Памбакская, V — Западно-Севанская, VI — Восточно-Севанская, VII — Аюцдорская, VIII — Нахичеванская.

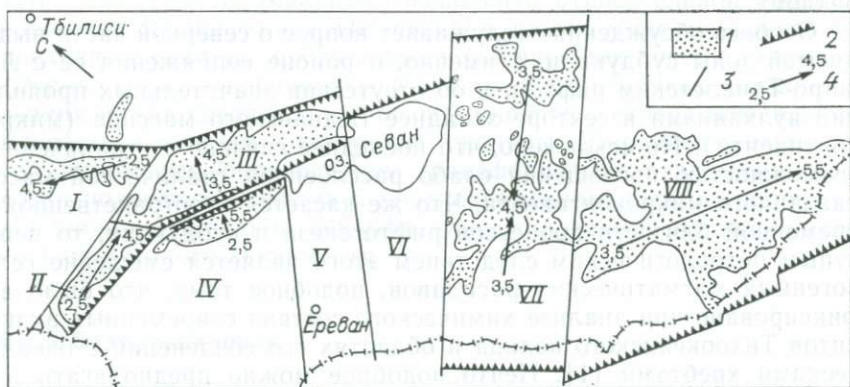


Рис. 58. Схема распределения содержания натрия (Na_2O) в палеогеновых породах андезитового пояса Малого Кавказа.

Условные обозначения 1—3 те же, что на рис. 57; 4 — направление возрастания в породах концентрации натрия и предельные ее значения.

Узкая полоса развития вулканитов и невысокий градиент нарастания калия позволяют считать, что в данном случае при сравнительно небольшой нормальной компоненте относительной скорости Джавахетской шоли преобладало встречное движение перекрывающего блока. Аналогичная кинематика шоли получается также при сложении двух векторов: смещения южного крыла Аджаро-Триалетского рифта в юго-восточном румбе и перемещения блоков Турецкой микроплиты в северо-восточном направлении. Результирующий вектор при этом имеет приблизительно восточную ориентиров-

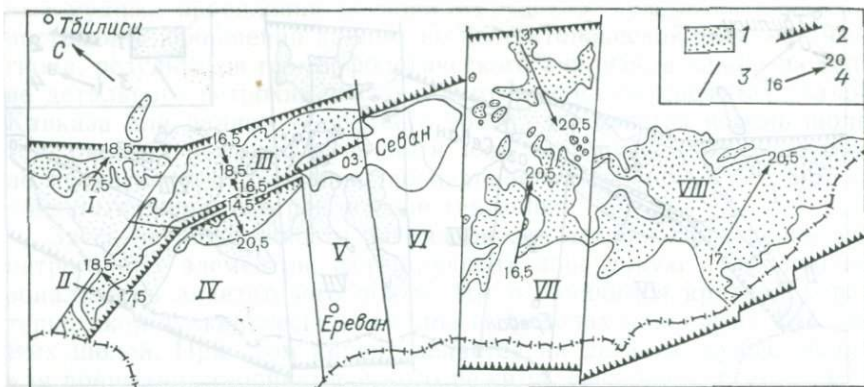


Рис. 59. Схема распределения содержания алюминия (Al_2O_3) в палеогеновых породах андезитового пояса Малого Кавказа.

Условные обозначения 1—3 те же, что на рис. 57; 4 — направление возрастания в породах концентрации алюминия и предельные ее значения.

ку, т. е. параллельно Амасийско-Туманянскому трансформному разлому.

Особого обсуждения заслуживает вопрос о северной части выделяемой зоны субдукции, а именно, о районе сопряжения ее с Аджаро-Триалетским рифтом, и об отсутствии значительных проявлений вулканизма в секторе западнее Бедянского массива (микроконтинента). Не исключено, что последнее связано с ограниченной возможностью поглощения слабо расслоенной сиалической массы указанного микроконтинента. Что же касается пространственной и временной близости процессов рифтогенеза и субдукции, то вероятным петрологическим следствием этого является смешение гетерогенных магматических расплавов, подобное тому, что было зафиксировано при анализе химического состава современных вулкаников Тихоокеанского кольца в областях его сочленения с океаническими хребтами [1]. Нечто подобное можно предполагать и в данном случае. Как отмечает М. Б. Лордкипанидзе [1980 г.], позднепалеогеновые вулканики Аджаро-Триалетии по своему химическому составу оказываются практически неотличимыми от синхронных образований андезитового пояса. Это создает впечатление, что в позднем эоцене Аджаро-Триалетская структура «причленяется к андезитовому поясу, хорошо вписываясь в его зональность».

10.4.2. Ширакская шоль

Следующий фрагмент андезитового пояса размещается в пределах Ширакской шоль, примыкающей с юга к Джавахетской. Изученная часть Ширакской шоль (в пределах Малого Кавказа), так же как и находящийся в ее пределах вулканический ареал, вытянуты в широтном направлении. На юге, в области Ленинанканской

депрессии и далее по течению р. Памбак, Ширакская шоль контактирует с Памбакской, а на востоке по Чернореченскому разлому сочленяется с Базумской шолью. Вулканические проявления во многом сходны с распространенными на Джавахетской шולי. Среди них явно преобладают кислые и умеренно кислые члены базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации.

Петрохимическая изученность ширакских вулканитов слабая, так что представление о зональности ареала не может считаться достаточно определенным. В целом преобладает субширотная ориентировка изолиний тренд-поверхности. Содержание калия в породах имеет слабую тенденцию возрастания в северном направлении. Аналогичным образом ведут себя алюминий, железистость, окисленность железа и общая кремнекислотность ассоциации; для магния, кальция и титана намечается противоположная тенденция. Концентрация натрия увеличивается в восток-северо-восточном направлении. Таким образом, и по характеру петрохимической зональности ширакские вулканиты вполне подобны джавахетским. Есть основание думать, что и условия их образования были аналогичными.

Вероятно, зона субдукции размещалась вдоль южной границы шולי. При этом нормальная компонента относительной скорости сближения Ширакской и Памбакской шолей была невелика, что определяло «вялую» субдукцию, медленное поглощение корового материала, низкие градиенты pT -условий на глубинах магмообразования и, как следствие, слабо выраженную петрохимическую зональность. Северная и восточная границы Ширакской шולי, по всей видимости, определялись трансформными разломами, хотя нельзя полностью исключать кратковременного существования наклоненной на юг зоны Беньофа, ориентированной вдоль Амасийско-Туманянского линеамента.

10.4.3. Базумская шоль

Этот фрагмент шоловой мозаики, как уже отмечалось, с севера по трансформному разлому контактирует с Джавахетской шолью, на западе по дизъюнктивному нарушению аналогичной природы — с Ширакской, на северо-востоке вдоль Севанского линеамента — с мезозойским обрамлением Евразийской плиты; на юго-западе по Ленинанкан-Спитак-Севанскому линеamentу — с Памбакской и Западно-Севанской шолями. Вулканогенно-осадочные толщи эоценового возраста, покрывающие практически всю площадь шולי, интенсивно изучались многими исследователями (Г. П. Багдасарян, С. И. Баласаян, Р. Т. Джрбашян, К. А. Карамян, В. Н. Котляр, К. М. Мурадян, Г. А. Пилоян и др.). По их данным, среди пород вулканоплутонической ассоциации наряду с базальтами, андезитами, дацитами и риолитами широко распространены субщелочные и щелочные типы: трахиандезиты, трахидациты, шошониты и другие высококалийевые разновидности.

Весьма характерна петрохимическая зональность шолы. Концентрации калия, алюминия и железистость пород возрастают к продольной оси вулканического ареала; поведение кальция, магния, титана и окисленности железа прямо противоположное. И лишь содержание в породах натрия монотонно увеличивается в северо-восточном направлении. Наиболее отчетливо симметричная зональность проявлена в северо-западной части вулканического ареала. Здесь градиенты изменения петрохимических характеристик особенно велики. Градиент нарастания калия, например, превышает 0,5 % K_2O на 1 км, что в несколько раз больше наблюдаемого в пределах Джавахетской и Ширакской шолей.

Как известно, такого рода петрохимическая зональность наблюдается в условиях двустороннего взаимодействия литосферных плит. С этих позиций, в частности, объяснялось [1] высокое содержание калия в вулканитах о. Фиджи, расположенного в «двойном тылу» островных дуг Тонга и Новых Гебрид. Резонно предположить, что и Базумский вулканический ареал явился результатом одновременной субдукции с северо-востока и с юго-запада. Особенно энергично этот процесс протекал при сближении Базумской и Памбакской шолей. Поглощение корового материала севернее оз. Севан шло намного медленнее.

Такому представлению как будто противоречит морфология Севано-Акеринского офиолитового шва в пределах его базумского отрезка. К. Н. Паффенгольц, а позднее А. Л. Книппер и С. Д. Соколов отмечали активность этой структуры в палеогене. При этом К. Н. Паффенгольц указывал на надвиговый характер дизъюнктива с погружением тектонической поверхности в северо-восточном направлении. Вероятно, это объясняется тем, что в меловое время океанический бассейн, существовавший южнее Сомхето-Карабахской островной дуги, сокращался исключительно за счет субдукции в северо-восточном направлении, о чем свидетельствует петрохимическая зональность островодужных вулканитов [Остроумова А. С., 1986 г.].

В конце мела или в начале палеогена произошла частичная инверсия зоны субдукции. Точнее, наряду с сохранением прежнего направления падения зоны Беньофа и по мере ее постепенного отмирания более активное погружение корового материала началось под надвигающуюся Базумскую шоль. О частичном сохранении активности прежней зоны Беньофа, возможно, свидетельствуют мелкие интрузии палеогенового возраста, распространенные севернее и северо-западнее оз. Севан.

10.4.4. Памбакская шоль

Как уже отмечалось, Памбакская шоль по Ленинакан-Спитак-Севанскому линеamentу примыкает к Базумской и Ширакской шольям, а по Ереван-Севанскому трансформному разлому сочленяется

с Западно-Севанской шолью. Южная граница шולי предположительно проходит по долине р. Аракс.

Вулканические проявления сосредоточены исключительно в пределах северо-восточной окраины шולי, где они слагают полосу, вытянутую вдоль границы с Базумской шолью. Исследованиями В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, Р. Т. Джрбашяна, Б. М. Мелик-селяна и других геологов в рассматриваемом районе установлено широкое развитие щелочной существенно калиевой вулканоплутонической ассоциации эоцен-плиоценового возраста (тежсарский комплекс). Как явствует из описания комплекса, в нем явно доминируют трахитандезиты, трахиты, фонолиты.

Обильный петрохимический материал позволяет уверенно выявить латеральную зональность магматического ареала. Вырисовывается резко асимметричная зональность, отражающая обогащение калием, алюминием и титаном пород при одновременном росте их железистости и кремнекислотности в юго-западной части ареала. Для содержания натрия, железа и степени его окисленности столь же четко устанавливается противоположная тенденция.

Как и ранее, принимая во внимание особенности размещения вулканического ареала в пределах шולי, конфигурацию ареала и латеральную петрохимическую зональность, можно предполагать функционирование зоны субдукции вдоль Ленинакан-Спитак-Севанского линеамента с погружением пластины в южном направлении под Памбакскую шоль. С учетом результатов, к которым привел анализ материала по смежной Базумской шоль, приходится допустить двустороннюю симметричную субдукцию, ось которой располагалась несколько южнее Ленинакан-Спитак-Севанского линеамента. Западная часть северной границы Памбакской шולי под острым углом конвергировала с активной окраинной смежной Широакской шоль.

10.4.5. Западно-Севанская и Восточно-Севанская шולי

В отличие от ранее рассмотренных, обе эти шולי амагматичны. Их выделение необходимо для понимания разительных различий в характере магматических проявлений в центральной и восточной частях Базумской шולי, а также восточнее за ее пределами — в Шахдагском хребте. Как уже отмечалось, на западе Западно-Севанская шоль по Ереван-Севанскому трансформному разлому граничит с Памбакской шолью; на северо-востоке по восточному продолжению Ленинакан-Спитак-Севанского линеамента — с Базумской. По Веди-Камо-Красносельскому трансформному разлому Западно-Севанская шоль контактирует с Восточно-Севанской, северо-восточная граница которой совпадает с Чернореченским линеamentом, трассирующим зону Беньюфа, падающую на север. На юго-востоке Восточно-Севанская шоль по Варденис-Геташенскому трансформному разлому контактирует с Айюцзорской шолью. Южная граница рассматриваемых шолей, по всей видимости, проходит по тектонической зоне, фиксируемой долиной р. Аракс.

Магматические проявления, связанные с движением Западно-Севанской шолы, представлены известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией в пределах восточной части Базумской шолы (хребты Мургузский и Арегуни). Здесь, как и в центральной части шолы, намечается симметричная петрохимическая зональность, но выраженная крайне слабо. Есть основание связывать это с вялой субдукцией — следствием медленного движения на север Западно-Севанской шолы. Свидетельством такого режима, возможно, являются остатки морского бассейна, сохранившиеся в виде современной западной части оз. Севан.

Еще более медленным, по-видимому, было движение Восточно-Севанской шолы, в результате чего в пределах Шахдагского хребта сформировались лишь мелкие интрузии основного, среднего и умеренно кислого состава. Их возраст, по данным Т. Аб. Гасанова [1984 г.], палеогеновый. Вероятно, не случайно поэтому другая часть реликтовой акватории — восток оз. Севан — превосходит по размерам западную часть.

10.4.6. Айоцдзорская шоль

В отличие от Западно- и Восточно-Севанской, Айоцдзорская шоль в эоцене была ареной интенсивно и разнообразно проявившегося вулканизма. На северо-западе, как уже отмечалось, по Варденис-Геташенскому разлому она сочленяется с Восточно-Севанской, а на юго-востоке по Хок-Базарчайскому дизъюнктиву аналогичной природы — с Нахичеванской шолью. На северо-востоке граница проходит по Северо-Севанскому линейamentу, а на юго-западе по тектоническому нарушению вдоль р. Аракс.

Фрагмент андезитового пояса в пределах рассматриваемой территории представлен полнодифференцированной вулканической серией, в которой, как явствует из работ А. Т. Асланяна, К. Н. Паффенгольца, А. С. Остроумовой и других геологов, преобладают породы нормального и субщелочного рядов. Вырисовывается продольно-симметричная зональность с обогащением щелочами центральной части шолы — района горы Джермук. В этом же направлении от северо-восточной и юго-западной границ шолы нарастает содержание в породах титана, их железистость и общая кремнекислотность. Фемические компоненты, напротив, обогащают северо-восточную и юго-западную окраины вулканического ареала.

Такая зональность качественно подобна отмеченной в пределах Базумской шолы и, по всей видимости, генерирована сходными факторами. Резонно и здесь предполагать двустороннюю субдукцию — с северо-востока и с юго-запада под Айоцдзорскую шоль. В отличие от Базумской шолы, однако, здесь зоны субдукции были удалены друг от друга не на 30, а на 120—130 км, что обусловило в целом значительно более низкие латеральные градиенты изменения петрохимических характеристик. Для калия, например, указанный градиент варьирует от 0,05 до 0,1 K_2O на 1 км. Да и абсо-

лютные значения петрохимических характеристик — диапазоны их вариации — при этом существенно различаются. В Базумском и Памбакском районах концентрация калия (K_2O) достигает 6—7 % (шошонитовая ассоциация), в то время как в вулканитах Айоцдзора она не превышает 3,4—4 %.

Заслуживает внимания еще одна особенность петрохимических трендов Айоцдзора. Наряду с отмеченной симметричной зональностью можно выявить и признаки асимметрии. Градиенты петрохимического поля на северо-востоке в среднем несколько выше, чем на юго-западе. Кроме того, очевидна некоторая общая смещенность вулканических полей к северо-восточной границе шולי. Это может объясняться геодинамическими различиями в соответствующих зонах субдукции. На северо-востоке можно предполагать надвигание Айоцдорского края шולי на погружающуюся на юго-запад коровую пластину, собственная скорость которой была невелика. На юго-западе же субдукция протекала в условиях «убегания» Айоцдорской окраины от «подталкивающей» ее Иранской микроплиты.

10.4.7. Нахичеванская шоль

Этот тектонически обособленный блок является крайним юго-восточным звеном андезитового пояса Малого Кавказа. Его северо-западная граница, как уже отмечалось, определяется трансформным разломом, проходящим по линии Хок — Базарчай; северо-восточная совпадает с юго-западным краем Сомхето-Кафанской зоны; южная прослеживается вдоль Араксинской депрессии. Положение юго-восточной окраины не вполне ясно. Скорее всего, она находится на территории Северного Ирана вблизи восточного окончания Мегри-Ордубадского батолита.

Палеогеновому магматизму рассматриваемого района посвящены многочисленные работы Р. Н. Абдуллаева, Ш. А. Азизбекова, А. З. Багирова, А. Д. Исмаил-заде, М. А. Кашкая, М. Н. Мамедова, М. И. Рустамова и других геологов. В совокупности они дают достаточно полное представление о распространенности петрографических типов пород и особенностях их химического состава: в широком дифференционном ряду заметно преобладают породы умеренно кислого и основного состава.

Построение тренд-поверхностей петрохимических характеристик выявляет довольно сложную картину, не укладывающуюся полностью в простую схему поперечной зональности. В первом приближении можно усмотреть суперпозицию двух тенденций: изменчивости, генерируемой положением южной активной границы шולי, и тренда, обусловленного переходом от существенно вулканической фации в юго-западной части территории к плутонической фации в восточной части, т. е. в направлении к Мегри-Ордубадскому батолиту.

Общая кремнекислотность ассоциации и содержание в породах железа резко убывают в сторону Мегри-Ордубадского батолита, а

концентрации титана, калия и натрия, напротив, отчетливо возрастают в этом направлении. Для алюминия и окисленности железа наблюдается одновременная реализация двух тенденций: значения этих параметров растут по мере удаления от южной окраины шולי в северо-восточном направлении. Магний заметно обогащает породы центральной части магматического ареала — верховья р. Гиланчай.

Установленные закономерности допускают следующую геодинамическую интерпретацию. Часть латеральной изменчивости состава пород Нахичеванской шולי, как и на других участках андезитового пояса, можно связывать с существованием градиента pT -условий, вызванного функционированием зоны субдукции вдоль южной границы шולי. Как и в пределах смежной Айюцзорской шולי, зона Беньофа имела наклон в северо-восточном направлении, так что относительно обогащенные алюминием и окисным железом породы Зангезурского хребта формировались в глубоком тылу зоны субдукции. В отличие от Айюцзорской шולי, северо-восточная граница Нахичеванской шולי в тектоническом отношении оставалась практически неактивной.

Вторую — субширотную — часть латеральной петрохимической изменчивости пород допустимо связывать с различиями физического состояния земной коры и, вероятно, самых верхних горизонтов мантии, что определило резкую смену фациального состава магматических образований — преобладание вулканитов на западе и плутолитов на востоке магматического ареала. Известно, что подобные фациальные переходы часто объясняют различиями эрозионного среза — более глубокого там, где обнажаются плутолиты. В рассматриваемом случае с учетом геоморфологических данных, а также сведений, обобщенных на картах новейшей тектоники региона, такое объяснение оказывается неприемлемым.

Субширотная компонента петрохимического тренда в вулканических породах, а также особенности состава главной массы пород Мегри-Ордубадского батолита указывают на явно более низкую температуру и на повышенную обводненность магматического расплава в восточной части магматического ареала. Об этом в первую очередь свидетельствуют возрастание содержания щелочей, глинозема и увеличение железистости в интрузивных породах. Более низкое положение геозотерм предопределило ослабление магмообразования на коровом уровне (в пределах гранитового слоя), что привело к уменьшению общей кремнекислотности магматических продуктов. Более высокий разогрев глубин соответствовал центру вулканической активности, в пределах которого породы оказались обогащенными тугоплавким компонентом — магнием и обеднены щелочами, особенно натрием.

На смежной территории пониженная температура и более высокая обводненность магматического расплава обусловили его повышенную вязкость, затруднили перемещение расплава к земной поверхности. Последнее и явилось в конечном итоге причиной фор-

мирования здесь крупного гранитоидного плутона, комагматичного вулканическим излияниям.

Термическая неоднородность глубин в свою очередь, по-видимому, была следствием особенностей геодинамического режима на этом участке зоны взаимодействия шолей. Судя по конфигурации Араксинской депрессии, есть основание предполагать, что в пределах восточной части соответствующей зоны Беньофа шолы сближались под острым углом (скользящая субдукция), поэтому нормальная компонента скорости здесь была сравнительно невелика. Следствием этого явилось умеренное выделение тепла в процессе поглощения субдуцируемого материала и вместе с тем более низкое избыточное давление на глубинах магнообразования. Относительно более холодные, с минимальным избыточным давлением области земной коры служили местами аккумуляции флюидной фазы, что и определило особенности состава и условия становления субвулканических и гипабиссальных тел Мегри-Ордубадского блока.

Обобщая результаты анализа петрохимической изменчивости вулканических пород в пределах отдельных шолей, можно отметить, что внутреннюю структуру андезитового пояса определяет повсеместно проявленная зональность. Тип зональности скачкообразно меняется при переходе от одной шолы к другой. В итоге мы имеем целую гамму качественно и количественно различающихся латеральных петрохимических трендов. Очевидно, что их петрогенетическая интерпретация может опираться как на известные результаты физико-химических экспериментов, так и на модельные построения, учитывающие вариации геодинамического режима в зонах взаимодействия шолей. Иными словами, для понимания условий магно- и петрогенеза в областях шоловой тектоники может использоваться опыт изучения аналогичных процессов в зонах взаимодействия литосферных плит, и в частности модельные построения, рассмотренные в главе 1.

10.5. РУДОНОСНОСТЬ АНДЕЗИТОВОГО ПОЯСА

10.5.1. Исходная информация

Вопросы, связанные с выявлением закономерностей пространственного распределения рудных концентраций и с оценкой перспектив андезитового пояса в отношении медного, молибденового, полиметаллического и некоторых других видов оруденения, постоянно привлекают внимание исследователей. В последние годы наряду с детальными исследованиями проводились обобщающие работы, охватывающие андезитовый пояс в целом и сопредельные территории. Интерес к этим вопросам понятен: с кайнозойской вулканоплутонической ассоциацией парагенетически связаны промышленные медно-молибденовые (Парагачайское, Дияхчайское), полиметаллические (Газминское, Агдаринское) и некоторые другие ме-

сторождения. По мнению большинства специалистов, не исключается обнаружение новых крупных объектов.

Проведенное геодинамическое исследование позволяет с новых позиций подойти к изучению закономерностей пространственного размещения рудных концентраций. Имеется возможность связать рудонасыщенность шолей с особенностями режима глубинного тепло-массопереноса, о котором позволяют судить сведения о составе и строении вулканических ареалов.

Основной фактический материал — сведения о локализации и об особенностях состава известных месторождений и рудопроявлений — заимствован из многочисленных публикаций, среди которых основное значение имеют металлогенические карты и карты месторождений полезных ископаемых. Разнообразие минеральных типов рудных месторождений, известных в пределах андезитового пояса, и их разная степень изученности заставили ограничиться учетом ведущих рудных компонентов: меди, молибдена, свинца и цинка, железа, золота.

Характеристики интенсивности оруденения вычислялись в виде количества рудных объектов (с учетом их разномасштабности), приходящихся на единицу площади. Участки, в пределах которых проводилось усреднение эмпирических данных, выбирались таким образом, чтобы более или менее равномерно охарактеризовать разные части вулканических ареалов на каждой из шолей. Всего в пределах андезитового пояса был выделен 51 участок с различающимися спектрами рудонасыщенности. Кроме того, в рассмотрение вводились характеристики рудонасыщенности фронтальной, центральной и тыловой зон вулканических ареалов, а также данные о рудонасыщенности шолы в целом. Металлогенической характеристике участка, зоны и вулканического ареала в пределах шолы ставились в соответствие разнообразные показатели глубинного строения территории, а также характеристики состава и особенности конфигурации рудоносных ареалов.

Основные результаты, излагаемые в этом разделе, получены путем изучения сопряженных вариаций перечисленных выше характеристик. При этом имелась возможность сопоставить результаты изучения рудонасыщенности, найденные в рамках традиционного подхода, когда изучается связь между рудонасыщенностью и химическим составом вмещающих пород, и полученные при подходе с плейт-тектонических позиций, оправдывающих поиск закономерностей в корреляционных связях между объектами, разобщенными в пространстве, а также учитывающих неодинаковую удаленность от зон субдукции разных частей вулканического ареала.

10.5.2. Рудные ассоциации

Представление о «внутренних» связях оруденения дает табл. 26. Знаком Σ здесь обозначена суммарная характеристика, полученная в результате учета всех разновидностей оруденения. Как видим,

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками интенсивности оруденения

Характеристики	Mo	Cu	Pb—Sn	Fe	Au
Σ	+0,8	+0,9	+0,6	+0,5	0,0
Au	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	
Fe	+0,4	+0,3	+0,1		
Pb—Zn	+0,1	+0,5			
Cu	+0,8				

95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,28$.

пять из шести характеристик, а именно Mo, Cu, Pb — Zn, Fe, Σ , более или менее тесно связаны друг с другом. Особенно тесно коррелированы Mo, Cu и Σ . Суммарная характеристика в основном определяется распространенностью медных и молибденовых объектов, в меньшей мере — полиметаллических и железорудных. Этой рудной ассоциации противостоит ассоциация золота и сопутствующих ему элементов (кварц-золото-сульфидная рудная формация). Все связи золота в рассматриваемой таблице статистически незначимые (слабые отрицательные).

Сразу же оговоримся. Здесь термин «рудная ассоциация» используется в несколько необычном смысле. Имеется в виду статистически выявляемое пространственное сонахождение разновозрастных образований. В дальнейшем, однако, будет показано, что выявившиеся две группы рудных концентраций существенно различаются также по типу корреляционных связей со многими другими характеристиками, в том числе теми, которые являются индикаторами геодинамического режима. Это обстоятельство позволяет предполагать, что названные рудные ассоциации соответствуют разным режимам тепломассопереноса в зонах субдукции и в этом смысле являются парагенетическими ассоциациями.

Учет размещения рудных объектов относительно зоны субдукции показывает, что они достаточно часто встречаются как во фронтальной, так и в центральной и тыловой частях вулканического ареала. При этом молибденовое оруденение концентрируется преимущественно в центральной части, медное — в центральной и фронтальной, свинцово-цинковое — во фронтальной и тыловой, железное — в тыловой, золотое — в центральной и тыловой.

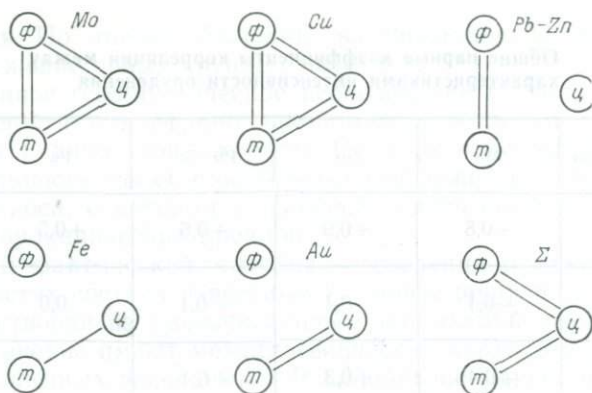


Рис. 60. Схема корреляционных связей между характеристиками рудонасыщенности фронтальных (Ф), центральных (Ц) и тыловых (Т) частей магматических ареалов.

Статистическая связь; двойная линия — сильная положительная ($r > 0,8$), одинарная линия — умеренная положительная ($0,6 < r \leq 0,8$), отсутствие линий — незначимая.

Рассмотрение поведения корреляционных связей характеристик рудонасыщенности разных частей вулканических ареалов показывает, что для медного и молибденового оруденения наблюдается жесткое согласованное изменение рудонасыщенности всех частей вулканического ареала (рис. 60). Это означает несущественность влияния внутришоловых вариаций условий рудогенеза и отсутствие резко выраженной зональности в локализации указанных объектов. Для других видов оруденения такого рода согласованность в рудонасыщенности отсутствует. Отсюда, в частности, следует, что для оценки территории следует учитывать ее положение относительно зон субдукции.

10.5.3. Оруденение и геометрические характеристики вулканических ареалов

Здесь мы рассмотрим корреляционные связи характеристик интенсивности оруденения с шириной вулканического ареала l_1 , расстоянием от зоны субдукции до фронта ареала l_2 и до его тыла l_3 , а также с наклоном поверхности шолы, измеряемым разностью высотных отметок тыла и фронта вулканического ареала $h_T - h_F$. Все эти геометрические характеристики (последнюю можно считать также геоморфологической) тесно коррелированы между собой и наряду с параметрами строения земной коры отражают особенности тектоно-магматической истории фрагментов вулканического пояса.

Связи молибденового, медного, свинцово-цинкового и железного оруденения со всеми геометрическими характеристиками статистически значимые, положительные (табл. 27). В более широких и удаленных от зон субдукции вулканических ареалах интенсивность

ТАБЛИЦА 27

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками интенсивности оруденения и геометрическими параметрами вулканических ареалов

Характеристики	Mo	Cu	Pb—Zn	Fe	Au
$h_T - h_F$	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2
l_1	0,5	0,6	0,5	0,4	-0,3
l_2	0,3	0,4	0,4	0,2	-0,2
l_3	0,4	0,5	0,5	0,3	-0,2

95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,28$.

перечисленных типов оруденения выше. Для золота преобладает противоположная тенденция. Единственная неотрицательная связь золота с наклоном шולי — индикатором интенсивности субдукции — свидетельствует о том, что повышенные концентрации этого металла, так же как и металлов другой ассоциации, формируются при достаточно энергичном глубинном теплопереносе.

10.5.4. Влияние особенностей строения земной коры

Преимущественная локализация разных типов оруденения на участках с определенным типом строения земной коры относится к числу хорошо известных внутрирегиональных эмпирических закономерностей. В данном случае, т. е. в условиях теплопереноса на коровом уровне, имелись и теоретические предпосылки выявления подобных соотношений. Действительно, как показывает табл. 28, интенсивность оруденения обнаруживает достаточно тесную корреляционную связь с гравитационными аномалиями в ре-

ТАБЛИЦА 28

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками интенсивности оруденения и строения земной коры

Характеристики	Mo	Cu	Pb—Zn	Fe	Au
Δg_B	-0,4	-0,6	-0,5	-0,3	0,1
H_M	-0,4	-0,6	-0,4	-0,3	0,3
H_r	0,3	0,4	0,3	0,3	0,0
H_0	-0,3	-0,5	-0,4	-0,3	0,5
M_r	-0,5	-0,6	-0,5	-0,3	0,3
M_0	-0,5	-0,7	-0,5	-0,4	0,0

95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,28$.

дукции Буге Δg_B и с характеристиками сейсмического разреза земной коры: глубинами залегания поверхности Мохо H_M , кровли гранитового слоя H_r , кровли базальтового слоя H_b , мощностями гранитового M_r и базальтового M_b слоев. При этом по-прежнему связи золотого оруденения оказываются полярными по отношению к связям медного, молибденового, свинцово-цинкового и железного оруденения.

Повышенные концентрации золота чаще обнаруживаются в пределах участков с повышенной мощностью земной коры (главным образом за счет увеличения мощности гранитового слоя). Медное, молибденовое и ассоциирующее с ним оруденение, напротив, тяготеет к блокам с сокращенной мощностью земной коры, в пределах которых мощности гранитового и базальтового слоев пропорционально уменьшены. Как обычно, такого рода блоки выделяются пониженными значениями гравитационного поля.

При генетической интерпретации подобных связей обычно обращаются к представлениям о различной металлогенической (геохимической) специализации разных типов земной коры. Не менее часто причинные зависимости стараются вывести из построений, учитывающих условия зарождения и развития магматических очагов в коре различного типа и неодинаковые условия отделения рудоносных флюидов.

Не отвергая полностью последнего объяснения, заметим, что установленные корреляционные связи могут отражать лишь опосредованное влияние состава и строения земной коры в той мере, в какой они определяют характер взаимодействия шолей, условия погружения и латерального распределения субдуцируемого материала. Кроме того, сказывается зависимость от типа земной коры положения внутрикоровой астеносферы, в пределах которой перемещаются и концентрируются металлогенически специализированные флюиды.

10.5.5. Петрохимические индикаторы рудоносности

Мировой опыт изучения соотношения между химическим составом изверженных пород и сопутствующим оруденением свидетельствует о реальности петрохимической специализации магматических комплексов, перспективных на тот или иной вид рудных концентраций. Об этом, в частности, свидетельствуют работы Э. П. Изоха и Б. П. Налетова [16 и др.], выполненные на большом и надежном фактическом материале.

Следует, однако, отметить, что устойчивость петрохимических критериев рудоносности, как правило, сохраняется только при оценке магматических комплексов в целом, т. е. тогда, когда ставится вопрос о формационной принадлежности комплекса или входящих в него магматических тел. При этом исследователь обычно довольствуется оценкой металлогенической специализации изучаемого объекта, поскольку петрохимические критерии рудонасыщенности

Общие парные коэффициенты корреляции интенсивности оруденения и химического состава вмещающих пород

Характеристики оруденения		Характеристики пород				
		SiO ₂	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ /Fe
Cu	ф	-0,5				0,3
	ц	-0,3	-0,4			0,3
	т	-0,3	-0,3			
Mo	ф		-0,4			
	ц	-0,3	-0,4			0,3
	т	-0,3	-0,4			
Pb—Zn	ф	-0,3	-0,3			0,3
	ц	-0,3				0,6
	т	-0,4				0,4
Fe	ф			0,4	0,4	
	ц	-0,3	-0,2			0,5
	т	-0,3	-0,5			0,3

Примечания. 1. 95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,28$. 2. В таблице помещены только те характеристики состава пород и интенсивности оруденения, которые обнаруживают хотя бы единичные статистически значимые связи. Пропуск в таблице соответствует статистически незначимой связи.

(интенсивности оруденения) обычно оказываются ненадежными. Не приводит к желаемому эффекту и детализация петрохимического опробования. Породы, непосредственно вмещающие оруденение, зачастую оказываются практически неотличимыми от пород на безрудных участках.

С позиций классической геологии все это объясняется исходя из представлений о том, что во многих случаях связь оруденения с изверженными породами парагенетическая и что рудные флюиды не являются непосредственными производными остывающих магматических тел. Подобные объяснения, однако, представляются недостаточными. Статистически значимая корреляционная связь могла бы существовать при условии корректности петрогенетических схем, построенных на признании исключительно вертикальных перемещений расплавов и рудных флюидов в пределах эволюционирующих магматических колонн. Отсутствие же связей свидетельствует о принципиальной ущербности подобных построений.

В рамках современной геодинамической концепции отсутствие отчетливой связи интенсивности оруденения с химическим составом вмещающих пород получает иное объяснение. В основе его лежит представление о том, что химический состав вмещающих пород отражает лишь локальные особенности pT -условий глубин, между тем как распределение рудных концентраций в пространстве определяется в первую очередь градиентами этих условий. Об этом

Общие парные коэффициенты корреляции характеристик интенсивно вулканических ареалов с петрохимическими характеристиками

Характеристики оруденения		Характеристики							
		SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe	
		ф	т	ф	т	ф	т	ф	т
Cu	ф		-0,8						+0,6
	ц		-0,8		-0,5				+0,5
	т		-0,7		-0,4				+0,4
Mo	ф		-0,7		-0,5				+0,5
	ц		-0,7		-0,5				+0,6
	т		-0,7		-0,5				+0,5
Pb—Zn	ф		-0,7		-0,4				+0,6
	ц	-0,4	-0,4			-0,3	+0,4		
	т		-0,8						+0,6
Fe	ф	-0,4			+0,3			+0,6	
	ц		-0,6		-0,6	-0,4			+0,3
	т		-0,8		-0,6				+0,4
Au	ф		-0,3		+0,3			+0,3	
	ц	+0,4			-0,6	-0,6	+0,7		-0,5
	т	+0,3			-0,6	-0,6	+0,7		-0,5

Примечания. 1. 95 %-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,28$. 2. Пропуск в

можно судить, изучая петрохимическую зональность территории, и в частности химический состав пород, слагающих фронтальные, центральные и тыловые части магматических ареалов.

В пределах андезитового пояса Малого Кавказа, впрочем, так же как и во многих других регионах, связь между интенсивностью оруденения и химическим составом вмещающих пород (осредненным составом магматического ареала) весьма слабая (табл. 29). Можно отметить только, что рудонасыщенность шолей несколько возрастает, когда снижаются общая кремнекислотность и титанистость пород при несколько повышенной их окисленности. Эта петрохимическая особенность пород, вероятно, является следствием более глубокого уровня генерации магмы и раннего фракционирования титаномагнетита в условиях повышенного парциального давления кислорода.

Значительно более информативны связи интенсивности оруденения с химическим составом пород фронтальных и особенно тыловых частей вулканических ареалов (табл. 30). Обращает на себя внимание «комплементарность» фронта и тыла: сильные корреляционные связи характеристик тыла, как правило, сочетаются со статистически незначимыми связями характеристик фронта, и наоборот. Когда же сопоставляемые связи оказываются существен-

сти оруденения фронтальных (ф), центральных (ц) и тыловых (т) частей

пород

MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		Fe ₂ O ₃ /Fe		Fe/(Fe+Mg)	
ф	т	ф	т	ф	т	ф	т	ф	т	ф	т
-0,3					+0,6			+0,4			
					+0,6	-0,4		+0,4			
					+0,5	-0,4					
					+0,4	+0,4		+0,4			
					+0,5	-0,3		+0,5			
					+0,4	-0,4		+0,4			
+0,3					+0,6			+0,4			
-0,3		+0,5	-0,4	+0,4				+0,6	+0,7	-0,5	-0,5
		+0,5	-0,3	+0,7				+0,6			
	-0,4	-0,5		+0,4		+0,5					+0,5
				-0,3	+0,5	-0,4		+0,6	+0,5	-0,5	-0,5
					+0,5	-0,5		+0,5			
-0,3											
+0,5	-0,6	-0,7	+0,4	-0,7	-0,5	+0,6		-0,5	-0,4	+0,6	
+0,6	-0,6	-0,8	+0,7	-0,9	-0,4	+0,6		-0,7	-0,4	+0,6	

таблица соответствует статистически незначимой связи.

ными, их знаки в большинстве случаев противоположны. Представляется, что отмеченная статистическая закономерность отражает тенденцию латерального перераспределения компонентов расплава и флюидной фазы.

10.6. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ШОЛЕЙ И РУДОГЕНЕЗ

10.6.1. Медное и молибденовое оруденение

Спектры корреляционных связей меди и молибдена с петрохимическими характеристиками весьма близки и почти однотипны для разных частей вулканического ареала. Рудонасыщенность выше при общей пониженной кремнекислотности пород тыла и повышенном содержании в них железа и натрия. С достаточным основанием можно полагать, что указанная петрохимическая особенность отражает относительно низкое положение геоизотерм и соответственно нахождение области генерации магмы в тылах зоны субдукции. Такого рода ситуация чаще реализуется в достаточно широких вулканических ареалах, более удаленных от активной гра-

ницы шолы. Породы фронтальной части вулканического ареала заметно обеднены титаном и калием при повышенной окисленности железа. Это свидетельствует прежде всего о достаточно высоком избыточном давлении в зоне взаимодействия шолей.

С учетом отмеченного выше можно прийти к заключению, что заметное снижение геоизотерм в тылу вулканических ареалов в данном случае не является следствием вялой субдукции, а указывает на существование условий, при которых имела возможность облегченного латерального перемещения флюидов на значительное расстояние. Следует отметить еще неполную идентичность условий локализации медного и молибденового оруденения во фронтальных частях вулканических ареалов, что видно из различий связей с титаном и калием. Повышенная молибденоносность фронта типична в условиях относительного снижения избыточного давления на глубине генерации магмы.

10.6.2. Железное оруденение

Спектр корреляционных связей железа во многом похож на рассмотренный выше. Главное отличие заключается в более отчетливой для железа специализации разных частей вулканического ареала. Холодный удаленный тыл является положительным фактором при оценке рудонасыщенности тыловых и центральных частей вулканического ареала. Породы фронта при этом, как и в случае медного и молибденового оруденения, обеднены титаном и калием при повышенной окисленности железа. Локализация железного оруденения во фронтальной части вулканического ареала возможна при формировании ареала на меньшем удалении от зоны субдукции. При этом умеренно близкий тыл оказывается менее холодным, о чем свидетельствует отсутствие значимой связи рудонасыщенности фронта с общей кремнекислотностью тыловых пород и содержанием в них железа и натрия. Наряду с этим указанные породы отличаются повышенной концентрацией калия и большей железистостью.

Петрохимическая специализация пород умеренно близкого фронта, по существу, аналогична свойственной породам дальнего и холодного тыла. Они относительно обеднены кремнекислотой и кальцием и обогащены железом и натрием, что позволяет предполагать образование этих пород в условиях более глубокого положения геоизотерм. Такое положение возможно в условиях вялой субдукции. Таким образом, рассматриваемые данные приводят к представлениям о формировании железного оруденения в ограниченном диапазоне pT -условий на глубинах генерации магмы.

При относительно энергичном взаимодействии шолей и интенсивном потоке флюидов в тылу зоны субдукции железное оруденение локализуется преимущественно в тыловых частях вулканических ареалов. Вялый геодинамический режим формирует сравнительно узкие, расположенные вблизи зоны субдукции вулканические ареалы, оруденение в которых локализуется главным образом в их фронтальной части (рис. 61).

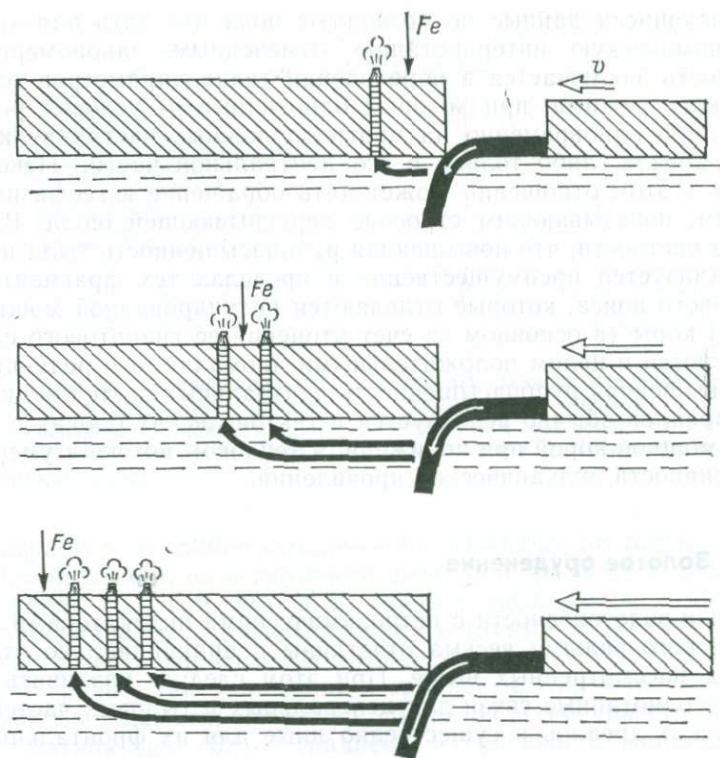


Рис. 61. Схема изменения поперечных размеров вулканического ареала и места локализации в нем железорудных проявлений в зависимости от скорости поглощения корового материала в зоне субдукции.

10.6.3. Свинцово-цинковое оруденение

Характер корреляционных связей свинцово-цинкового оруденения, так же как и железного, существенно различается в разных частях вулканического ареала. Для фронтальной и тыловой частей, где сконцентрировано большинство месторождений и рудопроявлений, свойственны связи, аналогичные тем, которые отмечались для медного, молибденового и железного оруденения. Спектр связей для центральных частей ареалов весьма своеобразен и лишь отчасти напоминает связи железного оруденения.

Повышенная насыщенность фронта и тыла свинцово-цинковым оруденением реализуется в условиях относительно глубокого положения геонизотерм в тылах зоны субдукции, свидетельством чего являются увеличенные фемичность и натриевость пород. Для пород фронта при этом характерна повышенная окисленность железа. Возрастание рудонасыщенности центральных частей вулканического ареала сочетается с умеренным охлаждением глубин,

Имеющиеся данные не позволяют пока что дать однозначную геодинамическую интерпретацию отмеченным закономерностям. Трудность заключается в определении таких параметров геодинамического режима, при которых однотипные pT -условия реализуются либо одновременно на противоположных частях вулканического ареала, либо только в его центральной части. Некоторую пользу в этом отношении может дать обращение к геофизическим данным, показывающим строение перекрывающей шолы. Выясняется, в частности, что повышенная рудонасыщенность тыла и фронта реализуется преимущественно в пределах тех фрагментов андезитового пояса, которые отличаются редуцированной мощностью земной коры (в основном за счет утонения ее гранитового слоя) и выделяются в целом положительными аномалиями в редукции Буге. Повышенная рудонасыщенность центральных частей вулканических ареалов обычно реализуется в тектонических блоках с достаточно мощной корой при пониженном тепловом потоке и умеренной интенсивности вулканических проявлений.

10.6.4. Золотое оруденение

Связи золотоносности с петрохимическими индикаторами геодинамического режима весьма отчетливы и принципиально отличны от всех рассмотренных выше. При этом следует различать качественно однотипные связи для центральных и тыловых частей вулканических ареалов и существенно иные для их фронтальных частей.

Повышенная рудонасыщенность центра и тыла сочетается с обогащением тыловых пород ареала титаном, алюминием и с обеднением их железом, магнием, кальцием, натрием. Кроме того, породы здесь отличаются повышенной железистостью и пониженной окисленностью. Породы фронта при этом характеризуются прямо противоположной специализацией: в них понижены концентрации титана, алюминия, калия, повышены — магния, натрия и общая кремнекислотность.

Отмеченные особенности пород однозначно указывают прежде всего на термическую и барическую контрастность фронта и тыла: относительно холодный в условиях значительного избыточного давления фронт сочетается с избыточно разогретым тылом. Кроме того, можно предполагать относительную обводненность глубин в тылу зоны субдукции, насыщенность их восстановительными флюидами, чем и объясняется, в частности, обогащение пород одновременно титаном и алюминием при пониженной роли окисного железа. Область же магмообразования, соответствующая фронтальной части вулканического ареала, напротив, оказывается относительно «сухой». Таким образом, есть основание говорить и о флюидной контрастности фронта и тыла. Более того, можно предполагать генетическую взаимосвязь указанных явлений, порожденных латеральными потоками тепла и флюидов.

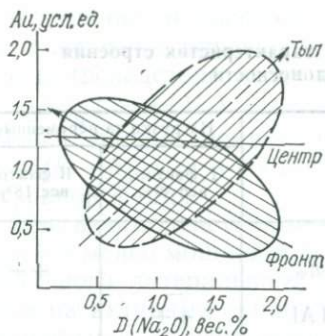


Рис. 62. Характер корреляционных связей золотого оруденения с диапазоном изменчивости концентрации натрия $D(\text{Na}_2\text{O})$ в разных частях вулканического ареала.

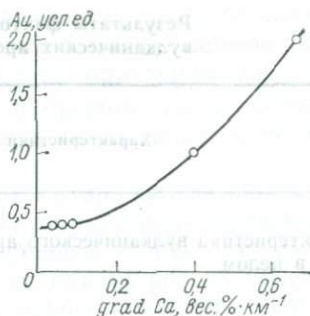


Рис. 63. Зависимость золотоносности вулканических ареалов от градиента поперечной изменчивости концентрации кальция grad Ca в породах.

Контрастность глубин обусловлена, очевидно, не только интенсивной субдукцией, но и избытком флюидной фазы на астеносферном уровне. С этим выводом хорошо согласуется отчетливая коррелированность рудонасыщенности с такими индикаторами латерального перераспределения химических компонентов на астеносферном уровне, как диапазоны и градиенты поперечной петрохимической зональности, например, диапазон изменчивости концентрации натрия (рис. 62) и градиент изменчивости концентрации кальция (рис. 63).

10.7. РУДОНАСЫЩЕННОСТЬ ШОЛЕЙ КАК ФУНКЦИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА

В этом завершающем разделе главы мы проанализируем сопряженные вариации рассмотренных характеристик. Для этой цели воспользуемся приемом факторного преобразования переменных (табл. 31). Как и следовало предполагать, характеристики интенсивности оруденения, отвечающие двум обособившимся группам рудных ассоциаций, с высокими нагрузками вошли в разные факторы.

Первый фактор определяет условия, благоприятные для локализации золотого оруденения, второй — медного, молибденового, свинцово-цинкового и железного. Распределение нагрузок на переменные показывает, что насыщенность вулканических ареалов золотым оруденением возрастает в условиях повышенной мощности земной коры ($+H_M$). Это, вероятно, снижает возможности глубинного латерального теплопереноса, вследствие чего вулканические проявления не выходят за пределы сравнительно узкой полосы ($-I_1$). Резкие перепады избыточного давления проявляются в вы-

**Результаты факторного анализа характеристик строения
вулканических ареалов и их рудоносности**

Характеристики		Нагрузки на переменные	
		I фактор, вес 40%	II фактор, вес 18%
Характеристики вулканического ареала в целом	$h_T - h_\Phi$ I_1 grad Al	— ++	++
Параметры земной коры по геофизическим данным	Δg_B H_M M_B	+ — —	— — —
Петрохимия тыловых частей вулканических ареалов	SiO_2 Fe MgO CaO Na_2O K_2O Fe_2O_3/Fe $Fe/(Fe+Mg)$	— — — — ++ — ++	— — — + + — —
Металлогения вулканических ареалов	Cu—Mo Pb—Zn Fe Au	— — — ++	++ ++ + —

Примечание. Знаками «минус» и «плюс» выделены соответственно отрицательные и положительные факторные нагрузки, варьирующие по модулю: «—» и «+» — от 0,6 до 0,7; «—» и «++» — от 0,7 до 0,9.

соких градиентах поперечной петрохимической зональности, в частности алюминия (++grad Al). В таких условиях тылы вулканических ареалов оказываются резко обогащенными калием и обедненными натрием и фемическими компонентами. Умеренный перегрев и повышенная обводненность тылов в сочетании с избыточным давлением снижают окисленность расплава (— Fe_2O_3/Fe) и полноту плавления исходного субстрата [++ $Fe/(Fe+Mg)$].

Таким образом, обособлению золотоносных флюидов способствуют прежде всего умеренный перегрев, избыточное давление и повышенная обводненность зоны генерации магмы. Понятно, что такие условия в зависимости от параметров взаимодействующих шолей могут реализоваться на разных расстояниях от фронта и тыла вулканического ареала. Поэтому золотое оруденение в пределах андезитового пояса не участвует в формировании стабильной металлогенической зональности. Тем не менее можно отметить преимущественную локализацию его на значительном удалении от фронтальных частей вулканических ареалов.

В отличие от золотого, медное, молибденовое, свинцово-цинковое и железное оруденение встречается чаще в пределах шолей с легкой (вследствие редукции базальтового слоя) земной корой ($-\Delta g_B$; $-\Delta M_0$). Для подобных шолей характерен ясно выраженный наклон земной поверхности в сторону зоны субдукции [$++(h_T - h_F)$], а в соответствующих ареалах возрастает роль интрузивной фации.

При взаимодействии менее континентализированных шолей, т. е. шолей с менее мощной и более плотной земной корой, возможности глубинного латерального теплопереноса возрастают. В силу этого на активных окраинах шолей не возникает резких перепадов температуры и избыточного давления, отражением чего являются умеренные градиенты латеральной изменчивости петрохимических характеристик. Тыловые части соответствующих вулканических ареалов умеренно обогащены калием ($+K_2O$) и отличаются особо низким положением геозотерм, следствием чего оказывается общая пониженная кремнекислотность вулканической ассоциации ($-\Delta SiO_2$).

Таким образом, обособлению и концентрации флюидов, несущих медное, молибденовое, свинцово-цинковое и железное оруденение, способствует облегченный глубинный теплоперенос, формирующий широкие вулканические ареалы. При этом в зонах генерации магмы господствуют пониженные (относительно средних) температура и давление; выплавляющиеся магмы отличаются пониженной кремнекислотностью. Как и в случае золотого оруденения, подобные условия могут реализоваться практически в любых частях вулканических ареалов. Очевидно, что это затрудняет выявление единообразной металлогенической зональности, она оказывается в общем случае неодинаковой в пределах разных шолей. Эту ситуацию необходимо учитывать, формулируя критерии рудоносности территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обычно бывает довольно трудно определить точную дату рождения нового научного направления, поскольку в течение какого-то времени революционные идеи развиваются «подспудно», в недрах господствующих традиционных представлений. Так обстояло дело и с возникновением современного мобилизма — тектоники литосферных плит. Отдельные аспекты этой концепции стали систематически обсуждаться на страницах научных журналов в конце 60-х годов. Широкие круги геологов узнали о ней на XXIV сессии Международного геологического конгресса (Прага, 1968 г.). Таким образом, если считать моментом рождения тектоники плит август 1968 г., то в ближайшие годы можно будет отмечать юбилейную дату и 20-летие развития геологии под флагом новой парадигмы.

За это время радикальные перемены наметились почти во всех геологических дисциплинах — в стратиграфии, петрологии, геоморфологии... Эти перемены по существу отвечали переходу от эмпирической, описательной стадии развития науки к стадии ее теоретизации, к стадии моделирования процессов, ответственных за наблюдаемое разнообразие всей геологической реальности.

Не осталась в стороне от теоретического переосмысления известных эмпирических закономерностей и металлогения. Тем не менее в этой области знания успехи оказались не столь впечатляющими. Выяснилось, что в каждой геодинамической обстановке формируются свои виды месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем это правило оказалось со многими исключениями. Кроме того, вплоть до последнего времени необъяснимыми и непредсказуемыми оставались значительные вариации рудонасыщенности вполне однотипных структур. Между тем в зависимости от возможности выяснить природу этого явления решался вопрос о целесообразности радикальной переориентации металлогенических исследований в новом направлении.

Как показывает опыт [13, 17, 66 и др.], представление о металлогенической специализации геодинамических обстановок является важным и плодотворным, но далеко не достаточным для эффективного прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Не случайно поэтому капитальная сводка А. Х. Митчелла и М. С. Гарсона [67], синтезирующая практически все известные сведения о

тектонической позиции оруденения, завершается весьма скромной по объему и по числу конкретных рекомендаций главой, касающейся практической стороны дела.

Причина такой ситуации, по нашему мнению, заключается в невозможности при прогнозно-металлогенических построениях опираться на одни только базовые модели тектоники плит. Требуется создание конструктивных моделей рудогенерирующих систем, учитывающих как процессы тепломассопереноса на границах литосферных плит, так и физико-химические условия зарождения и аккумуляции рудоносных флюидов. Именно такую задачу ставили перед собой авторы этой книги, поскольку полагали, что без уяснения ведущего механизма рудогенеза, без построения соответствующей модели нельзя всерьез говорить о какой-либо теоретической основе металлогении. Без всего этого наука о происхождении рудных концентраций остается на эмпирическом уровне, довольствуясь выявлением закономерностей размещения оруденения и изучением особенностей рудоотложения из непредсказуемо возникающих флюидных потоков.

Квинтэссенцией предлагаемого варианта рудогенетической теории является представление о возможности концентрации рудных элементов из исходно кларкового их распределения в результате латерального перераспределения вещества в градиентных полях на границах литосферных плит. Такого рода перераспределение (встречный транзит) происходит на разных глубинных уровнях, начиная от земной коры, ее гранито-метаморфического слоя, где хорошо известна минералого-геохимическая зональность метаморфических комплексов, и кончая астеносферным каналом, в пределах которого концентрируются наиболее значительные массы рудоносных флюидов. При благоприятных условиях они поднимаются в верхние горизонты земной коры, формируя практически все крупнейшие рудные провинции и месторождения. Таким образом, предлагаемая схема в определенном смысле обобщает известные концепции интрателлурических (трансмагматических) растворов и мантийного метасоматоза, поскольку она конкретизирует условия зарождения флюидных потоков и условия приобретения ими той или иной металлогенической специализации.

Все чисто теоретические вопросы авторы старались по возможности изложить строго, с тем чтобы получить эмпирически контролируемые оценки результатов функционирования магмо- и рудогенерирующих систем. Для этого наиболее важные процессы рассмотрены в виде формализованных (математических) моделей. Среди них ключевое положение занимает модель «термобарического мантийного сепаратора», позволяющая оценить дальность и длительность латерального переноса перегретого, обогащенного летучими и рудными компонентами вещества астеносферы в зависимости от особенностей геодинамического режима на конвергентных границах литосферных плит. Особое место занимают также схемы астеносферных ловушек и дренирующих их разломов, в совокупности обеспечивающих длительное, унаследованное развитие крупнейших

рудных узлов и формирование уникальных по масштабу месторождений.

Совокупность рассмотренных моделей определяет то направление моделирования, в русле которого возможно построить теоретическую основу «новой глобальной металлогении». В этом убеждают нас прежде всего результаты верификации указанных моделей: практически все известные закономерности пространственно-временного распределения оруденения не выходят за пределы логически выводимых из этих моделей следствий. Эмпирический контроль моделей, однако, этим не ограничивается. Имеется возможность наблюдать теоретически предсказываемые соотношения между рудонасыщенностью территории и разнообразными петрологическими и геофизическими индикаторами геодинамического режима прошлого.

При этом традиционно используемый набор петрологических и геофизических характеристик оказалось возможно и целесообразно пополнить новыми. Среди петрологических к ним относятся разнообразные характеристики региональной зональности — диапазоны и градиенты изменчивости петрогенных элементов, а среди геофизических — обобщенные оценки температуры и железистости верхнего 700-километрового слоя мантии, характеристики строения астеносферного канала и состояния подастеносферного субстрата.

Теоретические модели, рассмотренные в этой книге, не затрагивают всех особенностей сложного и многоступенчатого процесса формирования рудных месторождений. Тем не менее они отвечают наиболее важным, принципиальным аспектам рудогенеза. С учетом этих моделей поэтому меняется, по существу, вся устоявшаяся система взглядов на условия формирования рудных объектов разного ранга. Более того, появляется возможность по-новому подходить к решению конкретных вопросов общей, специальной и региональной металлогении.

Теоретические конструкции, выводимые из них следствия, а также соответствующие результаты эмпирических наблюдений — все это в совокупности позволяет сформулировать некоторые общие принципы металлогенических исследований, которые, как нетрудно убедиться, во многом существенно отличаются от принимаемых в настоящее время как сторонниками традиционного подхода, так и теми, кто уже изучает рудные объекты с позиций тектоники литосферных плит.

1. Основным источником рудного вещества является верхняя мантия. Характеристика состава и физического состояния мантии имеет решающее значение при изучении рудных провинций и оценке рудонасыщенности территории. Сведения о строении земной коры важны для уточнения возможной локализации отдельных месторождений. Кроме того, они необходимы при исследовании в области континентальной коллизии, где наблюдается дифференциальная подвижность фрагментов земной коры с проявлением шолегенного магматизма и рудогенеза.

2. Подавляющее большинство практически важных рудогенерирующих систем, дающих начало крупным рудным провинциям, формируется в связи с процессами на границах литосферных плит.

3. Общая (теоретическая) металлогения может и должна опираться не только и не столько на эмпирические закономерности размещения оруденения, сколько на строгие законы физики и химии. В согласии с этими законами в качестве определяющего процесса при рудогенезе выступает тепломассоперенос на границах литосферных плит, микроплит и шолей, который сопровождается вертикальными и горизонтальными градиентами давления и температуры. Горизонтальные градиентные поля формируются в широком диапазоне глубин, включая всю литосферу, астеносферу и прилегающую часть подастеносферного пространства. В такого рода полях происходит сепарация рудных компонентов в зависимости от физико-химических свойств соответствующих атомов (ионов) и их соединений, приводящая к концентрации специализированной флюидной фазы.

4. Прямым следствием геодинамического режима на границах литосферных плит и индикатором соответствующего рудогенерирующего процесса являются физические и химические неоднородности верхней мантии, регистрируемые геофизическими наблюдениями. Наиболее крупные неоднородности, сохраняющиеся в подастеносферной части мантии в течение сотен миллионов лет, после исключения влияния эволюционного тренда могут учитываться при геодинамических реконструкциях регионов в прогнозно-металлогенических целях.

5. Термическое состояние, флюидный режим и конфигурация астеносферного канала являются главнейшими факторами аккумуляции рудоносных растворов. Значительные объемы флюидной фазы могут концентрироваться в пределах локальных подъемов кровли астеносферы — в астеносферных ловушках, над которыми в условиях локальной проницаемости литосферы формируются богатые рудные узлы и крупнейшие месторождения.

6. Металлогенический облик рудной провинции определяется соотношением общих и частных факторов рудогенеза. Одни особенности геодинамического режима определяют общий уровень рудонасыщения территории, другие — соотношение между уровнями фронтальных и тыловых частей зон субдукции, между уровнями осевых и периферических частей рифтогенных структур, третьи — специализацию оруденения. Как правило, факторы рудогенеза являются в той или иной мере взаимозависимыми, и нередко можно наблюдать частичную эквивалентность их влияния.

7. Мелкие обособления рудоносного флюида и соответственно бедные рудные провинции и отдельные не крупные месторождения могут возникать в широком диапазоне pT -условий глубин. Для формирования крупных и богатых рудных провинций и уникальных месторождений требуется определенная стабильность геодинамического режима (не одинаковая для разных рудных элементов). По этой причине крупные рудные объекты, как правило, занимают ло-

кальную область в пространстве значений геофизических характеристик мантии.

8. К важнейшим факторам, способствующим высокой рудонасыщенности территории, относятся:

— интенсивное поступление летучих компонентов на вход мантийного термобарического сепаратора; изменения этого фактора проявляются в продольной металлогенической зональности, т. е. вдоль границ литосферных плит;

— длительность и направленность тепломассопереноса, от чего зависят полнота извлечения подвижных компонентов из мантийного материала, а также стабильность направления потоков летучих;

— оптимальный (не одинаковый для разных рудных компонентов) перепад значений физических параметров мантии вкrest границы литосферных плит, т. е. по линии «фронт — тыл» в зонах субдукции и «ось — периферия» в рифтогенных структурах, а также абсолютное приращение указанных параметров на единицу длины и общий их уровень, что в совокупности определяет поперечную металлогеническую зональность и условия транспортировки летучих;

— качество «закупорки» плохо проницаемой тыловой области зоны взаимодействия плит, в частности астеносферного канала, а также расстояние, на которое непроницаемая область удалена от фронта зоны субдукции, что в целом определяет эффективную емкость мантийного сепаратора.

9. Выделение площадей с высокой рудонасыщенностью может осуществляться на основе изучения сопряженных вариаций разнотипных геолого-геофизических характеристик глубин с приведением их значений к фиксированному моменту времени, соответствующему эпохе рудогенеза.

10. Особенности эволюции оруденения в глобальном масштабе и на региональном уровне определяются закономерными изменениями параметров геодинамического процесса на границах литосферных плит, что в геосторическом разрезе зависит главным образом от термической деградации недр, в меньшей мере — от химических преобразований мантийного вещества. Временные вариации рудогенеза в пределах отдельно взятого региона контролируются главным образом изменениями интенсивности, направления и состава потоков мантийного вещества.

11. Явления унаследованного развития рудогенеза в основном определяются:

— консервативностью физического состояния и строения над-астеносферной части мантии;

— геохимической специализацией мантии, сложившейся на предшествующих этапах латерального тепломассопереноса и перераспределения рудного вещества.

В соответствии с перечисленными положениями в ином свете предстает и «главный принцип металлогении», впервые сформулированный Ю. А. Билибиным: «Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса гео-

логического развития земной коры» [7, с. 13]. В определенном смысле допустимо считать, что данная формулировка остается в силе, поскольку все изучаемые и эксплуатируемые месторождения размещаются в пределах земной коры и тем самым отражают определенные особенности ее состава и строения, которые традиционно трактуются как следствия «геологического развития земной коры». Очевидно, что «главный принцип металлогении» ориентировал исследователей на изучение только самой верхней оболочки Земли. Со временем наши представления о характере «геологического развития земной коры» и о ее роли в рудогенезе существенно изменились. С учетом всего этого А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров сочли необходимым откорректировать билибинский принцип и сформулировали его так: «образование рудных месторождений является одной из сторон геологического развития тектоносферы» [49, с. 21].

Новая формулировка принципа, как и исходная, в неявном виде предполагает, что оруденение является результатом геологического развития тех сегментов тектоносферы, в которых оно локализовано в настоящее время. Теперь же, когда стало ясно, что и месторождения и вмещающие породы нередко формируются за тысячи километров от мест их современного залегания, т. е. в пределах существенно иных сегментов тектоносферы, и уточненная формулировка представляется недостаточно конструктивной. Более предпочтительным кажется такой вариант: «эндогенные рудные месторождения являются следствием геодинамических процессов на границах литосферных плит, микроплит и шолей». Проявления внутриплитной тектоно-магматической активности (горячие точки, рифтогенез и т. п.) не нарушают общности формулировки, поскольку они также могут рассматриваться в качестве зарождавшихся, но «несостоявшихся» границ между плитами. Конструктивность предлагаемого варианта определяется логически связанным с ним положением: любые металлогенические построения должны опираться на геодинамические реконструкции, включающие восстановление палеограниц литосферных плит и параметров протекающих на этих границах процессов.

В данной работе речь шла почти исключительно о мелко- и среднемасштабных металлогенических исследованиях. Это не означает, однако, что тектоника плит в целом и результаты, полученные авторами, не имеют отношения к детальным прогнозно-металлогеническим построениям. Рассмотренные теоретические модели рудогенеза могут использоваться и при крупномасштабных работах. Акцент при этом переносится на выявление и прослеживание признаков флюидного режима прошлого, на картирование зон аккумуляции и путей движения рудоносных растворов с учетом размещения зон локальной проницаемости литосферы. Главные трудности здесь связаны с обеспечением необходимой детальности геодинамической реконструкции. Мировой опыт в этом отношении пока что невелик.

Касаясь ближайших перспектив металлогенической науки, отметим следующее. Процесс полного перехода мелко- и среднемас-

штабных металлогенических исследований на плейт-тектоническую основу представляется неизбежным уже в ближайшие годы. Это в равной мере относится к общей, специальной и региональной металлогении.

Главнейшей задачей общей металлогении следует считать дальнейшее совершенствование теоретических моделей рудогенетических систем. Предстоит прежде всего выяснить конкретные формы и механизмы переноса различных рудных компонентов при флюидном насыщении и pT -условиях верхней мантии, и в первую очередь их сепарацию и аккумуляцию в астеносферном канале. Очень важно при этом расширить арсенал используемых методов оценки параметров геодинамического режима прошлого.

В рамках специальной металлогении заслуживает первостепенного внимания уточнение оптимального режима формирования крупных рудных провинций и месторождений различного типа. Одним из возможных путей достижения этого является изучение закономерностей локализации рудных объектов в пространстве геофизических, петрологических и некоторых других характеристик глубин. Целесообразно также продолжить анализ особенностей распределения оруденения в различных геодинамических обстановках. Особое значение при этом имеет выявление признаков высокой рудонасыщенности территорий.

Прогресс в региональной металлогении зависит прежде всего от успехов на пути совершенствования методов геодинамических реконструкций, от повышения их надежности и детальности. Первостепенную роль при этом, вероятно, будут играть специфические приемы геохимического картирования в комплексе с петрологическими и геофизическими наблюдениями. Они позволят оценивать латеральные вариации флюидного режима прошлого и строить объемные модели рудогенерирующих и рудолокализирующих структур.

С достаточным основанием можно считать, что в металлогенической науке наступил качественно новый этап ее развития. Появилась возможность опираться на прочную теоретическую основу — систему конструктивных моделей рудогенеза. Благодаря этому металлогенические исследования утрачивают статус рутинной процедуры, сводящейся к анализу эмпирических закономерностей. Начавшийся процесс теоретизации науки сопровождается обновлением всей ее понятийной базы и значительным расширением имеющегося арсенала критериев рудоносности. Высокая информативность принципиально новых критериев определяется тем, что они менее опосредованно отражают условия рудогенеза. Все это в совокупности не может не отразиться на эффективности решения основной прикладной задачи металлогении — прогнозной оценки территории: ее детальность, конкретность и достоверность несомненно возрастет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979. 327 с.
3. *Баскина В. А.* Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., Наука, 1975, с. 25—42.
4. *Басков Е. А.* Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 172 с.
5. *Бауман Л., Тишендорф Г.* Введение в металлогению — минерагению. М., Мир, 1979. 372 с.
6. *Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978. 295 с.
7. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
8. *Генетические модели эндогенных рудных формаций.* Новосибирск, Наука, 1983. Т. 1. 184 с. Т. 2. 176 с.
9. *Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др.* М., Недра, 1974. 193 с.
10. *Груза В. В.* Методологические проблемы геологии. Л., Недра, 1977. 180 с.
11. *Денисенко В. К.* Месторождения вольфрама. М., Недра, 1977. 247 с.
12. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981. 236 с.
13. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 230 с.
14. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М., Недра, 1979. 311 с.
15. *Иванова А. А.* Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. Л., Недра, 1974. 208 с.
16. *Изох Э. П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978. 137 с.
17. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1985. 223 с.
18. *Красный Л. И.* Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
19. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста.* Л., Недра, 1978. 607 с.
20. *Кривцов А. И.* Геологические основы прогнозирования медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983. 256 с.
21. *Кузьмин М. И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск. Наука, 1985. 199 с.
22. *Кутырев Э. И.* Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л., Недра, 1984. 248 с.
23. *Ларичкин В. А.* Промышленные типы месторождений редких металлов (олова, вольфрама, молибдена). М., Недра, 1985. 175 с.
24. *Летников Ф. А.* Особенности флюидного режима формирования мантийных пород.— В кн.: Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск, Наука, 1980, с. 5—20.

25. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979. 255 с.
26. Масленников В. В. Металлогения ртути с позиций тектоники плит.— Сов. геология, 1986, № 4, с. 51—59.
27. Методы теоретической геологии/И. И. Абрамович, Ю. К. Бурков, В. В. Груза и др. Л., Недра, 1978. 335 с.
28. Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. М., Наука, 1973, с. 318—329.
29. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978. 275 с.
30. Попов В. С., Белевитин В. А., Семина В. А. Металлогения редкометалльных месторождений. М., Наука, 1981. 212 с.
31. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Под ред. В. Т. Покалова. М., Недра, 1984. 437 с.
32. Ракевич Е. А. Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса. Объяснительная записка к Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса масштаба 1 : 10 000 000. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984. 192 с.
33. Региональная геология и металлогения СССР/Под ред. Д. В. Рундквиста, А. А. Смыслова. Л., Недра, 1985. 275 с.
34. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981. 423 с.
35. Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 266—300. (Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер. Т. 177).
36. Смирнов В. И. Проблемы металлогении.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 6, с. 14—28.
37. Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клущин и др. Л., Недра, 1984. 280 с.
38. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 184 с.
39. Твалчрелидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника (прикладное значение в металлогении). Сер. Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Т. 9. М., ВИНТИ, 1979. 114 с.
40. Тектоника плит и полезные ископаемые/Под ред. А. А. Ковалева, Г. Ольсзак. М., Изд-во МГУ, 1985. 192 с.
41. Унсков В. А. Тектоника плит. Л., Недра, 1981. 288 с.
42. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли по геофизическим данным. Сер. Итоги науки и техники. Физика Земли. М., ВИНТИ, Т. 3. 1978. 272 с. Т. 4. 1979. 223 с. Т. 7. 1983. 226 с.
43. Ушаков С. А., Иванов О. П., Прозоров Ю. И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. Сб. Музея землеведения МГУ. М., Изд-во МГУ, 1984, с. 3—14.
44. Фаворская М. А. Прогноз при поисках эндогенных рудных месторождений.— Сов. геология, 1981, № 10, с. 20—28.
45. Федорчук В. П. Геология ртути. М., Недра, 1983. 270 с.
46. Хаин В. Е. Геодинамические процессы, эволюция взглядов и современные представления.— В кн.: Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М., Наука, 1979, с. 14—38.
47. Шинкарев Н. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1983. 271 с.
48. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980. 431 с.
49. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985. 324 с.
50. Alstine R. E. van. Continental rifts and lineaments associated with major fluorspar districts.— Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 977—987.
51. Chapman D. S., Pollack H. N. Regional geotherms and lithospheric thickness.— Geology, 1977, vol. 5, N 5, p. 265—268.
52. The continental crust and its mineral deposits.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1980, N 20, p. 1—804.

53. Dickinson W. R. Evidence for plate tectonic regimes in the rock record.—*Amer. J. Sci.*, 1972, vol. 272, N 7, p. 551—576.

54. Dziewonski A. M., Hager B. H., O'Connell R. J. Large-scale heterogeneities in the lower mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 2, p. 239—255.

55. The Genesis of sedimented-hosted exhalative zinc-lead deposits/M. I. Russell, M. Solomon, I. L. Walshe a. o.—*Mineralium Deposita*, 1981, vol. 16, p. 113—127.

56. Guild P. H. W. Application of global tectonic theory to metallogenic studies.—In: Problems of ore deposition. Fourth Symposium of the Genesis of Ore Deposits. Varna, 1974, vol. 2, Sofia. 1977. 567 p.

57. Jankovic S. Major alpine ore deposits and metallogenic units in the northeastern mediterranean and concepts of plate tectonics.—In: Metallogeny and plate tectonics in the northeastern Mediterranean. Belgrade, 1977, p. 105—171.

58. Ishihara S. Tin-tungsten-molybdenum metallogenic provinces in East Asia and some problems involved in their plate tectonics interpretation.—In: Metallization Associated with Acid Magmatism. Vol. 3/Ed. M. Stempok, L. Burnol, G. Tischendorf. Praha, 1978, p. 29—37.

59. Kaula W. M. Minimal upper mantle temperature variation consistent with observed heat flow and plate velocities.—*J. Geophys. Res.*, 1983, vol. 88, N B12, p. 10 323—10 332.

60. Kutina I. Global tectonics and metallogeny: deep roots of some ore controlling fracture zones. A possible relation to small-scale convective cells at the base of the lithosphere?—*Adv. Space Res.*, 1983, vol. 3, N 2, p. 201—214.

61. Lambert I. B., Sato T. The Kuroko and associated ore deposits of Japan, a review of their features and metallogenesis.—*Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, p. 1215—1236.

62. Laznicka P. Manifesto: the University of Manitoba file nonferrous metallic deposits of the World. Ottawa, 1971, pt. 1, description, 1973. 553 p.; pt. 2, vol. 1, Listing, 1973. 298 p.

63. Leeder O. Fluorit. Leipzig, 1979. 268 S.

64. Liu H.-S. Convection pattern and stress system under the African plate.—*Phys. Earth. a. Planet. Inter.*, 1977, vol. 15, N 1, p. 60—68.

65. Marsh I. G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis.—*Geophys. Surv.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 481—511.

66. Metallogeny and plate tectonics/Ed. D. F. Strong. Geol. Soc. Canada. Spec. Paper. N 14. Montreal, 1976. 660 p.

67. Mitchell A. H. G., Garson M. S. Mineral deposits and global tectonic settings. London—N. Y., Acaden. Press, 1981. 405 p.

68. Mitchell A. H. G. Rift,—subduction and collision—related tin belts.—In: Geol. of tin deposits. Geol. Soc. Malays. Bull., 1979, N 11, p. 81—102.

69. Rundqvist D. V. Time factor in ore genesis (evolution and distribution patterns of mineral deposits).—*Global Tectonics and Metallogeny*, 1984, vol. 2, N 3—4, p. 169—182.

70. Sawkins F. I. Metal deposits in relation to plate tectonics. Berlin, 1984. 325 p.

71. Sillitoe R. H. A plate tectonic model for origin of porphyry copper deposits.—*Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, p. 184—197.

72. Sillitoe R. H. Extensional halitats of rhyolite-hosted massive sulfide deposits.—*Geology*, 1982, vol. 10, N 8, p. 403—407.

73. Stanton R. L., Ramsay W. R. H. Exhalative ores, volcanic loss, and the problem of the Island ARC Calc-alkaline series; a review and an hypothesis.—*Norges Geol. Underskelse Bull.*, 1980, vol. 57, N 360, p. 9—57.

74. Woodcock I. R., Hollister I. F. Porphyry molybdenite deposits of the North American Cordillera.—*Minerals Sci. Engug.*, 1978, vol. 10, p. 3—18.

75. Yukutake T., Tachinaka H. Separation of the Earth's magnetic field into drifting and standing parts.—*Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1969, vol. 47, pt. 5, p. 65—97.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Автономная активизация 6, 169, 170

Ad hoc гипотезы 7

Аккумуляция масс и тепла 18, 20, 23

Акселерация тектонических движений 22

Амштутца модель 200

Аналогий метод 5

Аномалии

— геохимические 58

— добротности 18, 182, 185

— гравитационного потенциала (геопотенциала) 36, 107, 110, 181

— гравитационные Буге 196, 216

— гравитационные изостатические 196

— гравитационные Фая 55

— петрологические 58

— рудные 59, 60

Асейсмичный интервал зоны Беньофа 18

Асимметрия Тихоокеанского рудного пояса 73, 139

Астеносфера внутрикоровая (астенослой) 193

Астеносферная сепарация и аккумуляция 35—40, 70, 76

Астеносферная (флюидная) ловушка 35, 41—44, 59, 229

Астеносферные волны 39

Базальтовый слой 196

Бародиффузия 33

Блоковая металлогения 54—57

Вакансионно-дислокационный механизм 33

Великое медное кольцо 73, 98, 116

Внутриплитный магматизм 88

Внутриформационный анализ 50

Вольфрамовое оруденение 142—145, 188—189

Вторичный спрединг 18

Вязкость мантийного вещества *см.* Реология мантии

Геоблоки 54—57

Геодинамические реконструкции 10, 70, 182—184, 231

Геоманнитное поле 27, 108—110

Геометрические характеристики вулканических ареалов 214, 215

Геоморфологические характеристики шалей 196

Геосинклинальная концепция (гипотеза) 5, 52, 72

Геотектоногенез 54, 55

Геофизические индикаторы геодинамического режима 14, 15, 34, 105—109

Гипотеза расширяющейся Земли *см.* Расширяющейся Земли гипотеза
Главный метод металлогенических исследований *см.* Главный принцип металлогении

Главный принцип металлогении 46, 47, 61, 74, 230, 231

Глобальный разогрев глубин 70

Горячие точки 88, 111, 183

Градиентные поля 9, 14, 35

Градиенты петрохимической изменчивости 223, 224

Гранитовый слой 196, 216

Дегидратация океанической литосферы 32, 74

Декомпрессионный магматизм 87

Диапазон петрохимической изменчивости 223

Дива (структуры) 48

Дислокационная вязкость 26

Диссимметрия Тихоокеанского рудного пояса *см.* Асимметрия Тихоокеанского рудного пояса

Дифференциальная подвижность рудных компонентов 33

Диффузия 33

Доменная металлогения *см.* Блоковая металлогения

Дрейф континентов 8, 62, 82

Железистость мантии 111, 113

Железное оруденение 220, 221, 223—225

Закупорка зоны субдукции 30

Золотое оруденение 71, 75, 222—225

Зональность

— геофизическая 82

— геохимическая 77

— металлогеническая 72—78, 81, 191, 214

— петрологическая 23, 81, 85, 178, 194

— петрохимическая 91—93, 178, 179, 190, 193, 222

Избыточное давление *см.* Сверхлитостатическое давление

Инденторная тектоника 87

Интенсивность магматизма 27, 29, 30, 83, 84

Интенсивность оруденения 174

Интрателлурические растворы 6, 31, 78

Историческая металлогения 66

Жалневый взрыв 71

Кимберлиты 89

Коллизия 10, 68, 87, 88, 192, 199

Колчеданные месторождения 52, 78, 79, 129, 133

Кольцевые структуры 44

Комплексные рудные провинции 81

Конвекция в мантии 22, 32, 58, 70

Конрада граница 61

Консервативность мантийных неоднородностей 16, 57, 62, 97

Континентальная субдукция *см.* Субфлуэнция

Контрастность астеносферы 18

Критерии (признаки) рудоносности 10, 11, 45, 225, 232

Латеральный градиент давления 36—38
Ле Шателье принцип 33, 77
Линеamentная металлогения 57, 60
Локальная проницаемость литосферы 35, 231

Магматические формации 84—91
Мантийный метасоматоз 31
Мантийный термобарический сепаратор 35, 39, 76, 78, 92, 227
Медное оруденение 75, 78, 115—119, 126, 219, 220, 223—225
Металлогеническая неоднородность мантии 65
Металлогеническая специализация
— геодинамических обстановок 3, 9, 14, 52, 115, 129, 130, 138—139, 170, 226
— структурно-формационных зон 45, 46—50
Металлогеническая эпоха 67
Металлотект 47
Метеоритная бомбардировка 57
Метод аналогий *см.* Аналогий метод
Методология 11
Методы распознавания образов *см.* Распознавания образов методы
Микроплиты 87, 192, 193, 231
Модельно-целевой подход 56
Молибденовое оруденение 75, 78, 120, 121, 126, 186, 187, 219, 220, 223—225
Мохо поверхность 61, 196, 216, 224

Напряжения в литосфере 32, 49, 196
Нелинейная металлогения 63—66
Нелинейная трансформация геофизических характеристик 103, 104

Общий руководящий принцип металлогении *см.* Главный принцип металлогении
Оловянное оруденение 60, 70, 75, 78, 128—134, 189, 191
Основной принцип металлогении *см.* Главный принцип металлогении
Остаточная субдукция 193, 198
Отраженная тектоно-магматическая активизация 5, 169, 170

Палеотетис 175, 184
Перестройка зоны субдукции 17, 22, 69
Плавучесть литосферы 18
Плавучесть магматических расплавов 83
Подастеносферный субстрат 14, 22, 79, 93, 183
Полиметаллическое оруденение *см.* Свинцово-цинковое оруденение
Превышение геонда (над эллипсоидом) 106
Принцип естественности 56
Принцип Ле Шателье *см.* Ле Шателье принцип
Принцип Сорэ *см.* Сорэ принцип
Принцип эргодичности *см.* Эргодичности принцип
Прогнозно-металлогенические построения 10, 227, 232
Проницаемость мантии 84, 109
Пульсационная гипотеза 59

Раскол Пангеи 22
Распознавания образов методы 15, 45
Расширяющейся Земли гипотеза 59
Региональный метасоматоз 31
Регматическая система 59
Реология мантии 9, 14, 19, 22, 26, 69, 79
Редиклинг 67

Рифты

- континентальные 18, 62, 76, 78, 170, 185
 - сводовые 81, 83
 - щелевые 84
- Ртутное оруденение 150—167
- Рудные формации 50—54
- Рудогенерирующие системы 16
- Рудоконцентрирующие структуры 59, 60

Сверхлитостатическое давление 70, 76, 83, 224

Свинцово-цинковое оруденение 78, 128, 129, 135, 213, 221, 222, 225

Сводово-глыбовая тектоника 48

Сейсмотектоника 196, 198

Синтексис 201

Системный анализ 52

Скорость движения литосферных плит

— абсолютная 16, 79

— относительная 19

Сорз принцип (механизм) 77, 93

Спрединговый конвейер 70

Сравнительная субдуктология 9

Стабильность геодинамического режима 48, 81

Степенной реологический закон 26, 33

Стереометаллогения 60—62

Структурно-металлогенические зоны 46

Субдукция типа А см. Субфлуэнция

Субфлуэнция 200

Сурьмяное оруденение 156—161

Тектоническая расслоенность литосферы 199

Тектоническое сгущивание 69

Тектоно-магматическая активизация 5, 48, 56, 69, 71, 175

Тектоно-магматический парадокс 13

Телескопирование оруденения 79—81, 189

Температура мантии 36, 111, 112

Тепловой поток 196

Тепломассоперенос 9, 17, 18, 22—26, 59, 79, 89, 92, 190, 223, 227—230

Термическая неоднородность мантии 59, 62

Термобарический мантийный сепаратор см. Мантийный термобарический сепаратор

Термодиффузия 33

Террейнная тектоника 116

«Тихая» субдукция 29

Трансмагматические растворы см. Интрателлурические растворы

Трансформный разлом 57, 77, 93

Тылы зон субдукции

— ближние 78, 80

— горячие и холодные 78, 80, 87, 93, 132

— дальние 80

— обводненные 94

Факторы рудогенеза 40, 43, 44, 69, 78, 117, 120, 123, 141, 163—165, 223

Фации магматические 94, 230, 231

Филогенетический закон 67, 71, 73

Флюидный режим 30—35, 94

Флюоритовая минерализация 78, 168—174

Цикл Вильсона 69, 88

Шолевая тектоника 12, 87, 202—211

Эволюция геодинамического режима 70, 95, 133, 139

Эволюция рудогенеза 68, 70, 139, 230

Экстенсивность вулканизма 27, 29, 30, 83

Экстенсивность рудогенеза 81, 174

Эмбриональные месторождения 65

Эмпирический подход 6, 46, 54

Эргодичности принцип 15

Этапы развития подвижных зон 5, 47, 68, 69

Япетус 71

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ *

- Абдуллаев Р. Н. 192, 209
 Абрамович И. И. 5—7, 14—18, 22, 23, 27, 34, 35, 49, 56, 61, 69, 70, 74, 83, 84, 89, 95, 96, 98, 107—111, 114, 117, 127, 139, 140, 170, 182, 183, 197, 201, 204, 206
 Аврасина Л. А. 168
 Агукина З. В. 4
 Адамия Ш. А. 68, 192, 193, 198
 Азизбеков Ш. А. 192, 197, 209
 Акопян С. Ц. 54
 Андреев Г. В. 186
 Аргентьеро П. (Argentiero P.) 106
 Артемьев М. Е. 196
 Артюшков Е. В. 34, 41, 200
 Асланян А. Т. 192, 208
- Бабкин П. В. 151
 Багдасарян Г. П. 205, 207
 Багиров А. З. 209
 Балавадзе Б. К. 196, 199
 Баласанян С. И. 205
 Баранов В. Д. 60
 Барбьери М. (Barbieri M.) 168
 Барсуков В. Л. 48, 60, 138
 Барта Г. (Barta G.) 107
 Баскина В. А. 48, 57, 58, 86, 98, 139
 Басков Е. А. 31
 Бауман Л. (Baumann L.) 47, 48, 66
 Белевитин В. А. 115
 Белоусов В. В. 56
 Бергер В. И. 4, 68
 Берд П. (Bird P.) 199, 201
 Бест М. Г. (Best M. G.) 32, 74
 Библин Ю. А. 5, 6, 46, 47, 66, 67, 72, 230
 Боровко Н. Н. 60
 Бородаевская М. Б. 128
 Ботт М. П. (Bott M. P.) 107
 Бреннеке Ж. (Brenneke J.) 107
- Бурке К. С. (Burke K. C.) 49, 88
 Бухер В. (Bucher W. H.) 200
 Бьерхаммер А. (Bjerhammar A.) 106
- Вагнер С. А. (Wagner C. A.) 106
 Вайсман А. М. 43
 Вардапетян А. Н. 193, 198
 Верэлл Р. А. (Verrall R. A.) 33
 Винник Л. П. 182
 Винцент С. (Vincent S.) 97, 106, 129
 Влар Н. (Vlaar N. J.) 18, 27
 Влодавец В. И. 29
 Волохов И. М. 31
 Вольфсон Ф. И. 72, 73
 Вортель М. (Wortel M. J.) 18, 27
 Вудкок И. Р. (Woodcock I. R.) 115, 121
 Вудхауз Дж. Х. (Woodhouse J. H.) 61
 Вулф К. Х. (Wolf K. H.) 3
- Гаврилова С. П. 179
 Гайлд П. У. (Guild P. W.) 3, 8, 9, 54, 115
 Галушкин Ю. И. 5, 30, 59, 69, 98
 Гамкрелидзе И. П. 192, 193, 198
 Гапошкин Е. М. (Gaposchkin E. M.) 106
 Гаретовская И. В. 200
 Гарсон М. С. (Garson M. S.) 3, 8, 9, 13, 49, 75, 115, 119, 129, 138, 169, 226
 Гасанов Т. А. 208
 Гастил Г. (Gastil G.) 70
 Геймс К. (Games K.) 108
 Говоров И. Н. 8, 63—65, 74, 98, 138, 230
 Гольдштик М. А. 43
 Гордиенко И. В. 182, 185
 Горжевский Д. И. 128, 129

* При учете ссылок на коллективные монографии и сборники статей в указатель включались только те авторы, работы которых упоминаются в тексте. Иностранные фамилии даны в русском и собственном написании, приведены в порядке их русской транскрипции.

- Городницкий А. М. 30
 Грей Д. (Gray D.) 200
 Громека И. С. 24
 Груза В. В. 5—7
 Гугунава Г. Е. 199
- Дедеев В. А. 54, 55
 Денисенко В. К. 142
 Джибладзе Э. А. 200
 Джрбашян Р. Т. 197, 205, 207
 Дзевонский А. М. (Dziewonski A. M.) 97, 108, 110
 Дзоценидзе Г. С. 192
 Диккинсон У. Р. (Dickinson W. R.) 49, 84
 Дмитриев Л. В. 60
 Добрецов Н. Л. 31, 201
 Дьюи Дж. Ф. (Dewey J. F.) 193
 Дэнешьяр Х. (Daneshyar H.) 36
- Егоркина Г. В. 200
- Жарков В. Н. 107
 Жданов В. В. 31
 Жуков Р. А. 56
- Заварицкий А. Н. 46
 Зайдлер Е. (Seidler E.) 107
 Закариадзе Г. С. 68, 192
 Засеев В. Г. 4
 Зверев А. Т. 107
 Зоненшайн Л. П. 3, 5, 8, 9, 13, 49, 59, 69, 70, 75, 84, 98, 111, 182, 183, 192, 193, 198, 226
- Иванкин П. Ф. 128
 Иванников В. В. 31
 Иванов О. П. 193
 Иванов Р. 50
 Иванова А. А. 168—170
 Изох Э. П. 31, 138, 216
 Иокосура Т. (Yokokura T.) 18
 Исихара С. (Ishihara S.) 8, 75, 138
 Исмаил-заде А. Д. 192, 209
 Ицксон М. И. 74, 138, 140, 170
- Кан М. А. (Khan M. A.) 107
 Капустин Ю. Л. 59
 Карамян К. А. 205
 Караханян А. С. 196
 Кармайкл Я. С. Е. (Carmichael J. S. E.) 3, 74
 Карпова Е. Д. 5, 48
 Каула У. М. (Kaula W. M.) 16, 97, 107, 111
 Кашкай М. А. 197, 209
 Кигай И. Н. 52
 Кларк К. Ф. (Clark K. F.) 32, 75
 Клушин И. Г. 6, 7, 14—16, 18, 22—24, 27, 34, 35, 49, 61, 70, 74, 83, 84, 89, 93, 95, 96, 98, 99, 101, 107—111, 117, 127, 170, 182, 183, 197, 201, 204, 206
 Клушин Л. И. 24
 Книппер А. Л. 199, 206
 Ковалев А. А. 3, 8, 9, 13, 49, 52, 84, 198, 226
 Коваленко В. И. 182, 184, 185
 Козеренко В. Н. 54, 55
 Козубова Л. А. 23, 175, 178, 182, 183, 186
 Комарова Г. Н. 168
 Коржинский Д. С. 31
 Кормилицын В. С. 51
 Королев А. В. 73
 Короновский Н. В. 192, 193
 Котляр В. Н. 192, 205, 207
 Красный Л. И. 52, 55, 56
 Крауг С. Т. (Crough S. T.) 88
 Кривцов А. И. 115, 116, 128
 Кузнецов В. А. 50, 51, 150, 151
 Кузнецов Ю. А. 31
 Кузьмин М. И. 5, 8, 9, 13, 49, 84, 111, 182, 185, 226
 Кулнаев К. Б. 170
 Кульбак С. (Kulbak S.) 99
 Курчавов А. М. 185
 Кутина Я. (Kutina I.) 3, 57, 58
 Кутюлин В. А. 31
 Кутырев Э. И. 47, 128—130
 Кучай В. К. 200
 Кушев В. Г. 175
- Лабазин Г. С. 46
 Лазаревич А. П. (Lazarewicz A. P.) 107
 Лазничка П. (Laznicka P.) 126, 134, 145
 Ламбек К. (Lambeck K.) 106
 Ламберт И. Б. (Lambert I. B.) 52, 129
 Ларичкин В. А. 51
 Лаури Б. (Lowrey B.) 106
 Лаффит П. (Laffitte P.) 47, 54
 Ледер О. (Leeder O.) 171, 172
 Лелгеманн Д. (Lelgemann D.) 107
 Летников Ф. А. 31, 33
 Литвиновский Б. А. 31
 Лобач-Жученко С. Б. 68
 Лоне Л. де (Launay L. de) 67
 Лордкипанидзе М. Б. 68, 192, 193, 197, 198, 204
 Лукин Л. И. 72, 73
 Лю Шаншу (Lui H.-S.) 32, 58
- Магакьян И. Г. 47
 Маккензи Д. (McKenzie D.) 18, 107, 193, 198
 Малахов В. В. 73
 Мамедов М. Н. 209
 Маракушев А. А. 31
 Марков К. А. 47

- Марш Б. Д. (Marsh B. D.) 74
 Марш Д. Г. (Marsh J. G.) 97, 106
 Масленников В. В. 151
 Материнов М. П. 138
 Мейерхофф А. А. (Meyerhoff A. A.) 39
 Мейерхофф Н. А. (Meyerhoff H. A.) 39
 Меликсетян Б. М. 192, 207
 Меррилл Р. Б. (Merrill R. B.) 108
 Милановский Е. Е. 169, 192, 196, 199
 Мирчинк М. Ф. 48
 Митчелл А. Х. (Mitchell A. H. G.) 3, 8, 9, 13, 49, 51, 75, 115, 119, 129, 138, 169, 226
 Михайлова Ю. И. 4
 Миясиро А. (Miyashiro A.) 75
 Моберли Р. (Moberly R.) 107
 Моисеенко В. Г. 73
 Молнар П. (Molnar P.) 200
 Моралев В. М. 8, 9, 13, 84, 182, 226
 Морган У. И. (Morgan W. J.) 88
 Москалева В. Н. 88
 Моссаковский А. А. 182
 Мурадян К. М. 205
 Мэлин С. Р. (Malin S. R. C.) 107
 Наврузи А. (Nowroozi A.) 198
 Налетов Б. П. 216
 Неженский И. А. 72, 73
 Нинкович Д. (Ninkovich D.) 32, 74
 Нисиваки С. (Nishiwaki C.) 52
 Овчинников Л. Н. 31, 50, 53, 60, 72
 О'Коннелл Р. И. (O'Connell R. I.) 97, 108, 110
 Олстайн Р. Е. ван (Alstine R. E. van) 169, 170
 Ольсзак Г. 84
 О'Найонс Р. К. (O'Nions R. K.) 61
 Остроумова А. С. 192, 201, 206, 208
 Павлова И. Г. 115, 116
 Павловский Е. В. 48
 Парк Ч. Ф. (Park C. F.) 72
 Парк Ч. Ф. мл. (Park C. F., Jr.) 75
 Паталаха Е. И. 201
 Паффенгольц К. Н. 192, 201, 206, 208
 Пейве А. В. 199
 Перваго В. А. 115, 128, 129
 Перфильев А. С. 68
 Пиккард Г. У. (Pickard G. W.) 172
 Пилоян Г. А. 205
 Пирс Дж. (Pearse J. A.) 32, 75
 Плющев Е. В. 31, 67
 Покалов В. Т. 47, 50—52, 116
 Поллак Х. (Pollack H. N.) 106
 Поляков А. И. 201
 Попов В. С. 115, 116
 Поспелов Г. Л. 13
 Прозоров Ю. И. 193
 Пузанов Л. С. 168
 Радкевич Е. А. 116, 130, 140, 170
 Рамзай У. Р. (Ramsay W. R. H.) 5, 52, 129
 Ранкорн С. (Runcorn S. K.) 58
 Рассел М. И. (Russell M. I.) 52, 129
 Рей Д. К. (Rea D. K.) 39
 Рикитакэ Т. (Rikitake T.) 108
 Риттман А. (Rittmann A.) 31
 Ричардс М. А. (Richards M. A.) 61
 Романовский С. И. 22, 67
 Рона П. А. (Rona P. A.) 70
 Ронг-Шан Фу (Rong-Shan Fu) 108
 Рублев А. Г. 175
 Рудакова Ж. Н. 190
 Рудник В. А. 67
 Румянцева Н. А. 23
 Рундквист Д. В. 7, 11, 44—48, 50—51, 57, 67—69, 72, 73, 117, 138, 151
 Рустамов М. И. 209
 Рутье П. (Routhier P.) 54
 Рябчиков И. Д. 77
 Савельев А. К. 168
 Савостин Л. А. 5, 59, 69, 70, 98
 Самсонов Я. П. 168
 Сато Т. (Sato T.) 52, 129
 Сатпаев К. И. 54
 Сауков А. А. 140
 Семенов А. И. 46
 Семин В. А. 115
 Сенгор А. М. (Sengör A. M. S.) 193
 СENGУПТА М. К. (Sengupta M. K.) 108
 Сидоренко З. В. 4, 151
 Силлитое Р. Х. (Sillitoe R. H.) 3, 8, 51, 74, 115
 Слѣзкин Н. А. 24
 Смирнов В. И. 7, 8, 46, 48, 54, 61, 67
 Смирнов С. С. 46, 72, 188
 Смыслов А. А. 31, 44, 47, 67—69, 73, 117
 Соколов С. Д. 199, 206
 Соловьев В. В. 44, 168
 Соломон М. (Solomon M.) 52, 129
 Сорохтин О. Г. 32, 69—71, 75
 Соукинс Ф. Дж. (Sawkins F. J.) 3, 8, 9, 13, 52, 75, 115, 129, 138, 169
 Страна П. С. 51
 Стронг Д. Ф. (Strong D. F.) 8, 134, 136, 138, 226
 Струтинская Т. Г. 4
 Стэнтон Р. Л. (Stanton R. L.) 8, 52, 129
 Сугизаки Р. (Sugisaki R.) 27
 Схиртладзе Н. И. 202
 Сюй К. (Hsü K. J.) 200
 Тараканов П. М. 51
 Татаринов П. М. 51
 Тачинака Х. (Tachinaka H.) 108, 109
 Твалчрелидзе Г. А. 7, 8, 48, 128, 130
 Тейлор С. Р. (Taylor S. R.) 59

Термье П. (Termier P.) 31
Тетяев М. М. 48
Тишендорф Г. (Tischendorf G.) 47,
48, 66
Токсоц Н. (Toksöz N.) 199, 201
Томпсон П. А. (Thompson P. A.) 39
Томсон И. Н. 48, 57, 58, 98
Трейон Е. П. (Trayon E. P.) 59
Трубицын В. П. 107
Трухин Ю. П. 31
Тугаринов А. И. 67
Тулиани Л. И. 199

Уилли П. (Wyllie P. J.) 31
Уилсон (Вильсон) Дж. Т. (Wil-
son J. T.) 57, 88
Унксов В. А. 3, 4, 9, 13, 68, 69, 84
Уолш И. Л. (Walshe I. L.) 52, 129
Ушаков С. А. 5, 30, 59, 69, 98, 193
Уэда С. (Uyeda S.) 52, 75

Фаворская М. А. 48, 57—60, 98
Файф У. С. (Fyfe W. S.) 31
Федоров В. М. 168
Федорчук В. П. 150, 151
Филиппова И. Б. 176, 182, 185
Фиттерман Д. В. (Fitterman D. V.)
34
Фогт П. Р. (Vogt P. R.) 18, 34

Ханн В. Е. 7, 192, 198
Харгрейвс Р. Б. (Hargraves R. B.) 67
Хасин Р. А. 183
Хесс Х. (Hess H. H.) 70
Хиде Р. (Hide R.) 106
Холлистер И. Ф. (Hollister I. F.) 115,
121
Хонкура Ю. (Honkura Y.) 108

Хэйджер Б. Х. (Hager B. H.) 61, 97,
108, 110
Хэйс Дж. Д. (Hays J. D.) 32, 74

Чаленко Я. С. (Tchalenko J. S.) 198
Чен Ю. Т. (Chen Y. T.) 34
Чень Гога 48
Черевко Т. Н. 107
Чермак В. (Cermak V.) 196
Чэппмен Д. (Chapman D. S.) 106

Шаталов Е. Т. 10
Шванк Д. К. (Schwank D. C.) 107
Шейв Д. Р. (Shawe D. R.) 172
Шейдеггер К. Ф. (Scheidegger K. F.)
39
Шень Силин 68
Шергина Ю. П. 178
Шинкарев Н. Ф. 31
Шкодина С. Я. 4
Шнейдерхён Г. (Schneiderhöhn H.)
50
Шувалов Р. А. 31
Шуйлинг Р. Д. (Schuiling R. D.) 8
Шульц С. С. мл. 49

Щеглов А. Д. 5, 7, 8, 45—51, 57, 63—
65, 74, 98, 138, 168—170, 230
Щерба Г. Н. 54, 55, 57, 64
Щербань И. П. 169
Щукин Ю. К. 200

Эшби М. Ф. (Ashby M. F.) 33

Юкутаке Т. (Yukutake T.) 108, 109

Янкович С. (Jankovic S.) 8, 52, 129
Ярмолюк В. В. 182, 184, 185

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Глава 1. Геодинамические модели	13
1.1. Общие замечания	—
1.2. Генерализованная схема перераспределения масс в зонах субдукции	16
1.3. Тектоно-магматическая эволюция конвергентных границ литосферных плит (оценка основных параметров процесса аккумуляции масс и тепла в зонах субдукции)	18
1.4. Активизация тылов зон субдукции (оценка скорости и дальности латерального тепломассопереноса)	23
1.5. Восходящий массопоток в зонах субдукции	26
1.6. Флюидный режим мантии	30
1.7. Модель мантийного термобарического сепаратора (условия зарождения специализированных флюидов)	35
1.8. Астеносферные ловушки (условия аккумуляции флюидов)	41
Глава 2. Металлогенические следствия геодинамических моделей	44
2.1. Общие замечания	—
2.2. Масштаб оруденения	46
2.2.1. Металлогеническая специализация геологических формаций и структурно-формационных зон	—
2.2.2. Рудноформационный анализ	50
2.2.3. Домённая (блоковая) металлогения	54
2.2.4. Проницаемость литосферы и линейная металлогения	57
2.2.5. Стереометаллогения	60
2.2.6. Нелинейная металлогения	63
2.2.7. Историческая металлогения (изучение эволюционного тренда)	66
2.3. Региональная металлогеническая зональность	72
2.3.1. Общие замечания	—
2.3.2. Классические схемы	—
2.3.3. Ранние мобилистические схемы	74
2.3.4. Региональная металлогеническая зональность как отражение латеральной внутриастеносферной сепарации рудных компонентов	76
2.3.5. Вариации региональной зональности	78
Глава 3. Важнейшие индикаторы геодинамического режима	83
3.1. Петрологические индикаторы	—
3.1.1. Интенсивность и экстенсивность магматизма	—
3.1.2. Магматические формации	84

3.1.3. Петрохимические данные	91
3.2. Геофизические индикаторы	96
3.2.1. Предварительные замечания	—
3.2.2. Изучение непосредственных связей рудоносности с геофизическими характеристиками глубин	98
3.2.3. Индикаторы условий мантийного тепломассопереноса	105
3.2.4. Выделение глубинных неоднородностей термического и вещественного происхождения	109

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

СПЕЦИАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Глава 4. Медно-молибденовые порфировые провинции	115
4.1. Общая характеристика медно-молибденовых провинций	—
4.2. Медное оруденение Тихоокеанского пояса	116
4.3. Молибденовое оруденение Тихоокеанского пояса	120
4.4. Позиция порфирового оруденения в поперечном профиле зоны взаимодействия литосферных плит	121
4.5. Соотношение интенсивности медного и молибденового оруденения	123
4.6. Глобальные закономерности	126
Глава 5. Свинцово-цинковые провинции	128
5.1. Общая характеристика оруденения	—
5.2. Свинцово-цинковое оруденение Тихоокеанского пояса	130
5.3. Глобальные закономерности	134
Глава 6. Оловянные и вольфрамовые провинции	138
6.1. Общая характеристика оловянных провинций	—
6.2. Оловянное оруденение Тихоокеанского пояса	139
6.3. Общая характеристика вольфрамовых провинций	142
6.4. Вольфрамовое оруденение Тихоокеанского пояса	—
6.5. Глобальные закономерности	145
Глава 7. Ртутные провинции	150
7.1. Общая характеристика провинций	—
7.2. Особенности строения и минералогия ртутных месторождений	152
7.3. Примеси в рудах и металлогенический фон ртутных провинций	156
7.4. Масштаб ртутных провинций	161
7.5. Основные факторы ртутного рудогенеза	163
7.6. Соотношение вкладов разных факторов в изменчивость характеристик ртутных провинций и месторождений	165
Глава 8. Флюоритовые провинции	168
8.1. Общая характеристика оруденения	—
8.2. Флюоритовое оруденение Тихоокеанского пояса	170
8.3. Глобальные закономерности	172

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Глава 9. Палеозоны субдукции и рудоносность Монголо-Забайкальской области	175
9.1. Общие замечания	—
9.2. Девон-карбоновые зоны субдукции	—
9.3. Карбон-пермские зоны субдукции	178
9.4. Неоднородность мантийных глубин	181
9.5. Геодинамическая реконструкция	182
9.6. Рудоносность палеозон субдукции	186
9.6.1. Общие замечания	—
9.6.2. Молибденовое оруденение	—

9.6.3. Вольфрамовое оруденение	188
9.6.4. Оловянное оруденение	189

Глава 10. Шолевая тектоника, магматизм и рудная минерализация кайнозойской зоны континентальной коллизии Малого Кавказа	191
10.1. Общие замечания	—
10.2. Исходный фактический материал	194
10.3. Возможные интерпретационно-генетические схемы	197
10.4. Тектоническая структура андезитового пояса	201
10.4.1. Джавахетская шоль	202
10.4.2. Ширакская шоль	204
10.4.3. Базумская шоль	205
10.4.4. Памбакская шоль	206
10.4.5. Западно-Севанская и Восточно-Севанская шолы	207
10.4.6. Айондзорская шоль	208
10.4.7. Нахичеванская шоль	209
10.5. Рудоносность андезитового пояса	211
10.5.1. Исходная информация	—
10.5.2. Рудные ассоциации	212
10.5.3. Оруденение и геометрические характеристики вулканических ареалов	214
10.5.4. Влияние особенностей строения земной коры	215
10.5.5. Петрохимические индикаторы рудоносности	216
10.6. Взаимодействие шолей и рудогенез	219
10.6.1. Медное и молибденовое оруденение	—
10.6.2. Железное оруденение	220
10.6.3. Свинцово-цинковое оруденение	221
10.6.4. Золотое оруденение	222
10.7. Рудонасыщенность шолей как функция глубинного теплоассопереноса	223
Заключение	226
Список литературы	233
Предметный указатель	236
Именной указатель	241

МОНОГРАФИЯ

Ильтезар Ильич Абрамович,
Игорь Геннадьевич Клушин

**ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

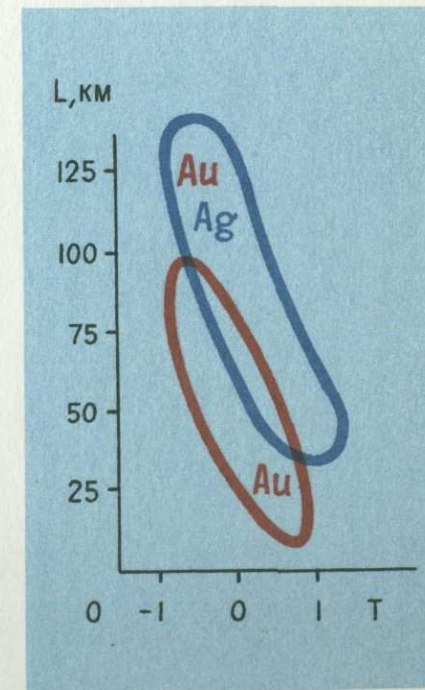
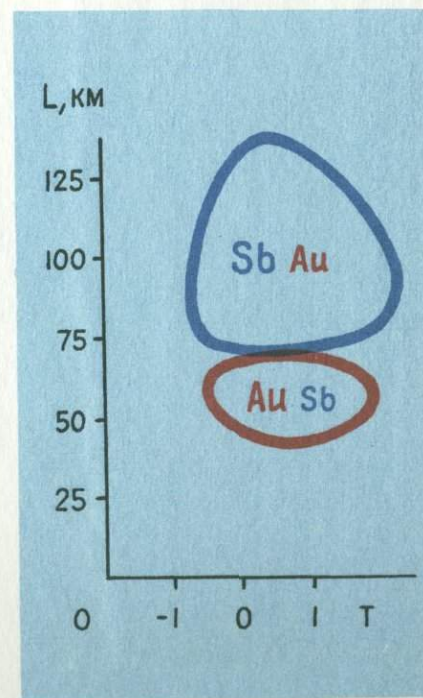
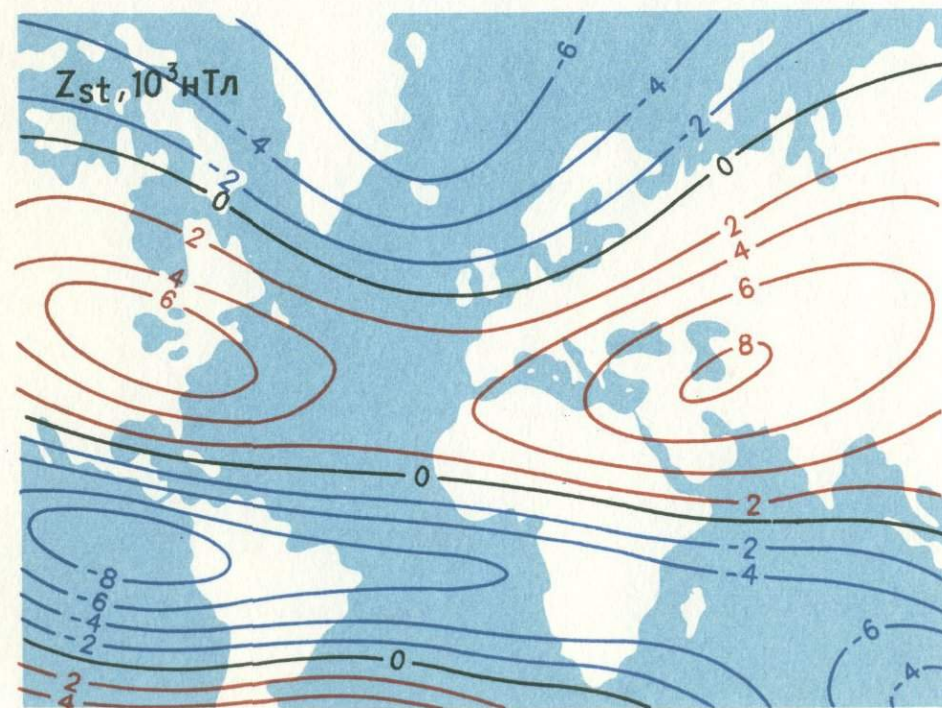
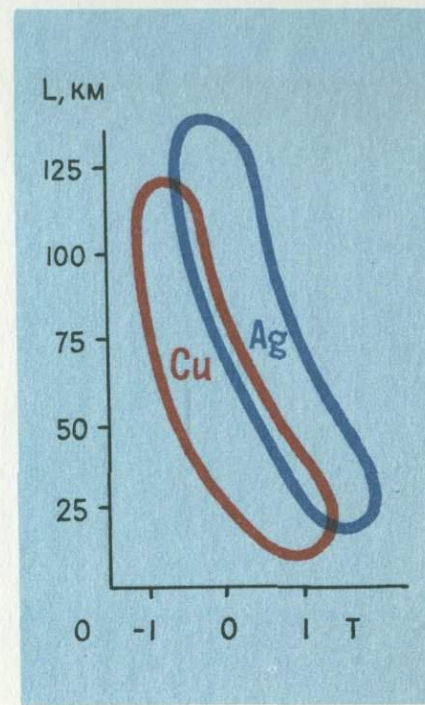
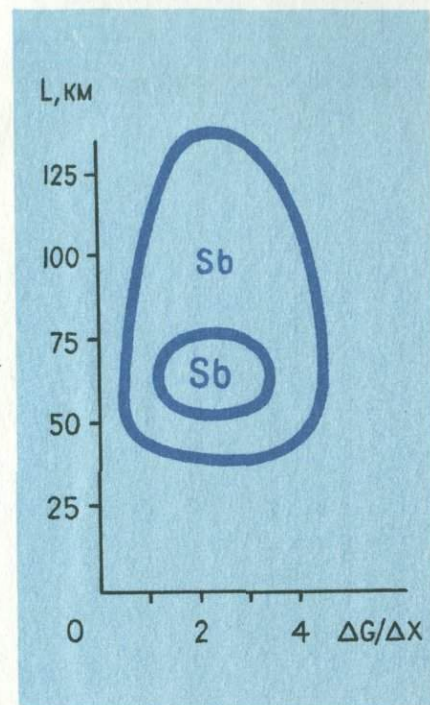
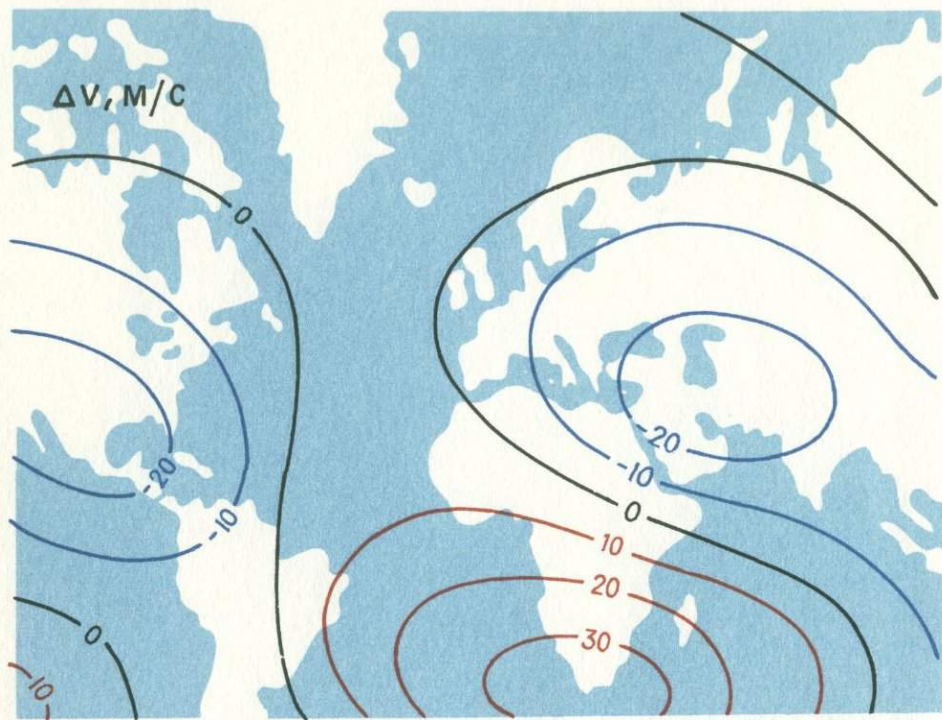
Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Оформление художника В. Т. Левченко
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректоры И. Б. Богданова, Е. А. Стерлина

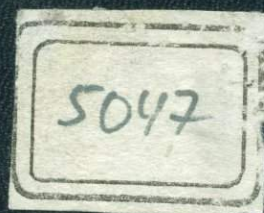
ИБ № 4862

Сдано в набор 26.02.87. Подписано в печать 17.06.87.
М-21091. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5.
Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 17,71. Тираж 1740 экз.
Заказ 132/634. Цена 3 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.





5047