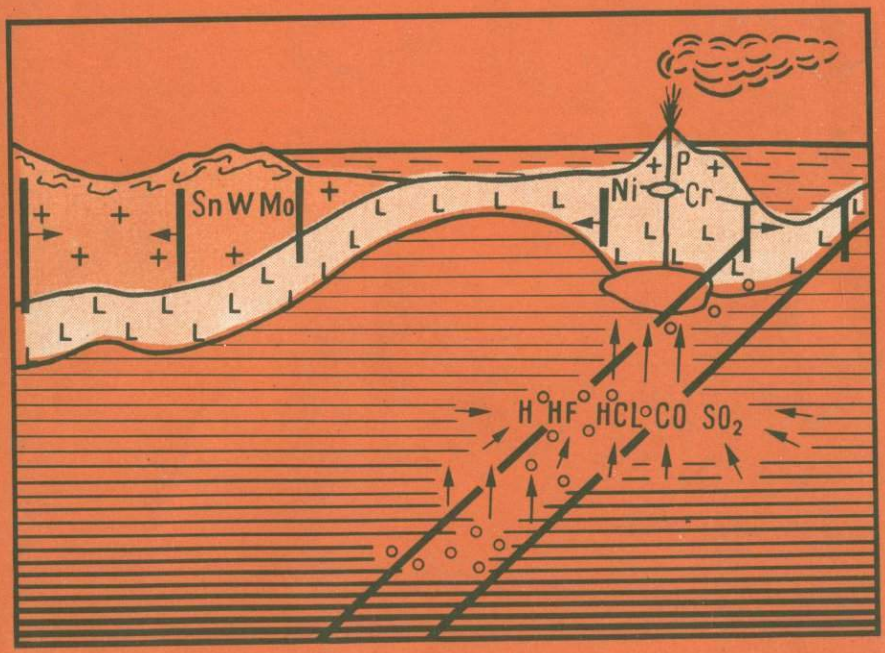
Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ДВНЦ

Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока

4239

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Е.А. РАДКЕВИЧ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



УДК 553 : 551.1 : 551.14 (571.6)

Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.

В монографии по имеющимся геофизическим и геологическим данным показана гетерогенность земной коры юга Дальнего Востока; дана характеристика типовых рудных районов; установлены признаки зависимости магматизма и рудной минерализации островных дуг и окраинных морей.

Рис. 49. Табл. 5. Библиогр. 190 назв.

Редакционная коллегия:
О.Н. БАБИЧ, П.Г. КОРОСТЕЛЕВ, С.В. ПОТАПЬЕВ, К.С. ШАШКИН

1904020000—350
Г ——————————171—84—II
042 (02) —84

© Издательство "Наука", 1984 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В плане изданий, посвященных исследованию влияния глубинного строения земной коры и верхней мантии на распределение полезных ископаемых, организованных Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии АН СССР, настоящая работа занимает несколько особое положение. Ее невыгодно отличает от других региональных обзоров малое количество геофизических данных, особенно глубинного сейсмического зондирования. В нашем распоряжении имелись лишь пять профилей ГСЗ на юго-востоке советского Дальнего Востока [1, 111] и несколько профилей по смежным территориям (Якутия), проведенных нефтяниками, а также материалы по глубинному сейсмическому зондированию акватории дальневосточных морей. Следовательно, для территории юга Дальнего Востока данных сейсмического глубинного зондирования явно недостаточно для региональных обобщений.

Основная трудность при интерпретации геофизических данных связана с неоднозначностью установления геологической природы геофизических слоев. Эти трудности особенно усилились после проведения глубокой Кольской скважины, не подтвердившей первоначальные геофизические прогнозы.

Таким образом, данные глубинного сейсмического зондирования мы вынуждены принимать с осторожностью и геологическую интерпретацию их проводить с большой долей условности. Следует, впрочем, отметить, что для структур с молодой складчатостью намечающиеся по сейсмическому зондированию выводы близко соответствуют геологическим данным, что все же позволяет нам положить их в основу строения при всей условности их интерпретации.

Выводы о глубинном строении подкрепляются данными гравиметрических исследований, широко проводившихся в Дальневосточном регионе и особенно детально — в отдельных рудных районах его. На основании геофизических данных сделана попытка (Ю.И. Бакулин) расшифровки мощности земной коры по отдельным блокам, что весьма существенно для районов блокового строения.

Важную информацию о составе верхних горизонтов земной коры дает карта магнитных аномалий, анализ которой подтверждает данные геологического районирования и позволяет устанавливать типы расположенных на глубине магнитовозмущающих тел. Дополнительные сведения о строении земной коры и мантии мы получили при проведении в небольшом объеме магнито-теллурических исследований.

Комплекс геофизических данных подтверждает существование разломов, установленных геологически, и помогает выявлять неизвестные ранее разломы, определять элементы их залегания (углы падения), глубину распространения (коровые и уходящие в мантию) и время образования (возраст по контролируемым ими магматическим породам). Эти же данные по глубинным разломам подтверждают существование вертикальных ступеней различных геофизических слоев, в том числе границы М, и тем

самым освещают "глубинную геохронологию" – минимальное время формирования геофизических поверхностей раздела.

Таким образом, несмотря на свою "скудность", эти геофизические данные все же дают известную информацию о глубинном строении земной коры и отчасти мантии (положение границы М), но не дают возможности однозначно решать вопрос о влиянии глубинного строения земной коры и, в еще меньшей степени, вопрос о влиянии мантии на рудоносность. Геофизические данные существенно дополняются геологическим анализом.

Работы по изучению влияния глубинного строения земной коры и верхней мантии на распределение месторождений полезных ископаемых велись в плане изучения фундамента Тихоокеанского рудного пояса и эволюции земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Уникальность положения региона на сочленении крупнейшего континента и крупнейшего океана дает материалы для восстановления истории развития и особенностей глубинного строения и решения фундаментальных вопросов общего значения.

В силу гетерогенности и разновозрастности рудных месторождений региона, проявления полицикличности и неоднократной активизации можно подойти к выяснению причины связей минерализации с особенностями строения земной коры. Авторы предлагаемой коллективной монографии, используя данные детальных геологических, петрологических, минералого-геохимических, металлогенических и геофизических исследований, проведенных в Геологическом институте ДВНЦ АН СССР с привлечением материалов других научных институтов и геологических объединений, большое внимание уделили геологическим и геофизическим индикаторам глубинного строения и состава земной коры и верхней мантии. Особое внимание было уделено вопросу состава верхней части земной коры – месту становления и эволюции магматических комплексов и расположению источников рудного вещества. Сравнительный анализ разноглубинных месторождений (от раннедокембрийских до современных поверхностных) позволил наметить эволюцию процессов рудообразования и индикаторы глубины формирования различных их типов.

Часть I
ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Глава 1
ПОЛОЖЕНИЕ РЕГИОНА В ТИХООКЕАНСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ

В пределы юга Дальнего Востока входят части трех структурных элементов I порядка: Тихоокеанского подвижного пояса, Сибирской платформы и Монголо-Охотской складчатой области. Прежде чем перейти к более детальной характеристике их структурно-формационных и металлогенических особенностей в рассматриваемом регионе, остановимся с учетом новейших данных на общих специфических чертах составных частей Тихоокеанского сегмента Земли.

Тихоокеанский сегмент Земли состоит из Тихоокеанского подвижного пояса, ложа Тихого океана, обрамляющих платформ и складчатых систем, сочленяющихся с Тихоокеанским поясом. Эти крупные тектонические подразделения взаимосвязаны в структурном, временном и вещественном отношениях.

Тихоокеанский подвижный пояс. Описан в 1900 г. Э. Огом под названием Циркум-Тихоокеанской геосинклинали, затем был охарактеризован Э. Эндрюсом как единая структура, обладающая своеобразной минерализацией [188], С.С. Смирнов [150] дал четкое определение понятия "Тихоокеанский рудный пояс", выделив в его пределах внешнюю и внутреннюю зоны. В дальнейшем наибольший вклад в познание структуры и металлогении пояса, в частности его советского сектора, внесли Е.А. Радкевич [117, 122], П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [71], Ю.М. Пущаровский [116], А.Д. Щеглов [182, 102], Л.И. Красный [69], М.И. Иниксон [55]. Этими вопросами, а также геологией и минерализацией тихоокеанского докембрия занимались также В.В. Белоусов, Н.П. Васильковский, М.С. Нагибина, Б.А. Петрушевский, А.М. Смирнов, В.И. Щульдинер и многие другие отечественные и иностранные исследователи.

В кольцевой структуре Тихоокеанского пояса различаются западная и восточная ветви. Их граница с ложем океана проходит вдоль прерывистой системы глубоководных желобов, которые пространственно и, видимо, структурно совпадают с выходами на поверхность коры сейсмофокальных зон Беньофа. Сейсмофокальные зоны рассматриваются как зоны глубинных разломов, характеризующихся преобладающим падением в сторону материков.

Глубоководные желоба западной ветви Тихоокеанского пояса представляют, по Г.Б. Удинцеву, часть единой морфоструктурной системы: окраинное море — тыловая глубоководная впадина — островная дуга — глубоководный желоб — краевой океанский вал. В целом система островных дуг относятся к внутренним зонам пояса и развиты в его западной ветви. На востоке (дуги Карибская и Скотия) они оттеснены за пределы Тихоокеанского сегмента Земли, географически принадлежат к Атлантическому океану, но сохраняют свои характерные очертания.

Большинство исследователей считают островные дуги вместе с тыловой впадиной и глубоководным желобом современными геосинклиналями и

находят их аналоги в геологическом прошлом среди геосинклинальных складчатых зон и вулканических поясов на материках. С нашей точки зрения, тихоокеанские системы островных дуг представляют собой наложенные сооружения, возникшие на альпийском этапе и заслуживающие выделения в самостоятельный класс структурных элементов. На примере Камчатки (где Курильская дуга на фланге переходит на континент) М.Н. Шапиро [167] показал справедливость такого взгляда.

Важнейшие структуры Тихоокеанского пояса — его эв- и частью миогеосинклинальные складчатые области — Сихотэ-Алинская, Восточно-Австралийская, Кордильерская, Корякско-Камчатская и др. Среди них во внешних зонах пояса обособливаются зоны байкальской, герцинской и мезозойской складчатости, а во внутренних—мезозойско-кайнозойской. Байкальский этап здесь местами заканчивается очень поздно, каледониды проявлены слабо, а герцинский этап нередко продолжается в триасе (индосиниды).

Вулканические пояса (вулканогены) развиты как в западной, так и в восточной ветвях Тихоокеанского пояса. Главные из них, собственно тихоокеанские, простираются согласно с генеральными структурами пояса и являются наложенными на геосинклинальные складчатые сооружения. Среди вулканогенов выделяются три системы — одна внешняя и две внутренние [43]. Внешняя система мелового-палеогенового возраста приурочена к внешним[1] зонам и к границам внешних зон с внутренними и окаймляет материки со стороны океана (Восточная Азия, Северная и Южная Америка). Американская внешняя зона отличается бурной современной вулканической активностью. Две системы кайнозойского возраста, развитые во внутренних зонах, пространственно и структурно совпадают с островными дугами и отличаются мощным современным вулканизмом. Разнотипные вулканические пояса имеют и особые металлогенические черты.

Срединные (кристаллические) массивы, которые располагаются преимущественно во внешних (иногда и во внутренних) зонах пояса, много дают для суждения о фундаменте (и его металлогении) геосинклинальных складчатых сооружений, в которых они локализованы Таковы в восточной ветви Тихоокеанского пояса массивы плато Короладо, Пампы, на севере массив Эскимосский, а в западной ветви массивы Срединно-Камчатский, Хида, Омолонский, Колымский, Буреинский, Ханкайский и др. Сложная история развития перечисленных массивов отразилась и на строении как фундамента, так и чехла, благодаря чему они приобрели свои особые черты металлогении.

По отношению к фундаменту эти массивы близки к остаточным массивам, а по характеру метаморфизма и гранитизации более молодых облекающих толщ — к ядрам роста. При этом под воздействием цоколя и молодых интрузий массивы консолидировались и наращивались по горизонтали и вертикали.

Структуры активизации, на которые впервые обратил внимание Ю.М. Шейнманн [172], заслуживают выделения в самостоятельную группу тектонических элементов. Они играют большую роль в строении Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ и представляют собой вторичные прогибы и поднятия, наложившиеся на консолидированное основание, имея при этом совершенно определенную минерагеническую специализацию. По признаку большей или меньшей интенсивности тектономагматических процессов они могут быть выстроены практически в непрерывный ряд от эпиплатформенных (или наложенных на складчатое осно-

[1] Понятие "внешняя" зона и "внутренняя" зона островных дуг, введенное японскими исследователями, не совпадает с общетихоокеанскими.

вание) зон активизации, испытавших лишь колебательные движения, до вторичных эвгеосинклиналей. Типичные средние члены ряда — это часто угленосные впадины, ограниченные разломами и заполненные складчатыми вулкано-терригенными континентальными или прибрежно-морскими отложениями, которые прорваны интрузивными телами. Иногда весь ряд структур активизации удается наблюдать в пределах одной зоны [145].

Ложе Тихого океана (без окраинных морей). Представляет собою структуру, обрамляемую Тихоокеанским подвижным поясом, отделенным от него прерывистым кольцом глубоководных желобов. Только на крайнем юго-западе, между Австралией и Антарктидой, оно непосредственно соединяется с ложем Индийского океана. Тихоокеанский пояс здесь как бы разорван (переработан при мощных нисходящих движениях?).

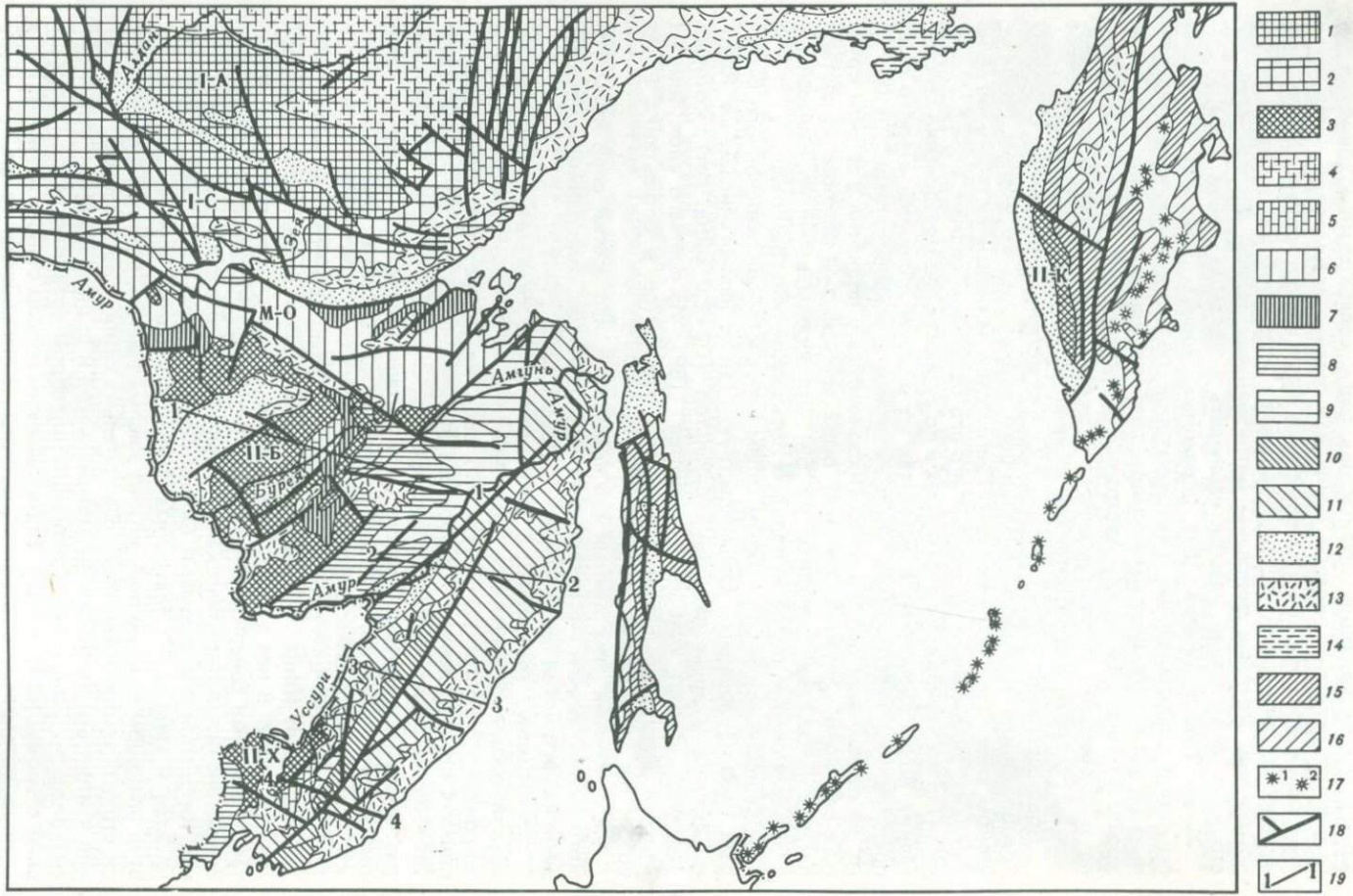
Кора, слагающая ложе океана, имеет симатический характер с резким преобладанием продуктов базальтового вулканизма во втором геофизическом слое и отчасти в первом. Третий слой на поверхность дна нигде не выходит, скважинами не вскрыт и о его базитовом составе можно судить частично по ксенолитам в базальтах и по скорости распространения сейсмических волн. Ксенолиты в базальтах из верхней половины второго слоя представлены габброидами, ультрабазитами и амфиболитами. Кроме того, на пересечении оси Восточно-Тихоокеанского поднятия с зонами крупных разломов (Элтанин, Хейзена) были драгированы близкие по составу породы и основные гранулиты [58, 59]. Эти породы, вероятно, вынесенные с больших глубин, подобны породам Иртышской зоны разломов.

О существовании под вторым слоем основного—ультраосновного субстрата, весьма древнего, свидетельствуют также немногочисленные Rb-Sr и Pb-Pb изохронные датировки базальтов (1,2—2,0 млрд. лет), которые отражают возраст исходного вещества [189]. Из третьего слоя, или из верхней мантии, вынесены ксенолиты лерцолитов в базальтах с Pb-Pb возрастом 3,5 млрд. лет [190].

На основании этих данных предполагается, что третий слой коры Тихого океана сложен катархейскими образованиями, сопоставимыми с породами кабактинской серии Алдано-Станового щита [146].

Приведенные материалы, а также отсутствие складчатых сооружений, практически горизонтальное залегание покровов базальтов и осадков и широкое распространение огромных пологих морфоструктур позволяют принять представление Р. Фэрбриджа о ложе океана как об относительно устойчивом симатическом талассократоне. Он нарушен многочисленными разломами и рифтами Тихоокеанско-Антарктического и Восточно-Тихоокеанского поднятий, которые переходят на континент Северной Америки через Калифорнийский залив.

Обрамляющие платформы. Платформы Тихоокеанского сегмента Земли окаймляют извне Тихоокенский пояс, образуя прерывистую платформенную раму. В нее входят Гиперборейская платформа, почти вся скрытая под водами Северного Ледовитого океана, Североамериканская, Южноамериканская, Антарктическая, Австралийская, разобщенные глыбы древней Китайской платформы и Сибирская платформа [116, 146]. К ним относится и Индийская платформа [145]. В строении фундамента и чехла этих платформ важную роль играют кислые породы, поэтому они считаются структурными элементами относительно сиалического состава. В строении платформы выделяют фундамент, чехол и разновозрастные структуры активизации. Если зоны активизации платформ развиваются с тихоокеанской стороны, их границы с Тихоокеанским поясом становятся нечеткими, и лишь остаточные срединные массивы, сохранившиеся среди новообразованных складчатых сооружений, свидетельствуют о былом распростра-


I-Л
I-С
Алдан
Зея
Амур
М-О
II-Б
Бурея
Амур
Амгунь
Амур
Уссури
II-Х
II-К
1
2
3
4
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

нении платформы в пределы Тихоокеанского пояса в его современных границах.

Складчатые системы, сочленяющиеся с Тихоокеанским поясом. Подобные складчатые сооружения лучше всего развиты в Азии. Таковы Монголо-Охотская складчатая область и складчатая система **Циньлин.** Их торцовое сочленение с Тихоокеанским поясом, видное на мелкомасштабных картах, при более детальном изучении оказывается более мягким из-за изменения структурных направлений и приспособления к тихоокеанским простираниям в зоне сочленения. Монголо-Охотская складчатая область представляет значительный интерес в отношении минерализации, которая во многом связана с тихоокеанской, что прослеживается далеко в глубь материка Азии.

Тихоокеанский сегмент Земли в целом, кроме общего концентрического расположения его структурных элементов I порядка и составляющих их главнейших структур, обладает еще одной важной особенностью, а именно — асимметричностью в широтном и меридиональном направлениях, что, очевидно, связано с ротационными силами. Давно подмеченная широтная асимметрия выражается главным образом в приуроченности систем островных дуг окраинных морей к западной ветви пояса. Мы полагаем, что это вызывается преобладанием напряжений растяжения на западе и сжатия на востоке как результат проскальзывания в восточном направлении литосферы по астеносферным слоям [122, 142, 174].

Вторая особенность — различия в характере перемещений по главным сдвигам субмеридионального простирания на западе и востоке Тихоокеанского сегмента Земли. В северном полушарии они левосторонние на западе и правосторонние на востоке, в южном полушарии — наоборот. Эта закономерность, впервые подмеченная Г.Д. Ажгиреем, имеет, однако, большее отношение к меридиональной асимметрии, так как перемещения по сдвигам с Тихоокеанской стороны материков и островных дуг по отношению к платформам во всех случаях направлены к полюсам. Такие движения, видимо, обусловлены наибольшей линейной скоростью вращения Земли в экваториальной области и нулевой — у полюсов [122], что и вызывало смещение более подвижных участков [148].

Кроме того, южная часть Тихоокеанского сегмента Земли в целом смещена на восток, а северная — на запад, вдоль планетарного Экваториального сдвига [70], что вызвано эффектом кручения в результате вращения Земли как кардиоидального тела. Морфологическим выражением смеще-

Рис. 1. Геологоструктурная схема Дальнего Востока СССР (составлена по материалам [67])

1 — археиды (алданиды) и их фрагменты; *2* — ранние протерозоиды (станоиды) и их фрагменты; *3* — срединные массивы; *4* — чехол умеренной мощности на пологом склоне фундамента; *5* — перикратонные прогибы; *6* — мезозоиды Монголо-Охотского пояса; *7* — мезозойские синклинорные прогибы пригеосинклинального и позднего развития; *8* — мезозойские антиклинории ранней стабилизации; *9* — мезозойские синклинории раннего развития; *10* — мезозойские антиклинории поздней стабилизации; *11* — мезозойские синклинорные прогибы позднего развития; *12* — наложенные межгорные и предгорные впадины мезокайнозойской активизации; *13* — мезокайнозойские вулканогенные пояса; *14* — кайнозойские антиклинории ранней активизации; *15* — кайнозойские антиклинории поздней стабилизации; *16* — кайнозойские синклинории и синклинорные прогибы позднего развития; *17* — районы современного вулканизма с действующими (1) и потухшими (2) вулканами; *18* — разломы; *19* — линии сейсмопрофилей: *1–1* — г. Свободный — Комсомольск-на-Амуре; *2–2* — Литовко-Иннокентьевский; *3–3* — Бикин—Великая Кема, *4–4* — г. Спасск — бухта Зеркальная; I—*A* — Алданский щит, I—*C* — Становая складчастая область, *M–O* — Монголо-Охотская область, II—*Б* — Буреинский массив, II—*X* — Хинганский массив, II—*K* — Камчатский массив

ния является S-образная изогнутость тихоокеанских берегов Северной и Южной Америки.

Первичная (до сдвига) кольцевая форма Тихоокеанского пояса и его платформенной рамы имеет несколько объяснений, но наиболее реальна, с нашей точки зрения, идея В.И. Шульдинера [179] о том, что в раннем архее ложе Тихого океана представляло собою огромный мегакупол, по периферии которого в древних морях накапливались вулканогенно-осадочные толщи. Образовавшееся после их консолидации кольцо кристаллических массивов, вошедших в состав фундамента циркум-тихоокеанских платформ, предопределило кольцевое очертание пояса [146]. Е.А. Радкевич высказывала предположение, что в области нынешнего Тихого океана на протопланетном этапе становления Земли был впаян гигантский астероид, сиалическая же кора окружающих Тихоокеанский блок материков образовалась при падении на них в позднюю стадию этого периода легких углистых хондритов.

Из числа перечисленных главных структур Тихоокеанского сегмента Земли на юге Дальнего Востока СССР выделяются: Алдано-Становой щит Сибирской платформы, восточная часть Монголо-Охотского пояса и внешние зоны западной ветви Тихоокеанского пояса, в которые здесь входят: Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс II порядка, юго-западная оконечность Охотско-Чукотского вулканогена (Хингано-Охотская складчато-блоковая система), герцинские и мезозойские зоны Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, а также два крупных срединных (кристаллических) массива — Буреинский и Ханкайский. Первый разделяет Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые области, а Ханкайский массив лежит между герцинидами и мезозоидами Сихотэ-Алинской области. К структурам активизации относятся многочисленные угленосные впадины мезозойского и кайнозойского возраста и некоторые вторичные геосинклинальные складчатые зоны. Структуры активизации развиты и в пределах срединных массивов (рис. 1).

Глава 2
АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ядро Алдано-Станового щита образует Алданский массив, сложенный нижнеархейскими (3,5 млрд. лет и более) толщами и представляющий собой наиболее древнее сооружение описываемой области. Он протягивается в близширотном направлении на 600—700 км и приближается на востоке к Охотскому морю, от которого отделен наложенным юрско—меловым вулканическим поясом. Северная часть Алданского массива перекрыта мощным осадочным чехлом, в составе которого широко распространены протерозойско-кембрийские карбонатные породы, испытавшие слабые складчатые деформации на востоке (Алданская моноклиза). На западе и юге Алданский массив огибается Олекмо-Становой складчатой областью позднеархейского возраста. Ее структуры заключают крупные фрагменты переработанного древнейшего нижнеархейского комплекса.

В пределах Алданского массива раннеархейские образования в основном сохранили свой первоначальный облик и особенности структуры, тогда как в Олекмо-Становой области они сильно переработаны позднеархейскими и раннепротерозойскими складчатыми движениями и метаморфизмом [181].

Олекмо-Становая область имеет сложное строение и расчленяется на структурные элементы более высокого порядка: раннеархейские глыбы и разделяющие их зоны интенсивных погружений и воздыманий. Образования раннеархейских глыб, несмотря на повторную переработку, могут быть распознаны и сопоставлены с породами Алданского массива: те и другие слагают эродированные до уровня гранулитовой фации комплексы. В зонах погружений — сланцево-троговых протогеосинклиналях — эогейские комплексы менее эродированы, и на поверхность выходят породы, дважды метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, а также перекрывающие их позднеархейские и раннепротерозойские толщи, метаморфизованные в тех же фациях, но однократно. Стратиграфические границы здесь нередко затушеваны, и расчленить разновозрастные комплексы не всегда возможно. Наконец, зоны воздыманий (протогеоантиклиналий) отличаются широким развитием гнейсовых куполов, в которых структура раннеархейских образований полностью переработана и породы изменили не только минеральный, но и химический состав; эти зоны, как и слагающие их комплексы, называют гнейсовокупольными.

Рассмотрим строение нижнеархейского разреза. Нижний архей (эогей) Алдано-Станового щита может быть расчленен на крупные стратиграфические единицы более высокого ранга (снизу вверх): кабактинскую, зверевскую и аналог ее верхней части йенгрскую, и тимптоно-джелтулинскую формации. Мощность каждой из них достигает 8—10 тыс. м, а мощность всего разреза приближается к 30 тыс. м (рис. 2). Каждая формация характеризуется уменьшением роли основных кристаллических сланцев и возрастанием кислых, а также карбонатных пород снизу вверх; та же закономерность прослеживается и на уровне всего разреза при переходе от нижних горизонтов к верхним.

Кабактинская формация на поверхности распространена ограниченно. Ее разрез, изученный В.А. Кудрявцевым [72] в верховьях р. Тимптон, состоит главным образом из двупироксен- и роговообманко-двупироксен-плагиоклазовых, часто гранатсодержащих сланцев. В низах существенная роль принадлежит также метагипербазитам — клинопироксеновым и энстатитовым сланцам, часто с оливином, магнезиальным гранатом и шпинелью. К верхам, наоборот, возрастает роль кислых пород — гиперстеновых, гранатовых, биотитовых гнейсов и изредка кварцитов.

Зверевская формация распространена значительно шире, ее выходы известны на юге и западе Алдано-Станового щита: муравьевская, джилиндинская и холодниканская свиты верховьев Тимптон, большая часть курультинской серии в Олекмо-Витимской горной стране и могочинской серии в Олекминском Становике, а также иенгрская серия Алданского массива. В низах формации преобладают пироксено- и роговообманко-плагиоклазовые сланцы и амфиболиты, к которым вверх по разрезу во все больших пропорциях присоединяются различные, часто гранатсодержащие гнейсы, а местами появляются карбонатные и известково-силикатные породы. Верхняя часть формации повсеместно представлена высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, тесно ассоциирующимися с кварцитами, которые нередко преобладают.

Тимптоно-джелтулинская формация также широко развита. К ней принадлежат, помимо тимптонской и джелтулинской серий на Алдане, курбаликитская свита Олекмо-Витимской горной страны и верховьев р. Тимптон, амазарская и путовская свиты Олекминского Становика, раннеархейский разрез низовьев р. Калар и, возможно, олекминская серия верховьев р. Олекма. Как и зверевская, тимптоно-джелтулинская формация

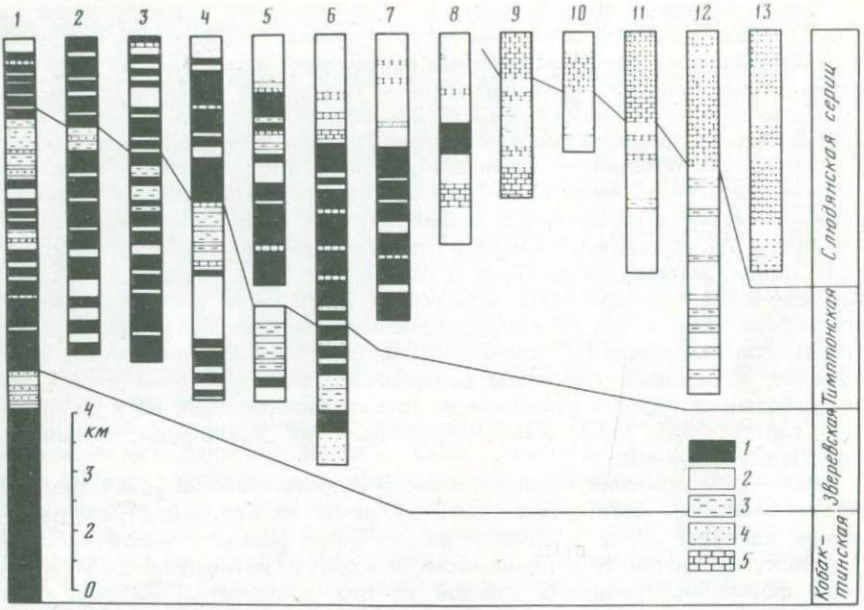


Рис. 2. Сопоставление главных разрезов зогейских (раннеархейских) комплексов Северо-Восточной Азии [178]

1 — основные гнейсы; *2* — кислые гнейсы; *3* — высокоглиноземистые гнейсы; *4* — кварциты; *5* — мрамора и известково-силикатные гнейсы

1—13 — разрезы: 1 — р. Гонам, 2 — р. Охота; 3 — р. Олекма, 4 — р. Амазар, 5 — р. Калар, 6 — р. Алдан, 7 — р. Анабар, 8 — п-ов Тайганос, 9 — оз. Ханка, 10 — р. Бурея, 11 — оз. Байкал, 12 — Большой Хинганский хребет, 13 — п-ов Чукотка

характеризуется преобладанием основных кристаллических сланцев в нижней половине разреза и гнейсов в верхней, отличает же ее повсеместное, хотя обычно и в небольших объемах, присутствие карбонатных и известково-силикатных пород. К федоровскому горизонту этой формации приурочены флогопитовые, а также железорудные залежи месторождения Таежного.

Рассмотрим метаморфизм нижнеархейских комплексов. Наиболее характерная особенность этих комплексов — их глубокий метаморфизм, соответствующий гранулитовой и амфиболитовой фациям [180].

Наиболее интенсивно метаморфизован чогарский комплекс на востоке Олекмо-Становой области. Ключевыми парагенезисами для определения ТР условий здесь являются гранат$_{41}$-сапфирин-бронзит$_{22}$-силлиманит-кварц и гранат$_{55}$-силлиманит-шпинель-кварц (цифровым индексом показана железистость); они соответствуют моновариантным равновесиям, пересечение которых, согласно экспериментальным данным, отвечает $T = 1050–1100^{\circ}C$ и $P = 10–11$ кбар. Будучи безводными, эти парагенезисы не зависят от флюидного режима, что позволяет очертить границы их устойчивости с высокой достоверностью. Оценки, полученные путем сравнения с экспериментальными данными, согласуются с другими независимыми критериями.

Метаморфизм сутамского комплекса на юге Алданского массива имеет более умеренные параметры. Они определяются парагенезисом гранат$_{50}$-гиперстен-кордиерит-силлиманит-калиевый полевой шпат-кварц,

который указывает на принадлежность комплекса к пограничной зоне между гранат-кордиеритовой и гиперстен-силлиманитовой субфациями. Фемические минералы имеют железистость, близкую для данного моновариантного парагенезиса к максимальной, что соответствует температуре до 1000° С и давлению порядка 9 кбар.

Собственно алданский метаморфический комплекс характеризуется широким диапазоном ТР параметров и отчетливо выраженной зональностью в рамках гранулитовой фации [61]. Наиболее низкотемпературные породы относятся к амфиболитовой фации, но в алданском комплексе они развиты незначительно, хотя и имеют определенное распространение на западе Олекмо-Становой области [179].

Главной особенностью раннеархейского метаморфизма является наблюдаемая линейная зависимость между Т и Р. Этот факт согласуется с моделью метаморфизма погружения и представлениями об однородном тектоническом режиме, характеризовавшемся отсутствием тектонической расчлененности и единообразным типом структурного развития [135]. Полученные данные позволяют подойти к оценке термального режима на ранних стадиях развития Земли. Построенная на их основе геотерма эогея [178] имеет наклон около 20° С/км. Эта величина сравнительно невелика и сама по себе мало отличается от современного среднего градиента; отсюда следует, что тепловой поток в эогее был также близок к современному. Но, в отличие от современной, эогейская геотерма смещена в область значительно более высоких температур, что указывает на повышенную температуру у дневной поверхности — порядка 300 ± 100° С и тем самым на наличие парникового эффекта в эогее, чему способствовала плотная и достаточно мощная атмосфера.

Приведенные данные позволяют говорить об особом типе метаморфической зональности раннеархейских комплексов, характеризовавшейся весьма умеренным градиентом при высоком стоянии геоизотерм, т.е. при повышенной для каждого уровня глубинности температуре.

Согласно приведенным реконструкциям [180], в эволюции раннеархейских комплексов намечаются две главнейшие тенденции: а) постепенное сокращение роли вулканогенного и нарастание осадочного литогенеза и б) постепенное увеличение карбонатного осадконакопления по отношению к терригенному. Обе тенденции отражают развитие экзогенных факторов и могут быть объяснены на основе высказанного предположения о высокой температуре земной поверхности в раннем архее.

Направленные изменения обнаруживаются также при сравнении разновозрастных вулканогенных формаций. Кабактинская формация имеет заметно более основной состав, причем ясно проявлено смещение в сторону срединноокеанических базальтов. Главная же особенность этих формаций — сильно повышенная глиноземистость и низкая щелочность — связана, очевидно, с выплавлением магмы на высоких гипсометрических уровнях и ее поступлением на поверхность в недифференцированном виде [43]. Это в полном смысле слова примитивные базальты, формировавшие оболочку земной коры в эпоху наиболее высокого стояния геоизотерм. В дальнейшем, по мере опускания пород, глубина магмообразования увеличивалась, с чем связано падение глиноземистости базальтов, в то время как усиление дифференциации магм вело к возрастанию щелочности. Состав метавулканитов зверевской формации свидетельствует о ее сходстве с толеитовой формацией приокеанических зон вулканических дуг, а метавулканитов тимптон-джелтулинской формации — об их формировании уже на более зрелой коре континентального типа.

Приведенные данные указывают на условия раннеархейского литогене-

за и [76, 135] специфические особенности нижнеархейских комплексов: выдержанность разрезов на обширных площадях, полное отсутствие грубообломочных отложений, широкое распространение хемогенных и иных продуктов совершенной осадочной дифференциации, отсутствие ясных аналогий между раннеархейскими и фанерозойскими осадочными формациями и т.д. Они согласуются также с данными литологического анализа, указывающими на глубокое выветривание и на гумидный тип литогенеза в раннем архее [74, 127].

Глубокое выветривание и весьма совершенная осадочная дифференциация привели к накоплению мощнейших залежей рудных ископаемых, в первую очередь железа, в виде железистых кварцитов и магнетитовых залежей, а также бора, графита, глиноземистого и фосфатного (апатита) сырья и других. С другой стороны, глубокий метаморфизм привел к формированию специфических метаморфогенных месторождений флогопита, лазурита, горного хрусталя и др. Залежи апатит-титано-магнетитовых руд и глиноземистого сырья образовались также в связи с становлением раннеархейских анортозитовых интрузий.

Гнейсовокупольные комплексы слагают в Олекмо-Становой области обширные зоны развития гнейсовых куполов, группирующихся в виде цепочек, или неправильных скоплений, подчас внушительных размеров. Гнейсовые купола имеют округлую, а чаще овальную в плане форму и размер до 10—20 км, в зависимости от уровня среза, обнаруживают то пологое сводообразное строение кровли, то, наоборот, веерообразное расположение структурных линий, характерное для пережатых складок. Л.И. Салоп [135] показал преимущественную приуроченность куполов к верхнему архею.

Гнейсовые купола представляют собой "застывшие" флюидно-расплавные колонны, отразившие динамику их формирования. В эволюции этих куполов значительная роль принадлежала механическому перемещению вещества в форме диапиров и интрузий. В то же время горизонтальная химическая зональность куполов говорит о том, что их центральные части интенсивно промывались флюидными потоками, существенно изменившими тем самым состав — произошла гранитизация. Геохимические последствия дифференциации неодинаковы. Механическое перемещение вело к накоплению тяжелых тугоплавких пород в виде реститов в низах колонн, в то время как флюидное воздействие способствовало выносу фемических компонентов в верхние части куполов, т.е. эти компоненты, вероятно, поступали в зону экзогенеза и рассеивались. Такая "двусторонняя" дифференциация привела к накоплению кислого материала большой мощности. Изостатические силы должны были поддерживать колонны в приподнятом состоянии, а эрозия кровли способствовала их длительному воздыманию, которое должно было компенсироваться подтоком вещества по латерали. Таким образом, гнейсовокупольные пояса — результат глубокой физической и химической дифференциации вещества раннеархейской континентальной коры в эндогенных условиях под воздействием тепловых и флюидных потоков.

Длительное и глубокое "промывание" кристаллической коры в гнейсовокупольных поясах должно было привести к выносу в зону экзогенеза громадных количеств рудных компонентов. Возможно, что именно они послужили источником накопления полезных ископаемых в синхронно развивающихся прогибах. Сами гнейсовокупольные зоны довольно бедны рудными ископаемыми. С ними связаны редкоземельные, редкометальные и слюдоносные пегматиты Джелтулакского, Станового и Джугджурского пегматитовых поясов, а также широкий спектр гидротермально-метасо-

матических месторождений молибдена, вольфрама и других металлов. Большая часть месторождений имеет молодой возраст, но рудовмещающими структурами и в значительной мере источником рудного вещества служат раннедокембрийские образования.

Сланцевотроговые комплексы распространены неравномерно. В Олекминской ветви Олекмо-Становой области они слагают серию параллельных близмеридиональных трогов, а в Становой ветви — одиночные, но очень крупные троги протяженностью в сотни километров, например Усть-Гилюйский [187] и Удско-Майский [63]. Породы сланцевотроговых комплексов можно разделить на две группы: а) гнейсовые серии, равномерно метаморфизованные на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и интенсивно гранитизированные и б) слюдяносланцевые серии, метаморфизованные неравномерно и часто на низком уровне, с хорошей сохранностью исходных структур.

Разрезы разных трогов сильно различаются. Гнейсовые серии представлены чередованием мощных свит биотитовых гнейсов и биотит-роговообманковых сланцев, гранат-эпидот-слюдяных гнейсов и гранат-роговообманковых сланцев и амфиболитов (удско-майская серия) или маломощных пачек биотитовых, афиболовых, часто эпидот- и гранатсодержащих гнейсов и сланцев, мусковитовых и двуслюдяных кианит-, фибролит- и ставролитсодержащих сланцев, амфиболит-магнетитовых и безрудных кварцитов (борсалинская серия). В слюдяносланцевых сериях (борщовочная, джелтулакская и др.) в разной последовательности и в разных сочетаниях присутствуют метавулканиты основного и кислого состава и разнообразные терригенные метаосадки; карбонатные породы редки. Характерны конгломераты, особенно в верхах серий.

Вопрос о возрасте сланцевотроговых образований в целом — нерешенная проблема, особенно в отношении гнейсовых серий. Вывод о постэогейском возрасте образуемых ими структур не обязательно распространяется на возраст субстрата самих серий, так как в трогах на современном срезе могут быть обнаружены породы верхних частей нижнеархейского разреза. Если в раннем архее эти толщи находились на сравнительно низкотемпературном уровне, то при повторном изменении они могли оказаться прогрессивно метаморфизованными и потому нацело утратившими сходство с раннеархейскими диафторитами в раме трога. Постэогейский возраст слюдяносланцевых серий за некоторыми исключениями сомнений не вызывает, но он может быть в одних случаях позднеархейским, а в других — раннеархейским.

Метаморфизм сланцевотроговых комплексов разнообразен, но при этом эти комплексы относятся к примерно одной низкоградиентной фациальной серии. Сильнее других, в основном за пределами устойчивости мусковита, метаморфизована удско-майская серия, лишь местами в ней фиксируется гранат-кианит-мусковит-кварцевый парагенезис, что указывает на нижний предел метаморфизма: температура составляет порядка 600° С и давление около 7 кбар. Несколько меньшие значения этих параметров характеризуют метаморфизм усть-гилюйской и барсолинской гнейсовых серий, местами в них встречаются кианит и силлиманит. Для слюдяносланцевых серий характерно развитие кианитовых и ставролитовых пород, отмечается также присутствие фибролита и андалузита. Как и гнейсовые, они примерно соответствуют границе устойчивости кианита. В целом геотерма описанных зон, по сравнению с раннеархейской, оказывается смещенной в низкотемпературную область по меньшей мере на 150—200° С при столь же умеренном градиенте температур.

Главной особенностью складчатой структуры сланцевотроговых комп-

лексов является общий для подавляющего их большинства синклинорный характер залегания. Характерным для этих комплексов является перемежаемость и тесная структурная сопряженность с гнейсовокупольными поясами. Поскольку первые представляли собой активно погружавшиеся, а вторые столь же активно воздымавшиеся структуры, возникает предположение об их участии в конвективных ячеях, причиной образования которых были линейные термальные аномалии, обусловившие дифференциацию вещества, подъем кислых дифференциатов и куполообразование вдоль серии параллельных зон. Этому способствовала гравитационная неустойчивость нижнеархейского разреза, которая будучи усугублена накоплением новых порций тяжелых вулканитов могла привести к гравитационному приседанию вещества в протогеосинклинальных зонах.

Интенсивное гравитационное перемещение материала привело к установлению гравитационно равновесного профиля земной коры, в которой легкий сиалический материал сосредоточен в ее верхней части. Это обусловило постепенную консолидацию коры и прогрессирующее разрастание стабильных областей — от раннеархейских литоплинтов через позднеархейские протоплатформы к настоящим раннепротерозойским (карельским) платформам [178].

Кристаллосланцевые троги во многом сходны с зеленокаменными поясами, развитыми на других щитах, имеют практически одинаковую синклинорную форму, линейные размеры и близкий формационный состав. Отдельные отличия объясняются неодинаковой глубиной эрозионного среза. Кристаллосланцевые троги и зеленокаменные пояса могут быть объединены под названием протогеосинклинальных поясов.

В геофизическом отношении площадь Алдано-Станового щита изучена недостаточно. Несмотря на длительное воздымание и эрозию, Алданский щит, как и другие части Сибирской платформы, по сейсмическим данным характеризуется самой большой мощностью земной коры в регионе. По данным глубинного сейсмического зондирования в профиле Анабарский—Алданский массивы устанавливается мощность коры в Алданском массиве (антеклизе) (до 50 км!) с разграничением на несколько слоев: осадочный, гранитный I, скорость 5 км/с; гранитный II с пластовой скоростью 5,8—6,5 км/с: базальтовый I и базальтовый II. Увеличение скорости в разрезе глубиной до 50 км естественно объяснять увеличением плотности пород. Характерно, что в зоне Вилюйского прогиба отмечается общее сокращение мощности земной коры до 20 км, а в Буотамской впадине — до 38 км. Мощность гранитного и базальтового слоев резко меняются: значительный раздув гранитного слоя до 25 км за счет уменьшения мощности базальтового слоя характерен для восточной части Алданского массива, а раздув базальтового слоя до 36 км — в районе Синского и Баллагайского выступов. Блоки земной коры с чередованием выступов и прогибов отделены разломами, по которым смещаются геофизические границы. По-видимому, эти разломы формировались на этапе мезозойской активизации Алдано-Станового щита. Геологически глубокие горизонты разреза, возможно, отвечают первичной базальтовой оболочке земной коры.

Юго-восток Сибирской платформы и ее складчатое обрамление исследованы методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) [17]. Работы производились вдоль тракта ст. Сковородино — пос. Томмот. Особенностью этого разреза является согласное залегание поверхностей коры и верхней мантии, близкое к горизонтальному. На всем протяжении профиля выделяются "гранитный" и "базальтовый" слои и кровля мантии ("М") на глубине 36—43 км, характеризующаяся граничной скоростью 8,0 км/с.

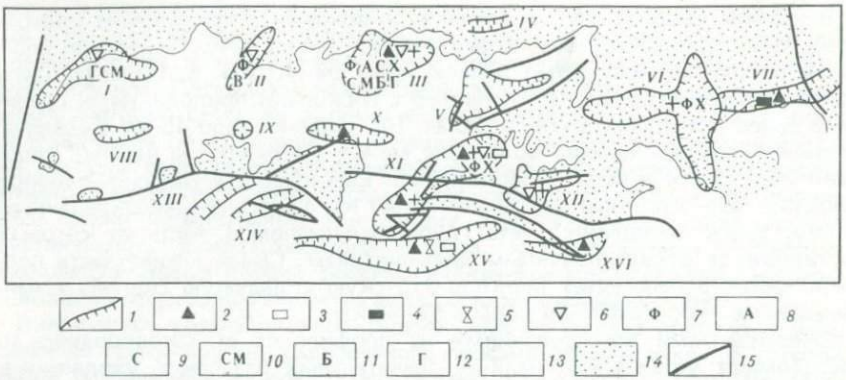


Рис. 3. Полезные ископаемые мезозойских минерагенических зон Алданской области [48]

1 — минерагенические зоны: *I* — Атбастах-Торгойская, *II* — Амгинская, *III* — Центральноалданская, *IV* — Унгелинская, *V* — Спокойнинская, *VI* — Улахан-Чайдахская, *VII* — Аимская, *VIII* — Урагинская, *IX* — Эвотинская, *X* — Ломамская, *XI* — Гонамская, *XII* — Алгоминская, *XIII* — Кабактинская, *XIV* — Унгринская, *XV* — Джалиндакаанская, *XVI* — Наямская; *2* — молибден, *3* — вольфрам, *4* — вольфрам и молибден, *5* — медь и ртуть, *6* — свинец и цинк, *7* — флюорит; *8* — асбест, *9* — слюды, *10* — строительные материалы и поделочные камни, *11* — брусит, *12* — глиноземное сырье; *13* — кристаллический фундамент; *14* — осадочные отложения протерозоя, кембрия и юры; *15* — главные разломы

фрама, флюорита, слюды, асбеста. Золоторудные месторождения представлены джаспероидным типом и кварцево-сульфидной формацией. Золоторудные проявления последней предположительно связаны со щелочными магматическими проявлениями Алданской провинции. Известны также золоторудные проявления кварц-полевошпатовой формации, приуроченные к зонам диафтореза в Алданском массиве.

Проявление тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области описаны в работе [48]. В приводимой в этой работе схеме металлогенического районирования выделяются две зоны (Алданская и Сутамская), разделенные "гранодиоритовой линией", близко совпадающей с осью Алданского свода.

В Алданской зоне в связи с интрузиями щелочного состава устанавливаются повышенные концентрации преимущественно литофильных элементов. Характерно широкое распространение месторождений флюорита в виде метасоматических залежей и жил, приуроченных к разломам. В полях развития карбонатного платформенного чехла в доломитовых толщах проявлены месторождения асбеста, магнезита, флогопита, скарновых железных руд. Распространены месторождения молибдена, местами встречаются вольфрам в виде шеелита в скарнах.

В южной вулканической горстово-грабеновой зоне в породах фундамента проявлены золото-кварцевые малосульфидные жилы, золото-молибденовые месторождения порфирового типа, приуроченные к вулканотектоническим депрессиям, вулкано-структурам и дайковым полям, к глубоко эродированным вулканам трахиандезитовой формации приурочены золото-турмалиновые месторождения.

Кроме этих продольных главных зон, в Алданском массиве выделяются подзоны, приуроченные к различным блокам. Важную роль в поперечном разграничении области играют диагональные системы приподнятых горстообразных блоков северо-восточного направления — Анамджакско-

го и Суннагинского, ограничивающих западное поле нижнеархейских пород от восточной площади широкого развития платформенного чехла. На размещение рудных узлов оказывают влияние разломы широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, определяющие ориентировку рудных зон и "цепочек" месторождений [101] (рис. 4).

Установленная связь проявления месторождений различного состава и разных формационных типов с определенными типами магматических пород позволяет генетически связывать минерализацию с позднемезозойским магматизмом, как интрузивным – в древних комплексах докембрийского щита, так и эффузивным – в южной зоне. Очаги магматизма в условиях мощной коры, вероятно, находились в ее пределах. Судя по генетическим типам месторождений, в послерудное время эрозии Алданского массива была не очень большой.

Обилие в разрезе древнейших комплексов основных пород, которые отвечают, возможно, – "базальтовому" слою, оказывало влияние на геохимию и последующих магматических и рудных образований. В частности, именно основные породы могли служить источником меди и золота, претерпевших миграцию при дальнейшем развитии области. Можно предполагать поступление меди в толщи медистых песчаников удоканской серии, накопление золота на палеошельфах южнее расположенных геосинклиналей – протерозойской Станового хребта и палеозойской Монголо-Охотской. Именно накопление металлов в осадках, отмеченное и при литохимических исследованиях, обеспечило последующую мобилизацию их при наложении метаморфизма и воздействии гидротермальных растворов в процессе активизации. Возможно, что древние толщи, слагающие фундамент более молодых геосинклинальных областей, также оказывали влияние на состав минеральных месторождений в верхних структурных этажах.

Становая зона включена нами в состав Алдано-Становой металлогенической области, но вместе с тем она имеет свои особенности, резко отличающие ее от древнейшего ядра – собственно Алданского массива. Это блоково-складчатая зона, сложенная в основном протерозойскими структурами с крупными блоками нижнеархейских образований, протягивается в широтном направлении более чем на 1000 км при средней ширине 250 км. Как устанавливает Б.Л. Годзевич, здесь проявлены разновозрастные образования AR_1, AR_3, Pt_1, Pt_3, Pz и Mz, отвечающие различным циклам тектогенеза. Широкое развитие в зоне имеют разновозрастные гранитоиды.

В этой складчатой зоне выделяются два пояса – внешний и внутренний. Диагональные поднятия, сложенные нижнеархейскими толщами, разделяются прогибами, выполненными постнижнеархейскими образованиями. В пределах Становой зоны выделяются блоки, различные по строению фундамента и характеру процессов активизации. В целом эта зона характеризуется разновозрастной многоэтапной минерализацией. Наиболее древними (архейскими) являются проявления никеля и титана, связанные с крупными анортозитовыми массивами (хребты Джугджур, Становой). С габброидами протерозойского или более молодого возраста связаны проявления меди и никеля. С эвгеосинклинальными протерозойскими формациями этой зоны, западнее описываемого региона, ассоциируют колчеданные стратиформные месторождения, а с миогеосинклинальными – уже отмеченные ранее толщи медистых песчаников. С докембрийскими гранитами связаны местами пегматиты, а со щелочными породами – редкометальные месторождения. Молодые рудные проявления, связанные с про-

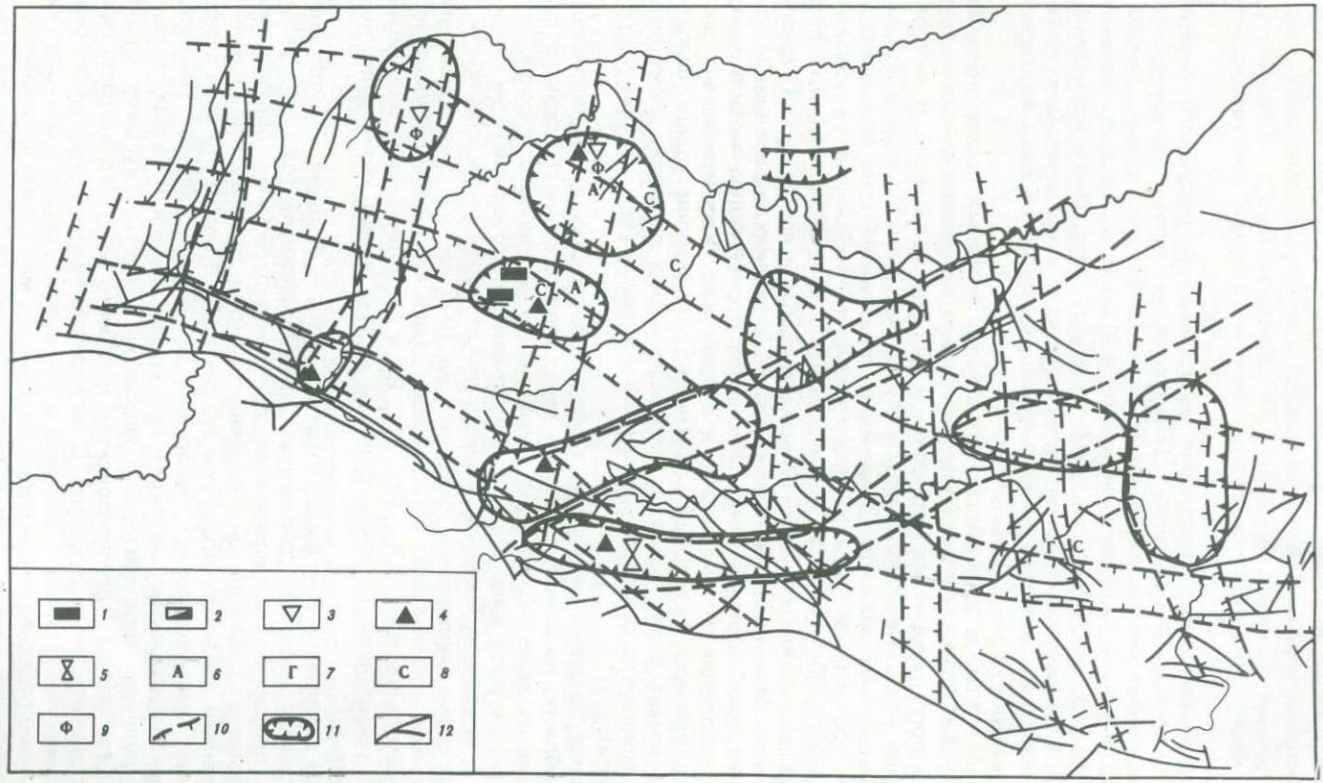


Рис. 4. Расположение рудных районов на пересечениях разломов Алданского щита

1 — железо; *2* — вольфрам; *3* — свинец, цинк; *4* — молибден; *5* — медь, ртуть; *6* — асбест; *7* — графит; *8* — слюды; *9* — флюорит; *10* — рудные зоны; *11* — контуры рудных районов; *12* — разломы

цессами активизации, имеют на западе зоны юрский возраст, на востоке — меловой.

Распределение гранитоидных массивов различного возраста в Становой зоне приведено на схеме (рис. 5). В целом эта зона характеризуется широким проявлением разломов, развивающихся длительно и обусловивших необычно высокую насыщенность зоны разновозрастными и разнообразными по составу массивами от раннего докембрия вплоть до образований позднемезозойского возраста. Главную роль играют разломы близширотного направления, определяющие само расположение этой активной блоково-складчатой зоны и отграничивающие ее на севере от кристаллических пород Алданского массива, а на юге от палеозойско-мезозойских сооружений Монголо-Охотской складчатой области. Наряду с ними здесь проявлены разломы северо-западного и северо-восточного направлений, разграничивающие уже отмеченные блоки поднятий и прогибов.

Согласно Е.М. Заблоцкому [48], в Становой зоне отмечаются два этапа активизации. К первому этапу относятся вулканиты андезит-дацит-липаритовой формации куйтунской серии нижней юры, залегающие в опущенных тектонических блоках. На западе для них характерна умеренная и повышенная щелочность при некотором преобладании K над Na и пониженная известковистость. На востоке зоны (в пределах Удского прогиба) преобладают андезиты и андезито-базальты, подчиненное развитие имеют лавы и туфы дацитового состава. Для этих пород характерно пониженное содержание калия при высокой натровости и несколько пониженной общей щелочности (известково-щелочной индекс около 60%). Характерно также высокое содержание железа, особенно закисного.

Таким образом, намечается изменение химического состава вулканических формаций этого этапа по направлению от внутренних районов континента к Тихому океану.

Широко проявлены батолитоподобные гранитоидные интрузии тындинско-бароканского комплекса, относящиеся к гранодиорит-гранитовой и диорит-гранодиоритовой формациям. Интрузивы формировались в три фазы, причем состав их менялся от габброидов и сиенито-диоритов к гранитам, кварцевым диоритам и к лейкократовым и субщелочным гранитам. Роль кислых пород снижается к востоку, где преобладают диориты.

Гранитоиды слагают батолитоподобные массивы крупных размеров. Площадь их до 5000 км^2, общая же площадь выходов рассматриваемых гранитоидов превышает 20 000 км^2. По геолого-геофизическим данным плутоны представляют собой трещины тела плитообразной формы. Нижние кромки тел в пределах крутопадающих участков располагаются на глубине до 10 км, а пологозалегающие плитообразные фрагменты плутонов имеют вертикальную мощность от сотен метров (и менее) до первых километров [102].

Ко второму этапу активизации, по Е.М. Заблоцкому [48], относятся эффузивы андезит-дацит-липаритовой формации $J_{2-3}-K_1$ возраста и базальт-андезитовой формации P (?). По химическому составу вулканиты первой формации относятся к нормальному щелочно-земельному ряду слабого тихоокеанского типа с известково-щелочным индексом 57—58% (по А. Ритману). Вулканиты повышенной основности (вторая формация) относятся к сильному тихоокеанскому типу и характеризуются повышенной известковостью и пониженным содержанием калия; известково-щелочной индекс составляет около 60%.

В тесной ассоциации с эффузивами развиты интрузивные образования диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций. В составе формаций выделяются

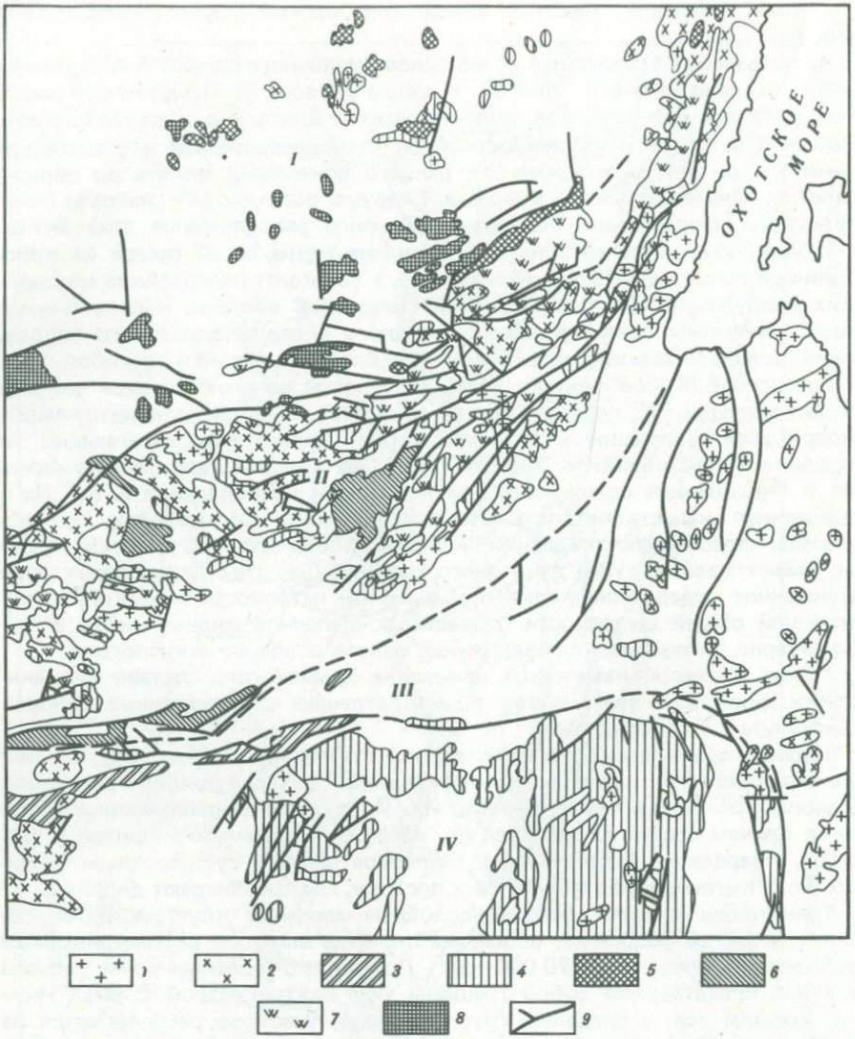


Рис. 5. Схема размещения магматизма Алдано-Станового щита и Монголо-Охотского пояса

1 — гранитоиды среднего и кислого состава верхнемеловые; *2* — граниты, гранодиориты, диориты мезозойские; *3* — габбро, габбро-диориты среднепалеозойские; *4* — гранитоиды нижне- и верхнепалеозойские нерасчлененные; *5* — щелочные и субщелочные гранитоиды средне- и верхнепротерозойские; *6* — гнейсо-граниты, граниты и гранодиориты среднепротерозойские; *7* — габбро-анортозиты, анортозиты, гипербазиты раннепротерозойские; *8* — гнейсо-граниты, граниты архейские; *9* — зоны глубинных разломов; *I* — Алданский массив; *II* — Алдано-Становая система; *III* — Монголо-Охотская эвгеосинклиналь; *IV* — Буреинский массив; *V* — Хингано-Охотская система

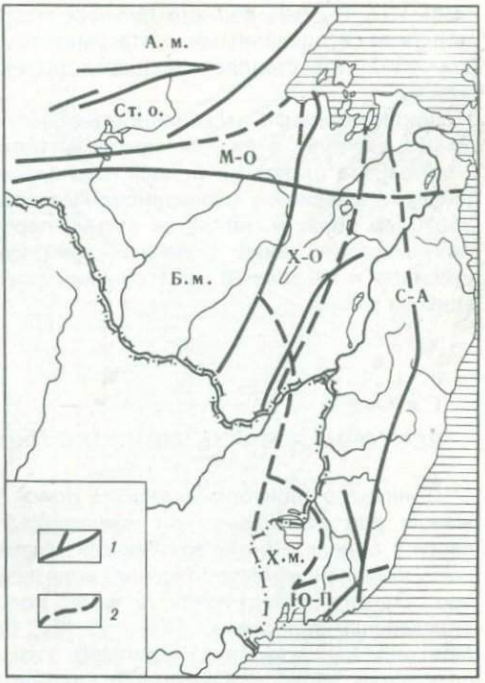


Рис. 6. Схема районирования южной части Дальнего Востока

1 — разломы; *2* — границы структур; *А.м.* — Алданский массив; *Ст.о.* — Становая область; *М—О* — Монголо-Охотская эвгеосинклиналь; *Б.м.* — Буреинский массив; *Х—О* — Хингано-Охотская система; *С—А* — Сихотэ-Алинская система; *Х.м.* — Ханкайский массив; *Ю—П* — Южно-Приморская зона

три фазы. Для диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой формаций это: I фаза — габбро, габбродиориты, диориты, диоритовые порфириты; II фаза — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, гранодиоритпорфиры, гранит порфиры; III фаза — лейкократовые граниты, гранит-порфиры. В составе талгырского комплекса, представленного гранитграносиенитовой формацией и распространенного локально в осевой части Становой зоны, выделяются фазы: I фаза — субщелочные гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, II фаза — субщелочные аляскитовые граниты, гранит-порфиры, III фаза — фельзит-порфиры.

По химическому составу гранитоиды первых двух формаций соответствуют щелочно-земельному ряду нормальной или несколько повышенной щелочности. Известково-щелочной индекс 58—59%. Для пород гранит-лейкогранитовой формации характерна повышенная глиноземистость, а гранит-граносиенитовая формация приближается к щелочно-земельному сиенитовому ряду, по Р. Дэли [102], отличаясь от этого ряда повышенной известковистостью.

Размеры интрузивных массивов второго этапа активизации варьируют в широких пределах: от небольших штоков, трещинных интрузий и даек до крупных батолитоподобных плутонов площадью несколько сотен (массивы сергачинского, ираканского комплексов) и тысяч квадратных километров (Прибрежный батолит джугджурского комплекса).

В Становой зоне выделяется серия линейных продольных металлогенических зон близширотного направления, связанных с мезозойскими интрузивными породами. Рудная минерализация пространственно и генетически связана с малыми интрузиями, сопоставляемыми с гранодиорит-гранитовой формацией второго этапа активизации. Молибденовое оруденение кварцевой формации связано с лейкократовыми гранитами этого же этапа.

В целом Становая зона перспективна на открытие месторождений различного состава и возраста: прежде всего протерозойских месторождений колчеданной формации (Cu, Pb, Zn), медно-никелевых магматических протерозойских месторождений в связи с базитами и ультрабазитами, комплекса разнообразных полезных ископаемых, связанных с анортози-

тами (Ni, Ti, Al), редкометальных месторождений, ассоциирующих с пегматитами и щелочными метасоматитами, месторождений Mo, Hg и W. Эта зона представляет непосредственное продолжение Забайкальского пояса.

Исключительная насыщенность области магматическими образованиями свидетельствует о ее длительной активности и интенсивности движений. В целом эта широтная полоса, располагающаяся по границе древнего Алданского массива и палеозойско-мезозойской геосинклинальной Монголо-Охотской области, является весьма перспективной на поиски разнообразных месторождений полезных ископаемых. Геологическое положение массивов и их связь с некоторыми элементами глубинного строения отражены на рис. 6.

Глава 3

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Понятие о Монголо-Охотском поясе впервые было введено А.Е. Ферсманом для расположенной южнее хребтов Яблонского и Станового области с определенной геохимической специализацией и проявлением сложного комплекса месторождений золота, молибдена, олова и редких металлов. Однако структурная позиция пояса, его объем и границы еще не определены однозначно [75, 145, 91, 68, 170, 66, 60]. Мы включаем в Монголо-Охотский пояс комплекс геосинклинальных формаций, слагающих вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома эвгеосинклинальную зону протяженностью более 2000 км, и расположенные южнее структуры Приаргунья, Шилко-Аргунского междуречья, Верхнего Приамурья и Буреинский массив, южная граница которых располагается в Китае.

В Буреинском массиве выделяются три выступа — Гилюйский, Мамынский и Хигано-Туранский, в пределах которых обнажаются древнейшие породы, представляющие фундамент массива (рис. 7). На юге Хинганo-Туранского выступа в береговых обрывах Амура обнажаются метаморфические породы туловчихинской свиты, которые можно отнести к манчжурскому комплексу (нижний архей) и сопоставить с верхами алданского комплекса [146, 147]. Туловчихинская свита сложена биотит-роговообманковыми и силлиманитовыми гнейсами, перемежающимися с биотит-роговообманковыми, графитистыми сланцами, эмбриолитами и кварцитами. Гнейсы и кристаллические сланцы туловчихинской свиты находятся в тектоническом блоке и граничат с окружающими их образованиями по разломам [185]. Союзненская свита (1900—2300 м) в нижней части сложена мраморами с прослоями диопсидовых и гранатовых кварцитов, а в верхах — биотитовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами и графитистыми сланцами, образующими мощные пачки, кварцитами и биотитовыми сланцами. Гнейсы и кристаллические сланцы союзненской свиты местами сильно мигматизированы и гранитизированы. Породы обеих свит метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. На северо-западе выступа были обнаружены гранулитоподобные породы [147]. Туловчихинская и союзненская свиты сопоставляются с тастахской серией (3200 м), в которую включают и более молодые образования. Значительный диафторез, особенно пород союзненской свиты, многие исследователи принимали за прогрессивный низкотемпературный метаморфизм и на этом основании свиту относили к верхнему или среднему протерозою.

К верхнему архею условно относится свита амфиболитов, роговообман-

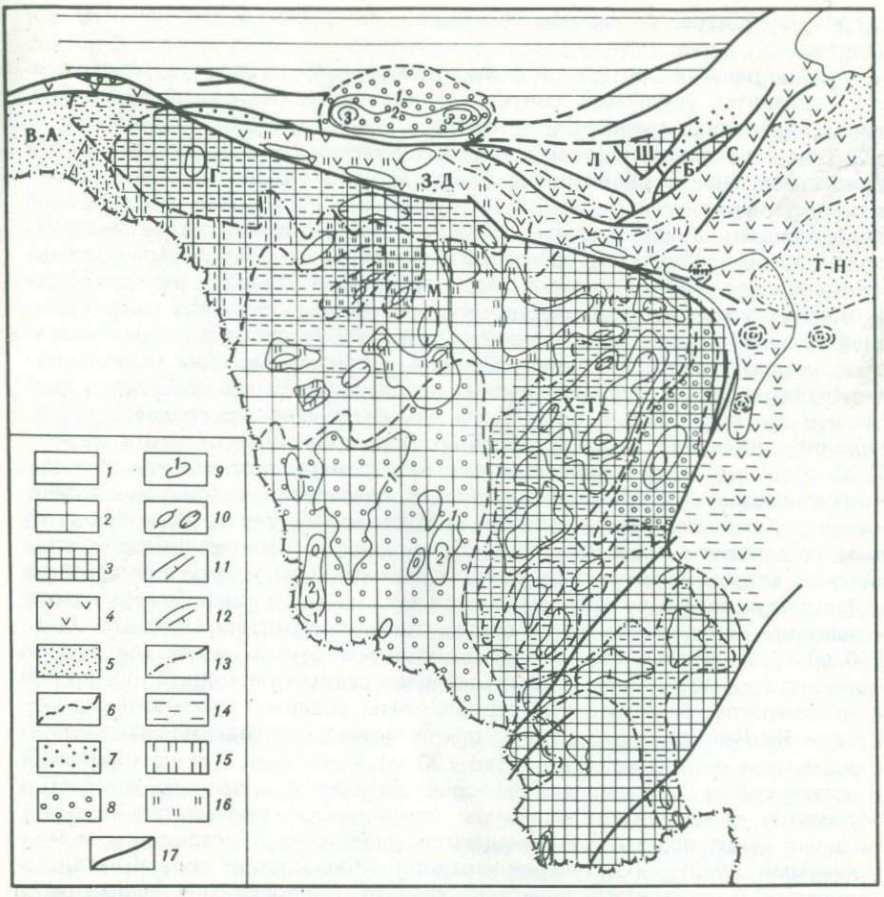


Рис. 7. Схема основных структур Монголо-Охотского пояса с элементами металлогении

1 — Сибирская платформа; *2* — Буреинский массив; *3* — выступы Буреинского массива: *Г* — Гилюйский, *М* — Мамынский, *Х–Т* — Хингано-Туранский; *4* — эвгеосинклинальные зоны, *5* — миогеосинклинальные зоны, *З–Д* — Западно-Джагдинская, *Л* — Ланская, *С* — Селемджинская, *Т–Н* — Тугуро-Нимеленская, *В–А* — Верхне-Амурская; *Ш* — Шевлинский блок; *Б* — Баладекский выступ; *6* — границы тектонических зон; *7* — приразломные прогибы типа грабен-синклиналей; *8* — наложенные впадины и прогибы; *9* — изогипсы поверхности фундамента наложенных прогибов и впадин; *10* — остаточные гравитационные: *а* — минимумы, *б* — максимумы; *11, 12* — границы районов минерализации; *11* — мезократовой, *12* — лейкократовой; *13* — границы блоков, выделенных с учетом характера остаточных гравитационных аномалий; *14* — зоны совмещенного литофильного и халькофильного оруденения; *15* — зоны преобладания халькофильного оруденения; *16* — зоны совмещенного сидерофильного и халькофильного оруденения; *17* — разломы (установленные и предполагаемые)

ковых, диопсидовых и биотитовых плагиогнейсов с редкими прослоями мраморов. Породы этой свиты метаморфизованы в амфиболитовой фации, слабо мигматизированы и могут быть сопоставлены с унгринским комплексом Алдано-Станового щита [146, 147]. Верхний протерозой в пределах Туранского выступа представлен урильской свитой (нижний рифей) двуслюдяных и хлоритовых сланцев, часто с амфиболом и гранатом, слю-

дистых кварцитов, гранат-магнетитовых и графитистых сланцев и амфиболитов.

В конце раннего протерозоя формировались на юго-западе выступа нижние горизонты урильской свиты — кристаллические сланцы и гнейсы, импрегнированные гранитным материалом.

Верхний протерозой (рифей и венд) более полно представлен на юге Малого Хингана, на левобережье Амура. Здесь в его состав следует включать часть уральской свиты (1100—1200 м), сложенной биотитовыми, двуслюдяными и хлоритовыми сланцами (часто с альбитом и гранатом), слюдистыми кварцитами, гранат-магнетитовыми и графитовыми сланцами и амфиболитами, с карбонатными прослоями в верхах разреза. Породы смяты в крупные, открытые складки, часто сундучного типа. Уральская свита относится нами к нижнерифейскому возрасту. Как она относится к вышележащим (?) зеленосланцевым свитам бассейна реки Ниман (туюнская и др.), не установлено, но предполагается, что несогласно залегающие зеленосланцевые комплексы относятся к низам среднего рифея. Верхняя половина среднерифейского разреза, дитурская свита (1000—1200 м), представлена известняками, частью мергилистыми или несколько графитистыми, с прослоями филлитов, графически кварцитов и зеленокаменных пород в низах. Залегает на союзненской свите, видимо, с угловым несогласием и согласно перекрыта условно верхнерифейской игинчинской свитой. Игинчинская свита (1000—1500 м) сложена филлитами, углисто-серицитовыми сланцами, полимиктовыми и кварцевыми известковистыми песчаниками. Выше согласно лежит мурандавская свита (500—850 м). В ее составе доломиты с линзами магнезитов, известняки, пачки кремнисто- и углисто-глинистых сланцев, седиментационных брекчий и конгломератов. Доломиты из верхов свиты содержат строматолиты Collenia и Newlandia. Возраст свиты принимается как вендский. Залегающая с размывом рудоносная свита (до 200 м) часто считается кембрийской. В низах свиты залегают доломитовые брекчии с прослоями глинистых доломитов, песчаников, углистых, глинистых и кремнистых сланцев, которые выше по разрезу замещаются железистыми кварцитами и марганцевыми рудами. Они перекрываются 130-метровой толщей углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями доломитов и известняков. Содержат остатки водорослей и мелкие раковины типа Lingula. В мельгинском разрезе на северо-западе выступа суларинская и мельгинская свиты, являющиеся аналогами игинчинской и мурандавской свит, согласно перекрываются нижнекембрийскими известняками чергиленской свиты с археоциатами.

В основании фундамента Мамынского выступа лежат условно "нерасчлененные нижнепротерозойские" толщи гнейсов и кристаллических сланцев, метаморфизованных в амфиболитовой фации, неустановленной мощности [32].

Верхний докембрий Мамынского выступа (условно верхний рифей) представлен неклинской и догмарской свитами. Неклинскую свиту (2000 м) слагают слюдяно-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники и прослои хлорит-серицитовых сланцев. Нижняя граница свиты не установлена, а верхняя определяется согласным налеганием на нее догмарской свиты. Догмарская свита (2900—3200 м) сложена известковистыми метапесчаниками с прослоями мраморизованных известняков, серицит-кварцевых и актинолит-хлоритовых сланцев и предположительно согласно перекрывается нижнекембрийскими известняками. Породы обеих свит метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В пределах Гаринской синклинали обнаружено стратиформное месторождение

магнетит-гематитовых руд, приуроченное, видимо, к низам неклинской свиты. Эта часть разреза сопоставлялась ранее с рудоносной свитой [91], что сомнительно. Однако отнесение обеих свит к верхнему докембрию, вероятно, правильно.

Докембрийский фундамент Гилюйского выступа расчленен на два комплекса: верхнеархейский и протерозойский в составе чаловской серии [29]. Верхнеархейский (3200–4700 м) сложен биотитовыми, роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами с пачками амфиболитов в верхах, мраморов и кальцифиров в средней части. Он сопоставляется с верхнеархейскими толщами станового комплекса Алдано-Станового щита. Чаловская серия (мощностью 2400 м) залегает с угловым несогласием. В ее состав входят филлиты, метаалевролиты и метапесчаники внизу и хлорит-серицитовые, актинолит-эпидотовые сланцы с прослоями известковистых алевролитов и послойными телами метабазитов вверху. Возраст серии может быть и позднепротерозойским.

Кроме упомянутых выступов, породы фундамента Буреинского массива обнажаются кое-где по берегам Амура. Так, например, сразу выше Благовещенска выходят аналоги верхнеархейского станового комплекса.

Фанерозойские отложения Буреинского массива, как и расположенного западнее Верхне-Амурского прогиба, представлены в подавляющем большинстве терригенными, в меньшей мере – карбонатными и очень незначительно – континентальными вулканогенными образованиями. Они характеризуются неустойчивостью фаций, неполнотой стратиграфического разреза и высоким градиентом мощностей, т.е. таким набором признаков, которые позволяют отнести эти отложения к геоантиклинальному типу формаций.

Отложения нижнего палеозоя представлены главным образом карбонатными отложениями небольшой мощности, содержащими фауну археоциат: в пределах Мамынского выступа к ним отнесена толща известковых алевролитов, слюдисто-известковых мергелей и доломитов, в Мамынском прогибе – чергиленская свита известняков, чередующихся с глинистыми сланцами, на Малом Хингане – известняки лондоковской свиты, чередующиеся с глинистыми сланцами. К нижнему кембрию, по-видимому, следует относить и верхнюю часть рудоносной свиты.

Отложения среднего палеозоя в пределах Буреинского массива получили широкое развитие лишь в северной его части. На севере Мамынского выступа в основании видимого разреза среднепалеозойских отложений залегают песчаники и алевролиты среднего девона (имачинская свита – 400 м), на которых согласно залегает толща (500 м) песчаников с пластами алевролитов, туфопесчаников, туфобрекчий, туфоконгломератов, известняков и линзами эффузивов основного состава (ольдойская свита). Венчает разрез типаринская свита (800 м) алевролитов, песчаников, туфопесчаников с пластами основных и кислых эффузивов. Южнее распространены отложения силура – мамынская свита кварцитов и кварц-полевошпатовых песчаников. В Хингано-Туранском блоке фаунистически доказаны лишь отложения девона, представленные повсеместно терригенными породами. В Мельгинском прогибе они несогласно перекрывают кембрийские отложения. На юге Малого Хингана, в хребте Чурки, девонские отложения ложатся несогласно на кристаллические сланцы и гранитоиды докембрия. Небольшие по площади выходы девонских отложений известны в бассейне рек Нимана и Акишмы, где они представлены в основном песчаниками, в меньшей мере алевролитами и редко известняками.

Отложения верхнего палеозоя в пределах Буреинского массива достоверно не доказаны. Условно к ним относится толща туфов и туффитов в Мельгинском прогибе, залегающих несогласно на отложениях девона. В районе Корсаковского кривуна на р. Амур в толще глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами, встречаются отпечатки флоры, близкие к верхнепалеозойским лептофитам.

Разрез мезозойских отложений Буреинского массива начинается с верхнего триаса. На севере Мамынского выступа они представлены толщей песчаников, туфоконгломератов, алевролитов и аргиллитов, залегающих с размывом на более древних образованиях. Осадочные образования юрского возраста наиболее полно сохранились в Верхне-Буреинском прогибе, где установлены отложения всех трех отделов (4500 м). Базальные горизонты юрских отложений в краевых частях прогиба ложатся с размывом на гранитоиды палеозоя и все более древние образования, а на востоке перекрывают отложения верхнего триаса. В центральной части прогиба отложения всех трех отделов залегают согласно. Состав юрских отложений исключительно терригенный: преимущественно это полимиктовые песчаники, конгломераты и алевролиты встречаются реже. Отложения верхней юры вверх по разрезу постепенно сменяются континентальными угленосными толщами нижнего и верхнего мела. Следовательно, депрессионный режим в пределах Верхне-Буреинского прогиба сохранялся вплоть до кайнозоя, хотя на границе поздней юры и раннего мела морской режим сменился континентальным.

В Верхнем Приамурье разрез отложений среднего палеозоя представлен более полно и включает все отделы силура, девона и турнейского яруса нижнего карбона. За исключением силурийских отложений омутнинской свиты, сложенной исключительно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, в разрезе среднего палеозоя преобладают полимиктовые песчаники и алевролиты, известняки и аргиллиты имеют подчиненное значение. Стратиграфически ниже омутнинской свиты, по данным М.М. Стецюка, выполнившего в нижнем течении р. Амазар геологическую съемку, в согласном залегании располагаются две свиты — утенинская свита липарито-дацитовых порфиров и слюдистых алевролитов с прослоями гравелитов и ковыхтинская свита песчаников, кварцитов и сланцев с пластами диабазовых порфиритов и их туфов. М.М. Стецюк считает эти отложения силурийскими, однако не исключено, что они являются более древними образованиями. Суммарная мощность отложений среднего палеозоя около 8000 м.

Отложения верхнего палеозоя в пределах Верхнего Приамурья не установлены.

Разрез мезозоя начинается маломощной толщей песчаников и алевролитов верхнего триаса, залегающих несогласно на силурийских породах. Юрская система начинается морскими отложениями тодрского яруса, а венчается континентальными образованиями верхней юры. Представлены юрские отложения в большей степени терригенными породами — песчаниками, алевролитами и в меньшей степени аргиллитами. Мощность юрских отложений составляет более 7000 м. Выделяется еще один комплекс позднемезозойских отложений, датируемых в интервале поздняя юра — ранний мел, которые выполняли ряд приразломных прогибов типа грабен—синклиналей [110], располагавшихся цепочкой вдоль Монголо-Охотского разлома, включая и Удской прогиб [169].

В целом весь комплекс фанерозойских отложений Верхнего Приамурья можно отнести к миогеосинклинальному типу формаций, а верхнеюрско-нижнемеловые отложения представляют, очевидно, континентальную мо-

лассу, завершившую геосинклинальную стадию развития Монголо-Охотского пояса в его восточной части.

В Монголо-Охотский пояс включается и Шевлинский блок, расположенный в бассейне р. Шевля [177, 170, 171], в пределах которого обнажается мощная толща (более 7000 м) терригенных и карбонатных пород с фауной археоциат нижнего и трилобитов верхнего кембрия [177]. Разрез венчается толщей глауконитовых песчаников с водорослями ордовика. Радиологический анализ по глаукониту (K-Ar метод) показал цифру 491—495 млн.лет. По набору фаций и характеру дислоцированности эти отложения можно отнести к платформенному типу формаций, хотя такие высокие мощности не характерны для них.

С севера и востока Буреинский массив обрамляется геосинклинальными формациями. В пределах Джагдинского хребта обнажается мощная толща терригенно-вулканогенных отложений с разнообразным комплексом фаунистических остатков, характеризующих почти все системы палеозоя и мезозоя до среднего отдела юры включительно (см. рис. 2). Мощность отложений фанерозоя составляет более 20 км [60]. В Западно-Джагдинской структурно-формационной зоне, где получили широкое развитие вулканогенные образования, выделены кремнисто-вулканогенно-глинистая ($S-D_{1-2}$), песчано-вулканогенная (D_2-P_1), глинисто-граувакковая (P_2) и глинисто-песчаниковая (флишоидная) (J_{1-2}) формации. Количество вулканогенных пород основного состава в некоторых формациях составляет до 60%. В разрезах юрских отложений нет эффузивных пород, однако вулканизм, судя по присутствию туфов и туффитов, сохраняется до средней юры включительно. Для Ланской структурно-формационной зоны характерно преобладание терригенных пород. Выделяются главным образом терригенные формации — глинисто-песчаниковая (граувакковая) (D_1), вулканогенно-песчаниковая (C_{2-3}), алевролито-песчаниковая (туфогенная) (P_2), конгломератово-песчаниковая (T_1), конгломератово-песчаниковая (T_3), алевролито-туфопесчаниковая (J_{1-2}). В составе алевролито-туфопесчаниковой (J_{1-2}) формации количество туфогенного материала составляет до 20%. В Селемджинской зоне фаунистически доказаны отложения нижнего и верхнего кембрия, нижнего ордовика, всех отделов силура и девона, нижнего карбона и верхней перми (см. рис. 7). Суммарная мощность разреза более 30 000 м [126]. Получили развитие преимущественно эвгеосинклинальные формации, в состав которых входят кремнистые породы, граувакковые и аркозовые песчаники, алевролиты, вулканиты основного и среднего состава, и в незначительном количестве присутствуют карбонатные породы. С определенными формациями связаны гематитовые и магнетитовые руды, фосфориты, родонитовые и родохрозитовые руды. К орогенным формациям отнесены верхнепермские отложения, представленные конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками и алевролитами (3500 м). Аналогичные формации получили развитие в Тыль-Тором-Тугурском районе и на Шантарских островах. Собственно геосинклинальный режим в Селемджинской зоне и восточнее закончился в каменноугольное время. Однако южнее и юго-восточнее он сохранялся до мезозоя включительно.

В Тугуро-Нимеленском прогибе (бассейны одноименных рек) получили развитие терригенные отложения верхнего триаса и юры, представленные типично миогеосинклинальным типом формаций.

Терригенные и вулканогенные отложения фанерозоя в бассейне рек Селемджа, Керби, Правая Бурея метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Метаморфизм их связан с формированием кристаллосланцевых куполов в позднепалеозойское время [170].

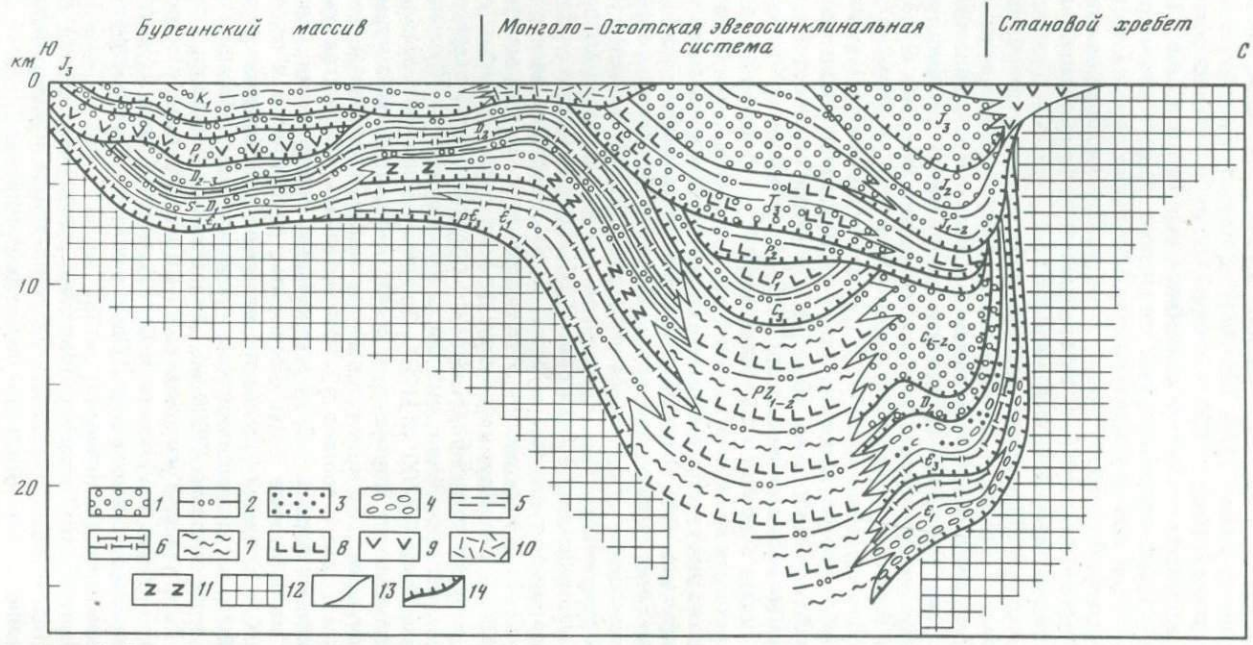


Рис. 8. Литолого-стратиграфический разрез Монголо-Охотской зоны и прилегающей к ней части Буреинского массива (по Л.М. Парфенову и др., 1979 г.)

1 — граувакки; *2* — аркозы; *3* — кварцевые песчаники; *4* — конгломераты; *5* — глины; *6* — карбонатные породы; *7* — кремнистые породы; *8* — базальты; *9* — андезиты, андезито-базальты; *10* — липариты, дациты; *11* — трахиандезиты; *12* — докембрийский кристаллический фундамент; *13, 14* — границы залегания: *13* — согласного, *14* — несогласного

К геосинклинальному типу формаций относятся, очевидно, и комплексы терригенных и вулканогенно-терригенных отложений, разделяющих Гилюйский, Мамынский и Буреинский выступы. К ним, вероятно, следует относить и отложения девона Корсаково-Гуранского района.

Состав, литологические особенности и мощности отложений фанерозоя свидетельствуют о длительном и устойчивом погружении геосинклинальных зон Монголо-Охотского пояса и устойчивости тектонического режима. Привнос терригенного материала извне был несущественным. Реконструируя палеогеографическую обстановку в пределах Монголо-Охотского пояса в фанерозое, приходится допускать, что Буреинский массив располагается южнее на 200 км. Монголо-Охотская геосинклинальная система, существовавшая в начале фанерозоя, представляла чередование эвгеосинклинальных прогибов и эвгеосинклинальных поднятий, характеризовавшихся в определенные периоды активным вулканизмом. При разрушении эвгеоантиклинальных поднятий терригенный материал поступал в соседние прогибы, а вблизи поднятий при активном вулканизме и при постепенном погружении их основания формировались конгломераты и седиментационные брекчии. Характер распределения вулканогенного материала в разрезе эвгеосинклинальных фанерозойских отложений свидетельствует о смещении зон активного вулканизма по латерали и постепенном затухании его во времени. Процессы эвгеосинклинальной седиментации завершились в Джагдинской зоне в юре и несколько раньше в Селемджинской зоне. Следовательно, завершение геосинклинального режима Монголо-Охотского пояса в целом относится к позднемезозойскому времени (рис. 8).

Интрузивный магматизм, получивший широкое развитие в пределах Буреинского массива, в геосинклинальных зонах Монголо-Охотского пояса, был крайне ограниченным. В Джагдинской зоне наиболее древними являются интрузивные породы, известные под названием пиканского интрузивного комплекса, который приурочен к Южно-Тукурингрскому разлому, ограничивающему с юга Джагдинскую зону, и прослеживается на протяжении более 300 км, при ширине 15—20 км. Пиканский интрузивный комплекс неоднороден по составу и формировался, по-видимому, в две фазы [60]. В первую фазу внедрились габбро, габбро-диориты, диориты, горнблендиты и пироксениты; во вторую — образовались небольшие массивы плагиогранитов и гранитов. Форма интрузивных тел пиканского комплекса плитообразная. В междуречье Тунгали — Нинни тело сравнительно пологое (35—40°), погружается к югу. Плагиограниты и граниты образуют многочисленные мелкие тела площадью не более 8—9 км^2, обычно вытянутые в широтном направлении и пространственно связанные с интрузиями габбро-диоритов. Г.Л. Кириллова и М.Т. Турбин [60] относят этот комплекс к габбро-плагиогранитовой формации. Возраст пород пиканского интрузивного комплекса строго не определен. Установлено, что они прорывают отложения среднего палеозоя. Возможно, комплекс имеет более широкий возрастной диапазон и формировался в течение нескольких периодов, а становление его завершилось в мезозое. К палеозойскому возрасту относятся небольшие тела основных и ультраосновных пород шантарского комплекса [67] и ингаглинская интрузия гранодиоритов, которые заведомо прорывают вулканогенно-осадочные породы верхнего палеозоя. Поэтому их возраст может оказаться более молодым, хотя радиологические определения показали цифру 230 млн.лет. М.И. Иициксон рассматривает эти граниты как одну из фаз тырмо-буреинского комплекса.

Гораздо шире распространены интрузивные породы мелового возрас-

та, сформировавшиеся в заключительную фазу мезозойского тектогенеза. Среди них различают ранне- и позднемеловые. Первые из них представлены главным образом гранодиоритами, вторые — гранитами, которые пользуются более широким развитием. Строение некоторых массивов сложное — в их становлении выделяется до четырех фаз (например, мыс. Медвежий), в том числе габбро-перидотиты и перидотиты, габбродиориты, диориты, граниты и сиениты. Хотя, по мнению Л.И. Красного [67], в них участвуют породы различного возраста.

На территории Буреинского массива интрузивные породы занимают около 85% всей площади массива, поэтому возникает ряд вопросов о возрасте и объеме того или иного комплекса. Наиболее распространенным является представление о том, что формирование Буреинского срединного массива связано с тремя тектоно-магматическими этапами: позднепротерозойско-раннепалеозойским (позднебайкальским), средне-палеозойско-раннемезозойским (доверхнетриасовым) и позднемезозойским [56, 91].

Позднебайкальский этап соответствует времени развития новых подвижных областей региона на фоне общего воздымания Буреинского срединного массива. Начальный магматизм этого этапа проявился локально в виде штокообразных и дайкообразных тел габброидов карагайского комплекса, прорывающих кристаллические сланцы урильской свиты. В стадию замыкания байкалид произошло внедрение крупных гранитоидных интрузивов биробиджанского, гаринского и депского комплексов, прорвавших синийские отложения и ранние габброиды и перекрытых девонскими отложениями. Состав гранитоидов закономерно изменяется от ранних более основных фаций (кварцевых диоритов и гранодиоритов) к поздним породам повышенной кислотности и щелочности (аляскиты, турмалиновые гранит-порфиры).

С дифференцированными гранитоидами биробиджанского комплекса генетически связаны многочисленные поля керамических и редкометальных пегматитов, а вдоль контактов их с известняками и доломитами формировались месторождения магнезита, брусита и талька. В термальном ореоле интрузивов гаринского комплекса сформировались железорудные скарновые месторождения. В последующем на Буреинском срединном массиве сформировались внегеосинклинальные гранитоиды суларинского (биотитовые и двуслюдяные) тырмо-буреинского и харинского (кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты и граниты), преображенского (монцогранодиориты, граносиениты, турмалиновые гранит-порфиры), дуриловского (биотитовые граниты и гранит-порфиры) и других комплексов. Эти гранитоиды прорывают отложения позднего докембрия, нижнепалеозойские гранитоиды и фаунистически охарактеризованные породы среднего девона и перекрываются нижнеюрскими и меловыми отложениями. С интрузивами преображенного и дуриловского комплексов генетически связаны оловоносные и редкометальные грейзеновые и штокверковые зоны. В карбонатных породах Мельгинского блока вокруг интрузивов субщелочных аляскитов формировались зоны скарнирования, альбитизации и грейзенизации с редкометально-редкоземельным оруденением.

В позднемезозойский тектоно-магматический этап сформировались магматические интрузивные и эффузивные породы диканского (гранодиориты, плагиограниты, граниты), алтахтинского (сиениты, граносиениты, щелочные граниты), иороханского (диоритовые порфириты, диориты, гранодиориты, покровы андезито-базальтов и андезитовых порфиритов), бутакано-чуркинского, хингано-олонойского и богучанского (фельзиты, кварцевые порфиры, липариты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры,

игнимбриты) комплексов. Размещение их четко контролируется сериями крупных разломов, пересекающих Буреинский массив в северо-восточном и широтном направлениях. Для вулкано-плутонических образований характерны кольцевые и купольные структуры с ядрами плутонических пород [64].

С субвулканическими гранитоидами хингано-олонойского, бутаканочуркинского и богучанского комплексов связаны оловорудные и флюоритовые месторождения.

Структурные формы Монголо-Охотского пояса крайне разнообразны. В пределах Буреинского массива каждый блок имеет свой структурный стиль. Структурные формы докембрия и фанерозоя каждого блока резко отличаются, вместе с тем в каждом из них наблюдается определенная унаследованность тектонического плана, выражающаяся в сохранении генеральной линии формирования структур первого порядка на протяжении видимой истории их геологического развития. В Туранском блоке хорошо прослеживается общее северо-восточное простирание структур, хотя докембрийские структурные формы отличаются коренным образом. Докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы слагают крупные изометричные складчатые формы, осложненные изоклинальными складками высших порядков, формировавшиеся в условиях большой пластичности пород. Верхнепротерозойские отложения смяты в крупные открытые складки, нередко сундучного типа, с общим меридиональным или северо-восточным простиранием их осей. Интрузивные массивы фанерозоя в пределах Малого Хингана дискордантны по отношению к складчатым структурам. Для северной части Хингано-Туранского блока характерно северо-восточное простирание всех крупных структурных элементов: палеозойских гранитных плутонов, древних (Мельгинский) и более молодых (Хингано-Омолонский) прогибов и широких (первые километры) зон интенсивного катаклаза и милонитизации в гранитоидах.

Особенности складчатых форм докембрия Мамынского выступа неясны, палеозойские породы слагают изометричные, мульдообразные или брахиантиклинальные складки. На севере Мамынского выступа в Гагско-Сагаянской зоне фиксируются простые линейные складки широтного простирания [60]. Девонские отложения образуют широкую синклинальную складку с породами имачинской свиты в ядре. Нижнекаменноугольные отложения, залегающие несогласно на среднем девоне, также образуют простую складку с углами падения крыльев 40–65°. Верхнетриасовые-юрские породы слагают прямые симметричные складки с углами падения 45–50°. В целом характер складчатости северной части мамынского выступа близок к характеру складчатости Верхне-Амурского синклинория. Разломы, ограничивающие складки в северной части Мамынского выступа, погружаются в южном направлении. В восточном обрамлении Мамынского выступа породы палеозоя метаморфизованы в фации зеленых сланцев и интенсивно дислоцированы, часто наблюдаются мелкие структурные формы пластического течения и волочения. Их метаморфизм связывается с разломами [60].

Гилюйский выступ представляет долгоживущую купольную структуру. В ее ядре залегают гнейсы и кристаллические сланцы, обрамленные по периферии зеленосланцевыми комплексами пород чаловской серии. Купольность этой структуры подчеркивается также развитием гранитоидов и вулканитов мелового возраста. Как консолидированная структура Гилюйский выступ сыграл определенную роль в формировании складчатого рисунка восточной части Верхне-Амурского синклинория.

В пределах Верхне-Амурского синклинория породы среднего палеозоя

образуют систему складок — брахиформных на западе и более узких, линейных, на востоке, расположенных в большей своей части кулисообразно. Юрские отложения также образуют единую серию сопряженных складок различного типа и различного порядка. На водоразделе рек Уруша и Ольдой наблюдаются сравнительно крутые, иногда ассиметричные брахисинклинали и брахиантиклинали северо-восточного простирания. А в нижнем течении рек Амазар и Урки наблюдаются узкие линейные складки субширотного простирания. В восточной части синклинория складчатые структуры, сложенные верхнеюрскими отложениями, расщепляются на две ветви, окаймляющие Гилюйский выступ с юга и севера. В северной ветви юрские породы смяты в линейные складки северо-восточного, близкого к субмеридиональному, простирания. В южной ветви, где распространены верхнеюрско-меловые континентальные отложения, наблюдается крупная синклиналь, крылья которой осложнены коробчатыми складками более высоких порядков, обычно несколько ассиметричными, с более крутым падением пород в северных крыльях. Верхнеюрско-раннемеловые породы, сформировавшиеся в Холоджиканском приразломном прогибе типа грабен-синклинали, образуют крупную синклинальную складку неправильной формы, осложненную крупными разломами, по которым породы палеозоя нередко надвинуты на юрские отложения. Аналогичные образования сохранились в тектонических блоках вдоль Монголо-Охотского разлома, вплоть до Удского прогиба.

Породы Верхне-Амурского синклинория несут отчетливые признаки конседиментационности складчатости.

Совершенно иной тип складчатых структур характерен для Джагдинского звена Монголо-Охотской геосинклинальной области. Здесь преобладают юго-западные, южные падения пород, характерен тип узких линейных, преимущественно симметричных опрокинутых к северу складок, вытянутых в субмеридиональном направлении. Складки в большинстве случаев осложнены серией разломов разного порядка, представляющих, по сути дела, систему чешуйчатых надвигов с падением смесителей на юго-запад под разными, нередко очень пологими, углами. Дислоцированность пород в Джагдинской зоне неравномерна и меняется с запада на восток. Наибольшей степени она достигает в западной части, где жесткие структуры Буреинского массива и Становой зоны максимально сближены. Преобладает изоклинальный тип складок разного порядка, большей частью запрокинутых на север. В Зейском прорыве, где расстояние между Буреинским массивом и Становой зоной составляет не более 10—15 км, зеленосланцевые комплексы перекрывают по надвигу континентальные отложения верхней юры — нижнего мела, некогда выполнявшие приразломный прогиб, аналогичный Холоджиканскому. Восточнее, где Джагдинская зона становится широкой, наблюдается разнообразная морфология пликативных форм: наряду с изоклинальными складками существуют нормальные с вертикальными или крутопадающими осевыми поверхностями, реже встречаются концентрические складки.

В Селемджинском хребте отложения палеозоя смяты в серию преимущественно узких линейных складок восток-северо-восточного простирания с крутыми (90—80°) углами падения крыльев, главным образом в южных румбах. В отдельных блоках наблюдаются узкие складки более высоких порядков, опрокинутые к северу. Разрывные нарушения можно рассматривать как систему чешуйчатых крутопадающих надвигов. В отдельных зонах шириной до нескольких сот метров породы сильно раздроблены, наблюдается сильный будинаж.

На побережье Тугурского залива и на Шантарских островах [67] палео-

зойские породы смяты в прямые складки с крутыми падениями крыльев, вплоть до образования изоклинальных складок.

В бассейне верхнего течения рек Бурея, Селемджа, Тугур и Нимелен [92] складки более пологие: крупные синклинальные с размахом крыльев до 60 км и протяжением более 100 км наблюдаются в верховьях рек. Нимелен, Отун и Асын. Крылья складок нарушены разломами и осложнены симметричными и коробчатыми складками более высоких порядков, а на границе с Нижне-Амурским синклинорием распространены узкие линейные складки. Простирание осей складок меняется от северо-западного через широтное до северо-восточного и сопряжено с простиранием структур двух складчатых систем — Монголо-Охотской на западе и Сихотэ-Алинской на юго-востоке.

Современный тектонический план Монголо-Охотского пояса определился особенностями тектонического режима каждой зоны, их взаимодействием и характером эндогенного режима.

Особенности складчатости Верхне-Амурского синклинория связаны с характером перемещения жестких масс Буреинского массива и Аргуно-Газимурской зоны Восточного Забайкалья, между которыми располагался этот прогиб. Эволюция Гилюйского выступа как купольной структуры связана с его эндогенной активностью. И если справедливо утверждение об архейском возрасте Гилюйской серии, то унаследованность купольного развития сохранялась здесь от архея до позднего мела включительно. Обтекание складчатыми структурами массива свидетельствует о влиянии Гилюйского выступа на формирование структуры Верхне-Амурского синклинория. Особенность складчатости Джагдинской структурно-формационной зоны обусловлена тангенциальными усилиями, проявившимися при сближении Буреинского массива и Сибирской платформы и сокращении Джагдинской зоны. На заключительном этапе становления современной структуры Джагдинского хребта немаловажную роль сыграл левосторонний сдвиг вдоль Монголо-Охотского разлома, с которым связаны Верхнезейская депрессия и форма разрывов по фронту движения в верховьях р. Шевли [170].

Кристаллосланцевые купола в бассейне верхнего течения рек Селемджа и Бурея, образовавшиеся в результате интенсивного теплового потока, создали серию брахиформных структур, которые были частично уничтожены более поздними надвиговыми и сдвиговыми перемещениями.

В геофизических полях Буреинский массив, объединяющий ряд структурных элементов первого порядка — Гилюйский, Мамынский и Хинган-Туранский выступы, Зее-Буреинскую впадину и Верхне-Буреинскую депрессию, характеризуется однородностью аномального магнитного и графитационного полей. Исключение составляет северная часть Туранского выступа, для которого характерно понижение силы тяжести в области развития преимущественно высококалиевых гранитов харинского комплекса и повышения значений Δg в области Верхне-Буреинской депрессии.

Профиль ГСЗ Свободный—Комсомольск-на-Амуре, выполненный авиасейсмическим методом [113], захватывает лишь восточную окраину Буреинского массива (рис. 9). Разрез этой части характеризуется блоковым строением с ярко выраженными индивидуализированными особенностями каждого из них. Сейсмический разрез восточной части Буреинской впадины отличается высоким градиентом пластовых скоростей ($v_{пл}$ = 6,1/6,7/7,8 км/с). В западной части Туранского выступа высокоскоростная часть разреза ($v_{п_л}$ = 7,7 км/с) сокращена по сравнению с разрезом Зее-Буреинской впадины почти вдвое, а граница М располагается на глубине около 40 км. Под восточной частью Буреинского массива мощность коры зна-

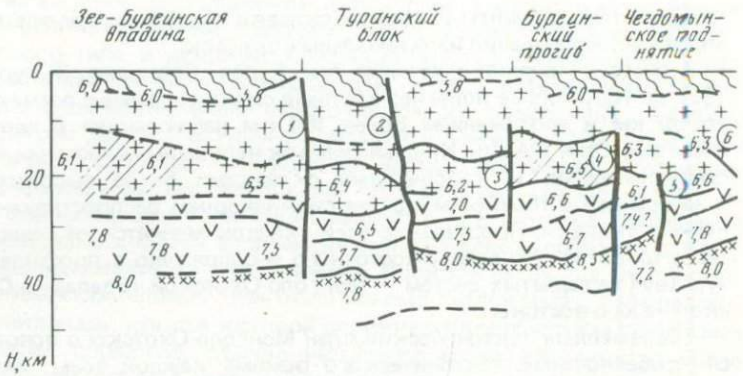


Рис. 9. Сейсмогеологический разрез вдоль профиля Свободный — Комсомольск-на-Амуре (составлен С.В. Потапьевым)

1 — подошва земной коры; *2* — базальтовый слой; *3* — гранито-метаморфический слой: *а* — диоритовый, *б* — гранито-гнейсовый; *4* — осадочно-вулканогенный слой: складчато-кристаллический фундамент и чехол из пород третичного возраста; *5* — разрывные нарушения: 1 — Майкурский, 2 — Талабджанский, 3 — Ургальский, 4 — Тастахский, 5 — Сулукский, 6 — Амгунский, 7 — Куканский, 8 — Горинский, 9 — Амурский; 6 — сейсмические границы: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *7* — скорости: а — граничные, *б* — пластовые

чительно уменьшается. За пределами Буреинского массива в бассейне р. Урми поверхность М опущена на глубину около 40 км. Сейсмический разрез характеризуется относительно пониженными значениями пластовых скоростей, а высокоскоростной слой ($v_{пл}$ = 7,7 км/с) отсутствует и граница М располагается на глубине более 40 км. В гравитационном поле эта зона характеризуется максимально низкими значениями Δg в редукции Буге и значительным остаточным гравитационным минимумом и совпадает с областью развития гнейсовых куполов Афанасьевского, Софийского, лежащих уже за пределами Буреинского массива, в области складчатых структур на стыке Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей.

В целом сейсмический разрез восточной части Буреинского массива похож на разрез Алданского литоплинта, однако в разрезе Буреинского массива существенную роль играет слой, который по скоростным характеристикам может рассматриваться как гранитно-метаморфический. Далее к востоку под Нижне-Амурским прогибом мощность коры сокращается, а плотностные характеристики в пределах выделяемых слоев увеличиваются.

Джагдинская и Селемджинская структурно-формационные зоны Монголо-Охотского пояса в гравитационном поле выражены отрицательными значениями Δg. Оси локальных аномалий в общих чертах совпадают с простиранием складчатых структур. Баладекскому выступу отвечает положительная аномалия силы тяжести, что хорошо согласуется с широким развитием в его пределах (и не только на дневной поверхности) базитов и гипербазитов. Баладекский выступ в раннем палеозое представлял область активного вулканизма основного состава, а в последующие этапы разделял две резко различные по своей природе структурно-формационные зоны — Шевлинскую и Селемджинскую [170, 171].

Мощность земной коры в пределах Джагдинской и Селемджинской зон, судя по особенностям аномального гравитационного поля, соизмерима с



мощностью коры Сихотэ-Алиня. Большая мощность земной коры обусловлена скучиванием осадочных комплексов. Хребтам Буреинскому, Эзопу, Дуссе-Алинскому отвечает зона низких значений силы тяжести. Ось этой гравитационной. аномалии протягивается в меридиональном направлении и дискордантна по отношению к складчатым структурам, но хорошо коррелируется с размещением метаморфогенных купольных структур (типа окаймленных гнейсовых куполов) и развитием метаморфических комплексов, которые представляют, очевидно, фрагменты таких структур. Эта зона характеризуется также широким развитием позднемеловых гранитоидов, которые, по-видимому, перегенетически связаны с формированием зеленосланцевых кристаллических куполов. В магнитном поле зона развития зеленосланцевых комплексов и купольных структур выражается невысокими положительными значениями ΔT. Рисунок поля монотонный и не отличается высоким градиентом магнитных экомалий. Остаточные гравитационные аномалии коррелируются с определенными структурными элементами. К ним приурочены определенные генетические группы эндогенных месторождений [81, 82]. Менее четкая зависимость наблюдается между размещением рудных узлов и мощностью земной коры в пределах Монголо-Охотского пояса.

Монголо-Охотский пояс характеризуется развитием многих видов полезных ископаемых. В нем известны месторождения и проявления железных и марганцевых руд, свинца, ртути, сурьмы, олова, вольфрама, молибдена, меди, никеля, редких металлов и других полезных ископаемых (см. рис. 2).

Месторождения железа и марганца осадочного и осадочно-вулканогенного генезиса приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям верхнего протерозоя — нижнего палеозоя и располагаются в Селемджинской структурно-формационной зоне (Удско-Селемджинский железорудный район) и в южной части Хингано-Туранского выступа (Мало-Хинганский район). К Мамынскому выступу приурочены Гаринский и Селемджинский узлы железорудных месторождений. Месторождения Гаринского узла [2] относятся к скарновому типу, хотя не исключено что их образование было первично-осадочно-вулканогенным; впоследствии они были метаморфизованы. Рудные тела имеют пластообразную форму и залегают в верхнепротерозойских вулканогенно-терригенно-карбонатных отложениях неклинской свиты, прорванных интрузиями палеозойских габброидов и гранитоидов. Месторождения Селемджинского узла представлены мощными зонами метасоматических изменений в палеозойских габброидах. Скарновые месторождения железа на Буреинском массиве известны также в

Шимановском районе и у ст. Тахтамыгда, где они связаны с внедрением интрузий гранодиоритов в терригенно-карбонатные отложения.

По геофизическим данным [81], районам развития железорудных месторождений скарнового и метасоматического типов соответствуют локальные положительные аномалии $\Delta g_{ост}$, приуроченные, очевидно, к блокам земной коры фемического типа.

Свинец и цинк Монголо-Охотского пояса в основном являются сопутствующими или представлены рудопроявлениями скарнового и гидротермального типов. Это, прежде всего, Чагоянское месторождение и расположенные вблизи него рудопроявления, приуроченные к палеозойским терригенно-карбонатным отложениям. Оруденение относится к гидротермальному типу и представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации со сфалеритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, локализованными в верхней части песчаниковой толщи на контакте с перекрывающими их доломитами. На месторождении наблюдается зональность, выражающаяся следующим рядом преимущественного накопления элементов (снизу вверх): мышьяк — свинец — серебро — цинк — никель — олово [139]. Гидротермальное изменение диоритовых порфиритов, представленных здесь дайковыми телами, позволяет считать возраст оруденения позднемезозойским. В Селемджинском поднятии и других районах распространения палеозойских терригенно-карбонатных пород они перекрыты рыхлыми отложениями и являются перспективными на поиски месторождений свинца и цинка чагоянского типа.

В Джагдинской и Селемджинской структурно-формационных зонах известны многочисленные проявления ртути, входящие в Джагдинскую ртутоносную зону. Эта зона прослеживается в близширотном направлении на многие сотни километров. Ртутное оруденение контролируется крупными трансблоковыми Южно- и Северо-Тукурингрским разломами и сопряженными с ними разрывными нарушениями. Намечается приуроченность ртутного оруденения к линейным поднятиям поверхности М и сквозькоровым глубинным разломам [115]. Мощность земной коры в районах развития ртутного оруденения, по данным В.В. Пуринга с соавторами (рис. 10), составляет 32—38 км. К Джагдинской ртутоносной зоне приурочены также отдельные проявления сурьмы преимущественно кварц-антимонитового типа.

Проявления олова и вольфрама приурочены главным образом к Хингано-Туранскому и Мамынскому выступам Буреинского массива, где они связаны с доверхнетриасовыми и позднемезозойскими тектоно-магматическими этапами. Остальные рудопроявления олова, исключая Малый Хинган, относящиеся к грейзеновому, кварцево-жильному и пегматитовому типам, известны в Архаринском и Огоджа-Огибканском районах. Архаринский оловоносный район сложен биотитовыми гранитами и гранодиоритами тырмо-буреинского, роговообманково-биотитовыми и лейкократовыми гранитами харинского и диканского комплексов. Рудопроявления олова связаны, как правило, с пегматитами, зонами окварцевания и грейзенизации, редко зонами турмалинизации и флюоритизации. Присутствие оруденения грейзенового и пегматитового типов при условии их широкого площадного распространения и ассоциирующих с ним гранитов, указывает на глубокий эрозионный срез в пределах Архаринского района, что уменьшает его перспективность. Огоджа-Огибканская оловоносная площадь (северная часть Хингано-Туранского выступа) сложена верхнепалеозойскими лейкократовыми гранитами, с которыми связаны слабо оловоносные пегматиты, грейзены, кварцевые жилы и проявления скарнового типа. Уровень эрозионного среза, как и в Архаринском районе, по-видимому, зна-

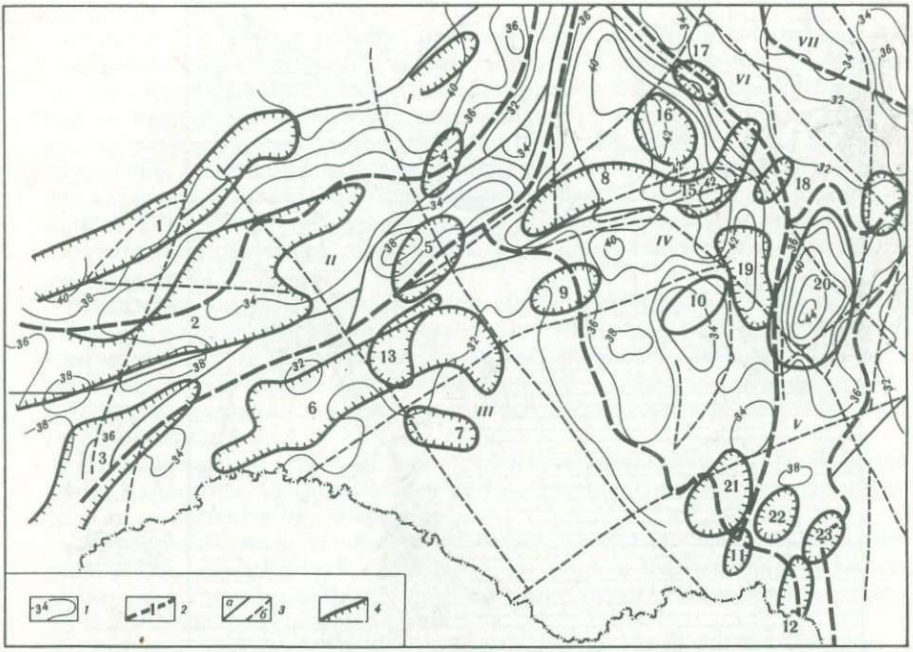


Рис. 10. Карта рельефа земной коры Верхнего Приамурья (по В.В. Пурингу и др., 1977 г.)

1 — изогипсы подошвы земной коры; *2* — границы блоков первого порядка и их номера; *3* — трансблоковые разломы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *4* — разломы: 1 — Усть-Нюкжинский, 2 — Дамбукинский, 3 — Урша-Ольдойский, 4 — Чогарский, 5 — Унья-Бомский, 6 — Гилюйско-Мамынский, 7 — Нижне-Селемджинский, 8 — Софийский, 9 — Быссинский, 10 — Иорохонский, 11 — Бахиревский, 12 — Хингано-Буреинский, 13 — Калахтинский, 14 — Огоджа-Огибкинский, 15 — Эзопский, 16 — Ям-Алинский, 17 — Экеанский, 18 — Усть-Дукинский, 19 — Дуссе-Алинский, 20 — Баджальский, 21 — Архаринский, 22 — Хингано-Олонойский, 23 — Самаро-Бираканский

чительный. В северной части Мамынского выступа развиты в основном проявления олова. Оловянная минерализация кварцево-жильного и грейзенового типов связана с меловым тектоно-магматическим этапом дробления домезозойского фундамента, излиянием меловых вулканитов среднего и кислого состава и внедрением гранитоидов, включая поздние лейкократовые и аляскитовые граниты. На юге Хингано-Туранского выступа известны проявления оловянной минерализации, связанные с позднепалеозойскими интрузивными породами кислого и ультракислого состава — Самарское (рис. 11 и др.). Рассмотренные оловоносные площади приурочены к локальным остаточным отрицательным гравитационным аномалиям, находящимся в полях с отрицательными значениями $\Delta g_{ост}$. Это позволяет предполагать приуроченность оловоносных районов Монголо-Охотской области к участкам земной коры сиалического типа и более локально развитым в их пределах гранитным плутонам. В калахтинском районе предполагается широкое развитие на глубине меловых гранитов, которые образуют тело мощностью 8—10 км [81, 82].

Вольфрамовая минерализация в Буреинском массиве преимущественно грейзенового и кварцево-жильного типов с вольфрамитом приурочена

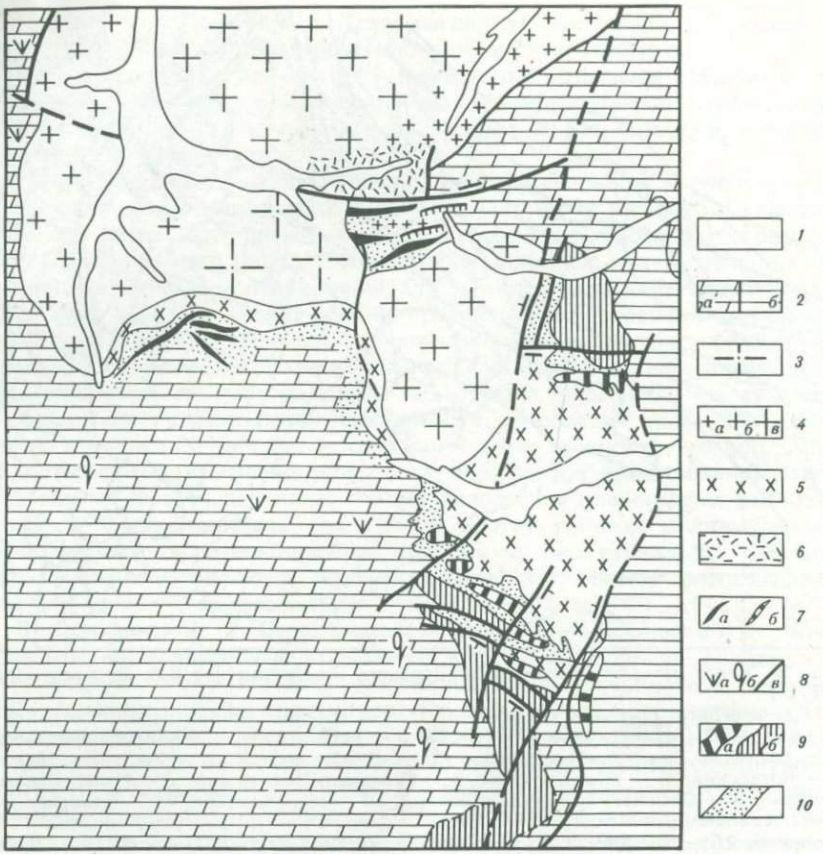


Рис. 11. Геологическая схема Самарского рудопроявления олова (составлена Б.Н. Фоминым)

1 — аллювиальные отложения; *2* — верхнепротерозойская мурандовская свита: *а* — кремнистые и массивные доломиты, доломитовые мраморы, линзы магнезитов нижней подсвиты, *б* — слоистые доломиты и сланцы средней подсвиты; *3* — гранит-порфиры; *4* — граниты биотитовые: *а* — мелко-, *б* — средне- и *в* — крупнозернистые; *5* — гранодиориты, диориты, габбро; *6* — оловоносная штокверковая зона; *7* — зоны минерализации: *а* — боратовой с оловом и *б* — тремолит-турмалиновой; *8* — тремолитизация (*а*), окварцевание (*б*), жилы кварца (*в*); *9* — залежи: *а* — брусита и *б* — магнезита; *10* — кальцифиры

к оловоносным районам. Проявления вольфрама скарнового и кварцево-жильного типов с шеелитом в связи с гранитоидами дотриасового и мезозойского тектоно-магматических комплексов известны в северной части Хингано-Туранского выступа и в пределах Мамынского выступа. Кварцево-жильный тип вольфрамовой минерализации с шеелитом, преимущественно как сопутствующий другим видам полезных ископаемых, часто встречается также в Джагдинской и Селемджинской зонах Монголо-Охотского пояса.

Проявления молибдена кварцево-жильного типа приурочены главным образом к западной и восточной окраинным частям Хингано-Туранского выступа, где они связаны с меловыми гранитоидами (Умальтинское месторождение). Проявления метасоматического кварц-серицитового типа

встречаются в юго-западной окраинной части Хингано-Туранского выступа.

Монголо-Охотская область известна как золотоносная провинция. Разработка россыпей золота на ее территории производится уже более 100 лет. Коренные проявления золота относятся к формациям метасоматических кварцитов, кварцево-малосульфидной, кварц-сульфидной, скарновой и эпитермальной золото-серебряной [119, 28, 102]. Возраст золотого оруденения имеет широкий диапазон (докембрий—поздний мезозой). Наиболее интенсивно золотая минерализация проявилась в меловое время. Для выяснения металлогении золота ценный материал представляют данные по отработанным россыпям, образование которых связано с неотектоническими процессами.

Из других видов полезных ископаемых в Монголо-Охотской области известны проявления редких металлов и редких земель пегматитового, грейзенового и метасоматического типов, флюорита, серы колчеданного типа, приуроченные к Хингано-Туранскому и Мамынскому выступам. С палеозойскими основными интрузиями пиканского комплекса связаны медь, никель, хром.

Из приведенной краткой характеристики распределения типов оруденения видно, что различные структуры Монголо-Охотского пояса имеют свои металлогенические особенности.

Эвгеосинклинальные зоны, практически лишенные, гранитоидов, характеризуются железорудной, фосфатной, ртутной и сурьмяной минерализацией; олово и редкие металлы в ней отсутствуют. Проявления вольфрама здесь относятся к шеелитовому типу.

Наиболее широкий спектр литофильной минерализации проявлен в Хингано-Туранском блоке в ассоциации с разновозрастными пегматитами, грейзенами, кварцевыми жилами, зонами пневматолитовых и гидротермальных метасоматитов, что связано с сиалическим профилем древних толщ и чрезвычайно активным гранитоидным магматизмом. Последний, являясь отражением неоднократной тектоно-магматической активизации, определил полициклический характер оруденения.

В целом для Монголо-Охотского пояса устанавливается статистическая зависимость площадного распределения рудопроявлений литофильной, халькофильной или сидерофильной групп в зависимости от фемического или сиалического типа блоков. Это находит свое выражение в распределении остаточных аномалий, представляющих собой разность между наблюденным полем в редукции Буге и осредненным значением с радиусом 100 км [81].

Различный характер оруденения Буреинского массива и геосинклинальных структурно-формационных зон в целом коррелируется с особенностями гравитационных аномалий в редукции Буге, зависящими от состава и состояния глубинных слоев земной коры и верхней мантии, что по-видимому, определяет особенности эндогенной активности или автономную активизацию каждого крупного геоблока.

Часть II
ПРИТИХООКЕАНСКИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Притихоокеанские позднемезозойские складчато-блоковые сооружения расположены восточнее Буреинского и Ханкайского массивов. В них выделяется две системы: западная — Хингано-Охотская и восточная — Сихотэ-Алинская, разделенные мезокайнозойской Амурской депрессией. Помимо продольной зональности устанавливается поперечная, позволяющая разделить эту территорию на две области по близширотному разлому, представляющему восточное, несколько смещенное в плане, продолжение Южно-Тукурингрского разлома. Южная область, развивавшаяся на сиалическом фундаменте древних массивов (?), является преимущественно оловоносной (см. рис. 6). Северная — на продолжении Становой и Монголо-Охотского эвгеосинклинальных золотоносных зон заключает давно известные месторождения золота, разрабатывавшиеся еще до революции.

Глава 4
ХИНГАНО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТО-БЛОКОВАЯ СИСТЕМА

Хингано-Охотская система разделяется на две области: южную — Хингано-Баджальскую и северную — Приохотскую.

Хингано-Баджальская область развивалась на фундаменте Буреинского массива, раздробленном близмеридиональными разломами. Для нее характерно сочетание древних осадочно-метаморфогенных месторождений железистых кварцитов синийско-нижнекембрийского возраста и гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена, связанных с гранитными интрузиями палеозойского и позднемезозойского возраста. Вдоль восточной кромки Буреинского массива протягивается близмеридиональная широкая зона с проявлениями блоковых структур — горстов, сложенных палеозойскими породами, иногда вмещающими гранитные батолиты, и грабенов, выполненных верхнемеловыми вулканитами. И с гранитными плутонами, и с вулкано-интрузивными комплексами связаны позднемеловые проявления олова, иногда вольфрама и молибдена, в основном кварцевой формации, и переходные к касситерито-силикатной. Эта полоса выделяется нами как Хингано-Охотский вулкано-интрузивный оловоносный пояс. В пределах пояса выделяются районы: Дуссе-Алинский, Баджальский, Хингано-Олонойский.

В Среднем Приамурье, особенно на севере, в скрещении с близширотными разломами Монголо-Охотской системы проявлены блоковая структура земной коры и мозаичные формы рудных месторождений, подчиненные разломам как Тихоокеанского (близмеридионального), так и Монголо-Охотского (близширотного) направлений (см. рис 2). В этой части территории Среднего Приамурья структуры ориентированы в широтном направлении (Ниланский антиклинорий). Здесь развиты интрузивные и вулкано-интрузивные комплексы, сопровождающиеся оловянной (Эзопский и Ям-Алинский районы) минерализацией.

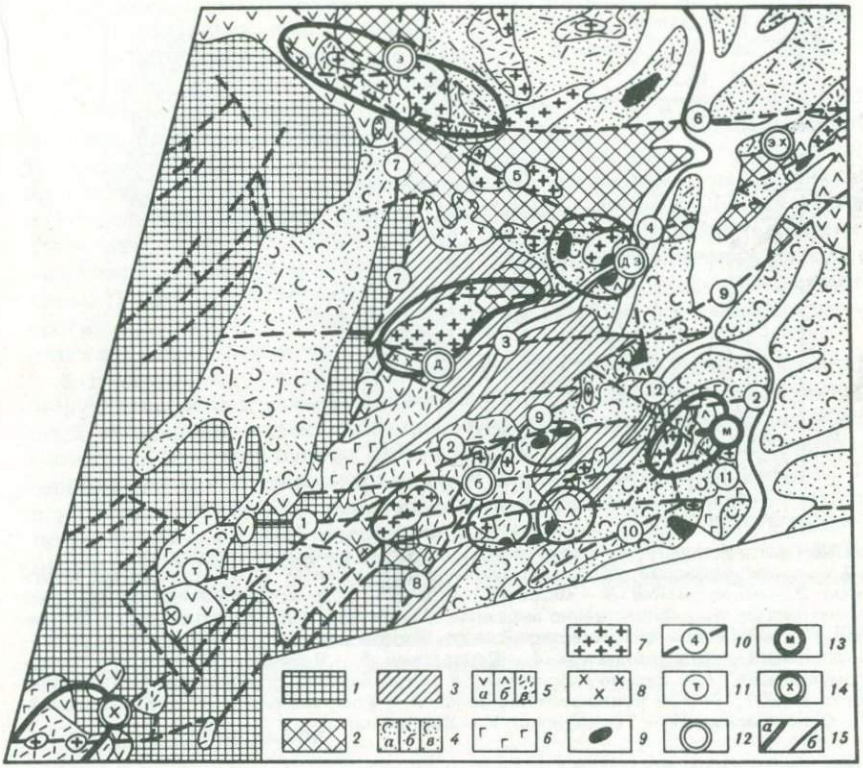


Рис. 12. Структурно-металлогеническая схема Среднего Приамурья (составлена с использованием материалов [97])

1 — позднепротерозойско-палеозойский интрузивно-метаморфический комплекс фундамента Буреинского массива; *2–4* — комплексы Сихотэ-Алинской складчатой области и наложенных прогибов Буреинского массива: *2* — девонский и раннекаменноугольный, *3* — карбон–пермский; *4* — позднетриасово–раннемеловой; *5* — позднемеловой вулканогенный комплекс: *а* — лавы и туфы андезитов, *б* — то же с трахиандезитами, *в* — то же липаритов и дацитов; *6* — базальты и андезито-базальты; *7* — граниты; *8* — грано-монцониты; *9* — монцонитоидные разности интрузивных пород; *10* — разломы: 1 — Ярап-Сюркумский, 2 — Хогду-Хурмулинский, 3 — Верхне-Дукинский; 4 — Умальта-Харпичиканский, 5 — Южно-Тукурингрский, 6 — Чаятынский, 7 — Тастахский, 8 — Куканский, 9 — Баджальский, 10 — Джаки-Унахтинский, 11 — Сектахский, 12 — Эльбан-Дукинский; *11* — вулканические зоны: *Т* — Тырминско-Гуджинская, *Б* — Баджальская, *Д* — Дуссе-Алинская, *Д–Э* — Эткиль-Дукинская, *Э* — Эзопская, *Э–Х* — Эвур-Харпичиканская; *12–14* — рудные районы с преимущественным развитием оловорудных месторождений формации: *12* — касситерит-кварцевой, *13* — касситерит-силикатной, *14* — касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной; *15* — контуры районов: *а* — рудных, *б* — узлов

Восточнее Хингано-Охотской системы расположен Комсомольский рудный район, приуроченный к локальной вулкано-интрузивной структуре. Приохотская область расположена к северу от близширотной структуры Ниленского антиклинория. В этой части Хингано-Охотской системы более отчетливо проявились широтные Монголо-Охотские структуры, в связи с чем породы раннепалеозойского фундамента смяты в складки широтного направления. Мезозойские кремнисто-терригенные осадки слагают обширную зону Амгунского синклинория.

В пределах Хингано-Охотской складчато-глыбовой системы выявлен ряд

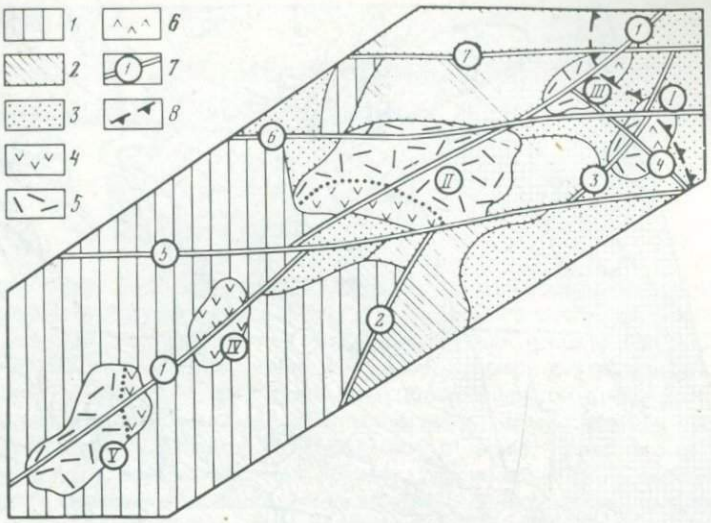


Рис. 13. Геологоструктурная схема Малохинганского вулканического пояса

1 — кристаллический фундамент Буреинского массива; *2—3* — складчатые комплексы: *2* — палеозойские, *3* — мезозойские; *4—6* — ранне-позднемеловые вулканиты: *4* — натриевые, преимущественно андезиты, *5* — липариты и дациты калиевые, *6* — андезиты и трахиандезиты калиевые; *7* — глубинные разломы: 1 — Баджальский; 2 — Куканский, 3 — Комсомольский, 4 — Сектахский, 5 — Ярап-Сюркумский, 6 — Хогду-Хурмулинский, 7 — Верхне-Дукинский; *8* — градиентная ступень (граница "базальтового вала"); *I—V* — вулканические зоны: *I* — Комсомольская, *II* — Баджальская, *III* — Солонимская, *IV* — Тырминская, *V* — Хинганская

крупных структур различной тектонической природы (рис. 12) : блоковая зона восточной окраины Буреинского массива (Дуссе-Алинский район), Ниланское и Баджальское антиклинальные поднятия, Горянский и Амгунский синклинории, серия приразломных вулканических впадин, которые представляют собой вулкано-плутонические и интрузивно-метаморфические купола, а также кайнозойские впадины.

Ниланское поднятие представляет горст-антиклинорий крайней юго-восточной ветки Монголо-Охотской системы, ограниченный разрывными нарушениями — восточными ветвями Южно-Тукурингрского разлома. В строении антиклинория участвуют девонские и раннекаменноугольные отложения, представленные терригенными (окремнелые песчаники и алевролиты), известково-терригенными (песчаники, алевролиты, известняки) и терригенно-вулканогенными (песчаники, алевролиты, туфы) породами, суммарная мощность которых достигает 6500 м. В центральной части Ниланского антиклинория расположены метаморфические куполовидные структуры, возраст которых, относимый ранее к протерозойскому, ныне определяется как позднемезозойский.

Южнее расположенное Баджальское мезозойское антиклинальное поднятие сложено породами раннекаменноугольно-пермского кремнисто-спилит-терригенного комплекса, в составе которого широко распространены разнозернистые песчаники, алевролиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, подводно-оползневые брекчии, спилиты и диабазы общей мощностью не менее 7000 м. Ниланский и Баджальский антиклинальные поднятия оформились в домезозойский этап.

На крыльях Баджальского и Ниланского антиклинальных поднятий

вскрываются позднетриасовые—раннеюрские кремнисто-спилитовые терригенные образования, представленные песчаниками, алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и спилитами, максимальная мощность которых достигает 7000 м.

К востоку от описанных структур развита мощная толща юрско-раннемеловых терригенных флишоидных образований, слагающих обширный Горинский синклинорий, который на севере (см. рис. 12) смыкается с Амгунским. Породы в них представлены главным образом песчаниками и алевролитами с редкими прослоями и линзами кремней. Общая мощность отложений составляет 10 000—11 000 м. Отложения юрского терригенного комплекса, среди которых преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, туффиты и каменные угли, слагают также Буреинский наложенный прогиб. Суммарная мощность их достигает 6000 м. Эти породы смяты в серии складок в нижнемеловое время.

В позднем мелу на площади Среднего Приамурья широко проявился эффузивный и интрузивный магматизм, отражающий этап позднемезозойской тектоно-магматической активизации. В это время произошло образование и обновление крупных разрывных нарушений (Глубинных разломов) северо-восточного, северо-западного и широтного направлений (рис. 13), с которыми связано формирование многочисленных вулканических зон, представляющих собой приразломные наложенные прогибы, заложенные на различном по возрасту фундаменте. К их числу относятся наиболее крупные Баджальская, Хинганская, Эзопская, Нимелено-Селемджинская зоны, а также ряд мелких зон.

Территория Хингано-Охотской складчато-блоковой системы является площадью развития преимущественно оловянной минерализации.

БАДЖАЛЬСКИЙ РАЙОН

Баджальский рудный район охватывает обширную площадь в осевой части Баджальского поднятия и представляет сложно построенную вулканическую зону, сформировавшуюся в позднемеловое время над Баджальской купольной структурой, воздымание которой, возможно, отражает процесс разрастания и глубинного магматического очага. В основании зоны залегают образования девонско-каменноугольного, пермского, позднетриасового, а на северной окраине — также юрского комплексов, общая мощность которых достигает 10 000 —11 000 м.

Баджальская вулканическая зона — наложенный вулканический прогиб северо-восточного направления — протягивается вдоль Баджальского разлома. Южной границей зоны на значительном протяжении является широтный Ярап-Сюркумский разлом (см. рис. 12). В развитии мелового магматизма этой зоны выделяются два этапа [85]. На первом из них (K_{1-2}), проявившемся в период заложения прогибов по периферии сводового поднятия центральной части Баджальского блока (см. рис. 13), на юго-восточной окраине зоны в незначительных объемах проявился комплекс щелочных базальтоидов, трахитов и их интрузивных аналогов. Позднее здесь же, и особенно в зоне западного обрамления сводовой области, получил развитие андезитоидный (натриевый) вулканизм лакского вулкано-плутонического комплекса (рис. 14). Химический состав пород и формы проявления вулканизма указывают на возможное зарождение расплавов в базальтовом слое земной коры. Второй — верхнемеловой этап магматизма связан с активизацией внутрисводовых структур. Магматические образования этого этапа представлены липаритами, липарито-дацитами натриево-калиевой щелочности (K:Na = 1,1:1,2) и их экструзивными анало-

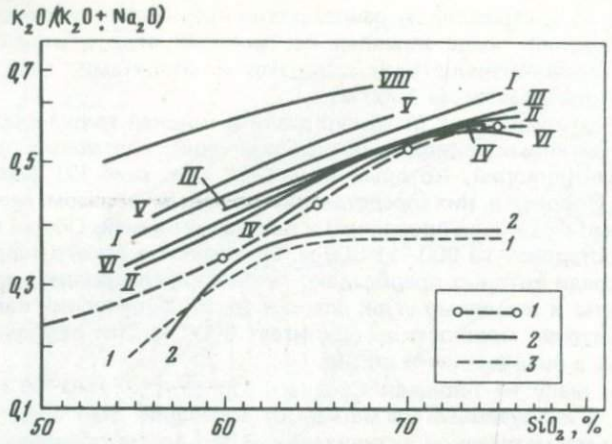


Рис. 14. Диаграмма зависимости соотношения щелочей от кремнекислотности в магматических сериях вулканических зон

1–3 — вариационные линии: *1* — средних типов нормальных пород, по Дэли; *2* — пород магматической серии; *3* — пород пурильского комплекса

I–VII — зоны: *I* — Комсомольская, *II* — Баджальская; *III* — Дуссе-Алинская; *IV* — Эзопская; *V* — Кербинская; *VI* — Сихотэ-Алинская; *VII* — Кавалеровская

гами. Отмечается монцонитоидность состава пород, проявившаяся сосуществованием в них высокоосновного плагиоклаза с калиевым полевым шпатом [84].

Наиболее поздним является андезитовый комплекс, развитый в северном обрамлении сводового поднятия. К нему относится андезиты, слагающие крутопадающие силлообразные и трещинные тела и их интрузивные аналоги — монцонитоидные диориты и кварцевые диориты, образующие дайки и штоки.

Масштабы проявления магматизма верхнемелового этапа возрастают к северо-восточной границе зоны, где располагается вулкано-тектонический купол, характеризующийся преимущественным проявлением среднего-основного (монцонитоидного) магматизма. На последнем этапе эволюции магматизма Баджальской вулканической зоны формируются массивы калиевых гранитов. Геолого-геофизические данные позволяют предполагать наличие батолита под всем Баджальским вулканогеном.

Отчетливо проявлена геохимическая специализация магматических пород по олову и цинку, содержания которых превышают планетарный кларк. В то же время содержания сидерофильных элементов понижены (141).

В кайнозое тектоно-магматическая активность зоны затухает и только на сочленении ее с Буреинским массивом имели место проявления базальтоидного магматизма.

На площади Баджальского района выделяются несколько рудных узлов, в том числе приуроченных к Баджальскому разлому в осевой части вулканического прогиба.

Верхне-Урмийский рудный район расположен в юго-западной наиболее эродированной части района. Здесь вскрывается Верхне-Урмийский гранитный массив, в западном экзоконтакте которого обнажены ороговикованные породы терригенно-карбонатных отложений девонско-раннекаменноугольного комплекса и метаморфические породы фундамента Буреинского массива. Особенностью Верхне-Урмийского района является разви-

тие высокотемпературных месторождений и рудопроявлений олова. В западном экзоконтакте гранитного массива в пачке переслаивания известковистых песчаников, известковистых алевролитов и известняков развиты пироксен-гранатовые скарны с наложенным олово-сульфидным оруденением. На остальной территории, включая площадь самого гранитного массива, развиты гидротермальные жилы и метасоматические прожилковые зоны. Оруденение этой части Верхне-Урмийского района контролируется разломами широтного направления, в то время как рудовмещающими являются субмеридиональные нарушения.

Оловоносные зоны имеют различный состав — это кварцевые жилы и грейзены, кварцево-турмалиновые и кварцево-хлоритовые жилы и прожилковые зоны. Наиболее широко распространены маломощные кварцевые жилы и грейзены, которые обнаруживаются как на площади Верхне-Урмийского массива, так и в зоне экзоконтака. В грейзенах установлены кварц, мусковит (серицит), сидерофиллит, турмалин, топаз, флюорит, а из рудных — касситерит, вольфрамит, арсенопирит и халькопирит. В строении грейзеновых зон отмечается горизонтальная и вертикальная зональность: в осевых частях преобладает сидерофиллитовая минерализация, которая в боковых частях зоны сменяется кварц-серицитовой и кварц-карбонатно-хлоритовой; по падению заметно снижается количество турмалина. Касситерит ассоциирует преимущественно с кварц-топазовыми и кварцевыми прожилками, приуроченными к осевой части зоны. Рудоносный кварц содержит высококонцентрированные газово-жидкие включения, указывающие на пневматолитово-гидротермальный характер минералообразования при температурах, постепенно снижающихся от 550 до 100° [13].. По мере удаления от гранитного массива мусковитовые грейзены уступают место турмалиновым зонам, в которых постепенно возрастает количество сульфидов.

Верхне-Баджальский рудный район приурочен к северо-восточной окраине вулканического прогиба, где обнажаются флишоидные отложения юрского комплекса, а сохранившаяся от эрозии толща позднемеловых вулканитов мощностью около 1500 м состоит из чередующихся горизонтов андезито-дацитового и липарито-дацитового состава. На участках пересечения разлом северо-восточного и близширотного направлений среди эффузивов находится несколько интрузивных массивов сложного состава (кварцевые диориты—кварцевые монцониты, гранодиориты и граниты), вокруг которых проявлено контактовое ороговикование вмещающих пород. К этим массивам и окружающим их ореолам изменения пород приурочены оловоносные поля. Наиболее широко распространены грейзены кварц-мусковитовые, кварц-серицит (мусковит)-турмалиновые, кварц-сидерофиллитовые. Рудные минералы в них представлены преимущественно касситеритом, вольфрамит же большей частью отсутствует. Повсеместно встречаются кварцево-полевошпатовые (адуляр-ортоклазовые, реже альбитовые) жилы и прожилковые зоны. Отмечено также несколько рудопроявлений хлоритово-сульфидного типа.

По результатам изучения включений в кварце зоны характеризуются сложным составом, повышенной концентрацией рудообразующих растворов и пневматолит-гидротермальным характером минералообразования, происходившего в условиях постепенного понижения температур от 550 до 100°.

Таким образом, на площади Баджальского рудного района преимущественное распространение имеют месторождения и рудопроявления высокотемпературной касситерит-кварцевой формации (грейзены и кварц-полевошпатовые жилы и прожилковые зоны), приуроченные к эндо- и

экзоконтактовым частям гранитоидных интрузивных массивов. В наиболее эродированной части самого крупного из них, Верхне-Урмийского гранитного массива, также обнаруживаются скарны с наложенной оловянно-сульфидной минерализацией. Некоторые из исследованных кварц-турмалиновых и хлоритово-сульфидных зон по условиям образования приближаются к проявлениям касситерит-силикатной формации, однако перспективы их до конца не ясны.

Материалы по глубинному строению площади Баджальского рудного района показывают значительное увеличение мощности земной коры (до 40 км) при резком возрастании "гранитного" (15—18 км) и "базальтового" (20—22 км) слоев. По направлению к северу, видимо, происходит плавное уменьшение мощности земной коры. Некоторые рудные узлы расположены уже на склоне Амуро-Тугурского "мантийного вала" при мощности земной коры, приближающейся к 32 км [80] или к 34 км [4].

ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКИЙ РАЙОН

Приурочен к одноименной вулканогенной впадине, расположенной на юго-западном окончании Малохинганского вулканического пояса. В отличие от Баджальской, эта впадина заложена на кристаллическом основании и возникла в связи с блоковыми перемещениями, вызванными активизацией в раннем мелу Хинганской зоны разломов [56]. Вулканическая деятельность в районе началась с излияния лав андезитов и андезито-базальтов (изотопный возраст около 135 млн. лет), объединяемых в станолирскую свиту. Комагматичные этим эффузивам мелкие тела габброидов, монцонитов и гранитов известны севернее в пределах Тырминской впадины. Завершается первый этап магматизма излиянием незначительного количества лав кислого состава солонечной свиты (124—126 млн. лет; [159]).

Следующий этап проявился формированием мощной толщи кислых эффузивов обманийской свиты. Возраст ее по флоре и радиологическим данным (109 млн. лет) — сеноманский. Породы характеризуются высокой железистостью (К = 0,87—1,00), низким содержанием извести и высоким—щелочей (около 7%; K_2O/Na_2O = 1,5) и глинозема. Преобладание пород кислого состава (9 : 1) указывает на внутрикоровую сиалическую природу очага.

Формирование вулканической постройки завершалось в позднем мелу излиянием лав риолитов, а в неогеновое время — базальтов и долеритов. Общая мощность вулканогенных пород Хингано-Олонойской впадины достигает 2400 м.

Оловорудные месторождения района приурочены к системе субширотных разрывных нарушений, наиболее крупным из которых является Хинганский разлом [46], контролирующий штоки рудоносных калиевых гранит-порфиров (поздняя фаза). Г.В. Иициксон с соавторами [56] на территории района выделили различные типы оловянной минерализации: кварц-топаз-турмалиновый, грейзеновый, кварц-серицит-флюоритовый, кварц-хлоритово-сульфидный и деревянистого олова, которые объединяются Е.В. Быковской [19] в единый бор-фтор-оловянный комплекс. Преобладающими промышленными типами месторождений являются кварц-серицит-флюоритовый и кварц-хлоритово-сульфидный. Морфология рудных тел сложная. Преобладают трубообразные и реже встречаются жилообразные рудные зоны, которые контролируются брекчиями гранит-порфиров, липаритов или брекчиями сложного состава. Размах оруденения сотни метров и нижний предел его в настоящее время не установлен. По

мнению Н.П. Емельянова [46], месторождения Хингано-Олонойского района и отдельные рудные тела на их площади локализуются в зонах долгоживущих глубокопроникающих разрывов, на участках их пересечения с поперечными разрывами, в связи с чем характеризуются большим размахом минерализации по вертикали.

Как и другие оловорудные районы, Хингано-Олонойский район расположен на участке остаточного гравитационного минимума, указывающего на интенсивную относительную гранитизацию пород фундамента. Мощность земной коры здесь, по данным Ю.И. Бакулина и Г.Е. Усанова [4], не превышает 38 км.

ДУССЕ-АЛИНСКИЙ РАЙОН

Расположен в западной части Среднего Приамурья в пределах Дуссе-Алинской вулканической зоны, локализованной в непосредственной близости от стыка мезозойской складчатой системы с жесткой Буреинской плитой. Эта зона представляет интенсивно эродированный купол, в котором обнажаются нижний структурный этаж складчатого основания и плутонические породы, образующие крупный Дуссе-Алинский гранитоидный массив. Эффузивная фация гранитоидов — андезиты и перекрывающие их липариты обнажаются лишь вблизи юго-западной границы Дуссе-Алинского гранитного батолита (см. рис. 12). Эффузивы по стратиграфическому и структурному положению сопоставимы с эффузивами лакского и баджальского комплекса, а граниты — с батолитовыми гранитами Баджальского района [97]. Однако они отличаются меньшей щелочностью (6,8% против 7,8%) и более высокой известковистостью. Эти различия магматических пород, расположенных в блоках с примерно одинаковой (около 40 км) мощностью земной коры и близкими соотношениями в них базальтового и сиалического слоев, можно объяснить более глубокой эрозией участков. Если в Баджальской зоне обнажены самые верхние части гранитного батолита, обогащенные щелочами, кремнеземом и летучими компонентами, то в Дуссе-Алинской зоне на дневную поверхность выведены его глубинные участки. Проявления андезитового магматизма в этой зоне так же, как и в Баджальской, приурочены к ее периферии, особенно к юго-западной, где предполагается ступенеобразное уменьшение мощности земной коры, наиболее значительное (до 32 км) вблизи Сулукского разлома (см. рис. 12).

Рудная минерализация приурочена преимущественно к эндо- и экзоконтактам Дуссе-Алинского массива. В северной части и вдоль западной его кромки находятся вольфрамово-оловянные месторождения (Среднеиппаткинское, Мерекское, Серегектинское и др.) кварцево-жильного и грейзенового типов, в которых рудные тела представляют прожилковые и сетчато-прожилковые зоны и небольшие жилы, сложенные кварцем, мусковитом, флюоритом и редко турмалином. В них присутствуют касситерит, вольфрамит, арсенопирит, молибденит, висмутин и другие рудные минералы. При разрушении месторождений образовались россыпи, эксплуатировавшиеся в прошлом. Месторождения приурочены к цепочкам мелких тел мелкозернистых лейкократовых пород дуссе-алинского комплекса.

Мощность земной коры Дуссе-Алинского района на участке сочленения Чегдомынского поднятия и Урмийского прогиба, осложненного Тастахским глубинным разломом, не превышает 35—36 км (см. рис. 9). Мощность "базальтового" слоя приближается к 18 км, а гранито-гнейсового —

к 10—12 км. В гравитационном поле он характеризуется локальным минимумом, соответствующим интенсивной относительной гранитизации. Возможно, район представляет собой блок, сходный с Баджальским, но в значительной мере эродированный.

ЭЗОПСКИЙ РАЙОН

Приурочен к восточному флангу Умлекано-Огоджинского вулканогенного пояса, контролируемого Южно-Тукурингрским разломом, и расположен в западной части близширотной зоны Ниланского антиклинория. Верхнемеловые вулканогенные породы — липариты, их туфы и в меньшей степени подстилающие андезиты и андезито-дациты, общей мощностью около 1600 м, а также прорывающие их интрузии эзопских гранитоидов, с которыми связывается оруденение, слагают горстообразный блок хр. Эзоп. В пределах этого сооружения вулканиты выполняют кальдерные депрессии и образуют интрузивно-экструзивные купола.

Наиболее основные разности магматических пород — андезиты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры (70—102 млн. лет) — развиты преимущественно в западной части Эзопской интрузивно-вулканической зоны. Это породы нормального петрохимического ряда (сумма $Na_2O + K_2O$ в андезитах около 5 вес.%, в гранодиоритах около 6%) калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O = 1—0,8$) серии, умеренно глиноземистые.

Преобладают среди магматических пород района кислые разности (соотношение со средними 8 : 1) второго этапа (70—90 млн. лет). Эффузивная фация — обманийская свита представлена кристаллолипаритами и их туфами в нижней части разреза и лавами липаритов в верхней. В интрузивной фации — роговообманково-биотитовые граниты и гранит-порфиры. Последние часто слагают экструзивные тела с переходами к покровным липаритам. По химизму это нормальные (сумма щелочей 6,5—7 вес.%) породы калиево-натриевой серии, умеренно глиноземистые. Более высокой щелочностью (до 7,5%) характеризуются широко распространенные среди гранитов аплитовые разности.

В пределах рудного района известны проявления оловянной, олово-вольфрамовой, молибденовой и полиметаллической минерализации различных генетических типов. Размещение проявлений подчиняется горизонтальной и вертикальной зональности по отношению к гранитным массивам.

Касситерит-грейзеновые жилы и прожилковые зоны с вольфрамитом и молибденитом, а также касситерит-кварцевые жилы располагаются в эндо- и экзоконтакте эзопских гранитов и в апикальных частях их куполовидных выступов. На удалении от гранитоидных массивов среди кислых эффузивов формируются месторождения касситерит-сульфидной формации с хлоритом и стильпномеланом, кварцем и турмалином. Однако наличие топаза (хотя и в небольших количествах) может свидетельствовать о более высокотемпературном происхождении руд. Об этом свидетельствует и относительно близкое положение гранитов, интрудирующих эффузивную толщу (не более 600 м).

Олово-сульфидная минерализация на площади Эзопского рудного района встречается и за пределами эффузивных полей в подстилающих осадочных породах. Прожилково-вкрапленная минерализация с примесью касситерита, молибденита и вольфрамита подчиняется близширотным разломам.

Глубину формирования оруденения в пределах Эзопского рудного района установить трудно в связи с высокой степенью эрозии рудных

тел, но размах рудной минерализации был, вероятно, значительным, так как этой минерализацией затронуты толща эффузивов и подстилающие палеозойские осадочные породы.

Эзопская оловоносная зона, особенно ее продуктивная часть, приурочена к блоку земной коры, мощность которого составляет 40–42 км [4]. В геофизических полях ей соответствует обширная площадь разуплотненных пород, характеризующаяся гравиметрической отрицательной аномалией [80], продолжающейся на юге в Баджальском антиклинории, а на севере сливающейся с Ям-Алинской полосой отрицательных гравиметрических аномалий. Все обнажающиеся на поверхности интрузии эзопских гранитов, судя по гравиметрическим данным, на глубине объединяются в один крупный плутон.

КОМСОМОЛЬСКИЙ РАЙОН

Комсомольский рудный район с его оловянными месторождениями касситерит-силикатно-сульфидной формации расположен восточнее Хингано-Баджальской вулкано-интрузивной зоны на сочленении Баджальского антиклинория и Горинского синклинория. Он приурочен к участку проявления крупных региональных разломов меридионального, широтного, северо-западного и северо-восточного направлений, секущих Горинский синклинорий (см. рис. 12). В то же время он близко подходит к "уступу" так называемого "мантийного Амуро-Тургурского вала".

Район сложен терригенными юрскими толщами, перекрытыми верхнемеловыми вулканитами и прорванными Чалбинским верхнемеловым гранитоидным массивом.

Известны оловорудные месторождения — зоны турмалинитов меридионального направления, секущие как юрские песчанико-сланцевые отложения, так и перекрывающие их меловые вулканиты и, видимо, связанные с глубинными резервуарами растворов. Это уже характерные представители касситерит-силикатно-сульфидной группы с комплексными олово-вольфрам-полиметаллическими рудами.

В последнее время выявлены и молибденовые зоны, видимо, более ранние, чем оловоносные, и связанные с другим комплексом пород. Таким образом, район характеризуется многометальной минерализацией, связанной с различными комплексами магматических пород.

Вопросам геологии и рудоносности Комсомольского района посвящены многочисленные публикации, в том числе монографические сводки [42, 88, 33]. В геологическом строении Комсомольского района (рис. 15) участвуют два структурно-формационных комплекса: юрско-раннемеловой терригенно-осадочный и позднемеловой вулканогенный. Осадочные и вулканогенные породы прорваны позднемеловыми интрузивами гранитоидов. В неогеновое и четвертичное время сформированы покровы базальтов, а также рыхлые отложения.

Юрско-раннемеловой комплекс расчленяется на четыре крупных седиментационных ритма, каждый из которых начинается песчаниками и заканчивается тонкозернистыми отложениями – алевролитами, иногда кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Суммарная мощность отложений комплекса в Комсомольском районе составляет 3000–3500 м. Эти отложения смяты в складки северо-восточного направления в предсенонскую фазу складчатости.

Позднемеловой комплекс характеризуется развитием кислых осадочно-вулканогенных пород, заполняющих приразломные вулканические прогибы.

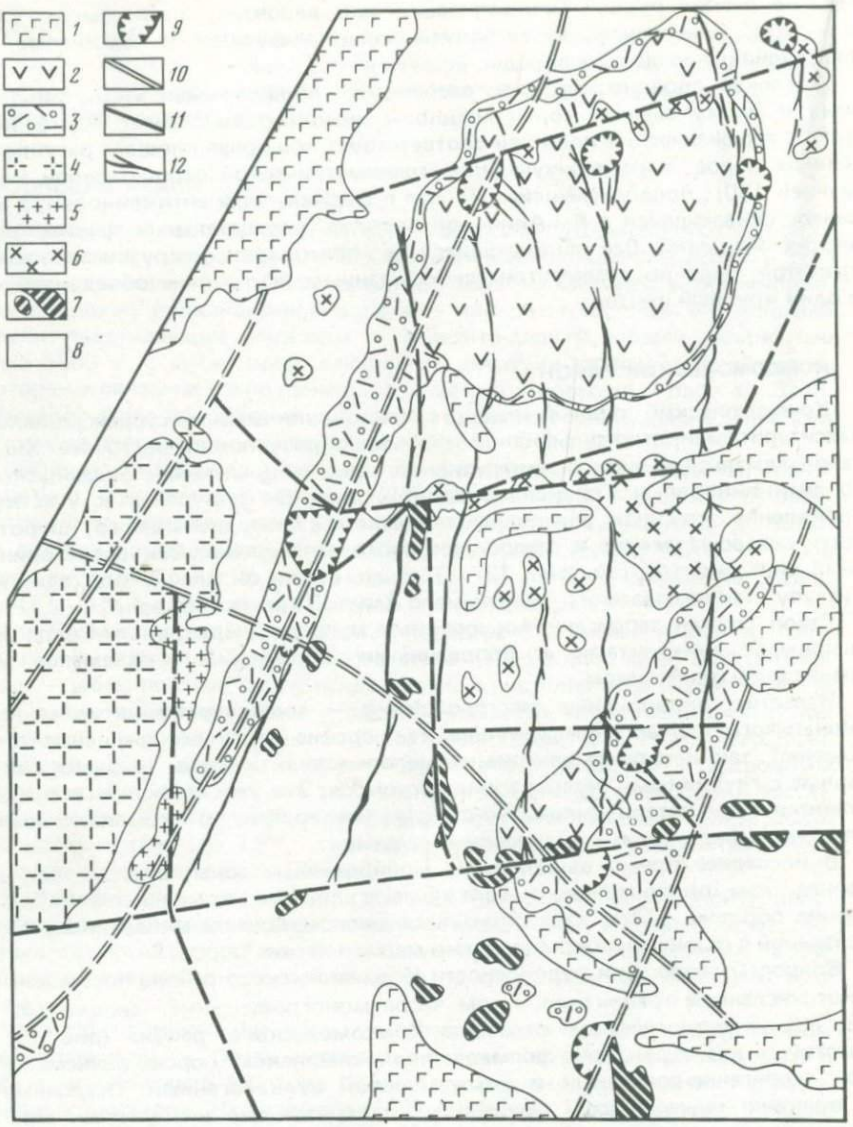


Рис. 15. Геологоструктурная схема Комсомольского рудного района

1 — неогеновые покровы базальтов; *2* — верхнемеловые андезиты и их туфы амутской свиты; *3* — верхнемеловые туфы кварцевых порфиров и туфоконгломераты холдаминской свиты; *4* — крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты; *5* — пироксенсодержащие граниты, Чалбинский массив; *6* — интрузивные породы силинского комплекса; *7* — интрузивные породы пурильского комплекса; *8* — юрские осадочные породы; *9* — палеоцентры верхнемелового эффузивного магматизма; *10* — долгоживущие разломы глубинного заложения; *11* — прочие магмоконтролирующие разломы; *12* — основные рудоконтролирующие структуры

С более поздними субширотными разломами глубокого заложения связано формирование кальдерных депрессий, выполненных верхнемеловыми андезитами и их туфами.

Важнейшими структурными элементами Комсомольского района являются разломы различных направлений: северо-восточного, широтного и северо-западного. Главные разломы были заложены еще на геосинклинальном этапе и определили образование опущенного блока с накоплением флишоидных юрских отложений, а позднее наложенных вулканических впадин и локализацию интрузивных и рудных проявлений. На месте главного опущенного в юрское время блока в дальнейшем образовалось сводовое поднятие, в пределах которого и локализовались главные оловорудные месторождения. На их локализацию оказали влияние меридиональные разломы — проекции скрытого трансструктурного разлома (левого сдвига) фундамента, который определил S-образный флексурный изгиб юрских складок, меняющих над ним направление от регионального северо-восточного до близмеридионального. Повторные движения по меридиональным разломам определили образование устойчивых рудоносных зон с многостадийной минерализацией. Ось этого поднятия плавно погружается в северо-восточном направлении.

Образование сводового поднятия сопровождалось подновлением многих ранее заложенных тектонических структур: северо-восточных, ограничивающих сводовое поднятие с запада и востока, и вмещающих приразломные вулканические впадины и чалбинские гарниты; широтных, вдоль которых последовательно происходит образование кальдерных депрессий, внедрялись гранитоиды повышенной основности и изливались неогеновые базальты; северо-западных, сопровождавшихся мелкими интрузиями калиево-натриевых гранитоидов; близмеридиональных, рудоконтролирующих. О древнем доинтрузивном заложении и длительном существовании, в частности, близмеридиональных разломов, отражающих расколы фундамента, свидетельствуют: локальный изгиб складок от регионального северо-восточного до близмеридионального [88]; присутствие в них даек диоритов и диоритовых порфиритов, отходящих от основных широтных массивов; размещение подавляющего большинства зон кварц-турмалиновой минерализации.

Структурное положение района близ Амуро-Тугурского "мантийного вала" и на пересечении крупнейших региональных и трансструктурных разломов обусловило разнообразие магматических пород — сочетание магматизма фемического и сиалического профиля и сопутствующей минерализации.

Самыми ранними (альб—сеноман, 100—120 млн. лет) являются калиево-натриевые липариты (туфы липаритов) и комагматичные им гранодиориты и граниты пурильского комплекса [40, 41]. Они известны в южной части района, где по геофизическим данным предполагается некоторое уменьшение мощности земной коры.

В породах определено высокое содержание меди (до 100 г/т), молибдена и олова (до 5 кларков), установленное никель-кобальтовое отношение (2,2) может указывать на глубинность магматической выплавки. По направленности петрохимической эволюции (рис. 16) и по геологическому положению пурильский комплекс может рассматриваться как аналог лакского комплекса Баджальской зоны.

Вышележащие калиевые липариты, липарито-дациты и их туфы совместно с калиевыми липаритовыми порфирами выделяются в составе холдаминского вулканического комплекса. От пород описанного пурильского комплекса их отличают, кроме калиевости, более низкое никель-кобальто-

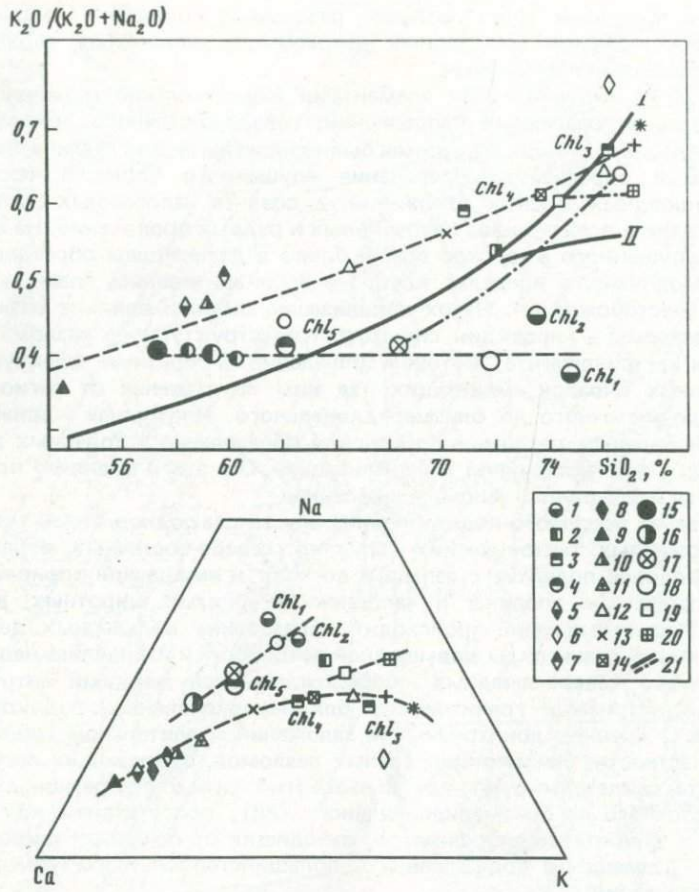


Рис. 16. Соотношение щелочей в вулкано-плутонических комплексах Комсомольской вулканической зоны

1–4 — холдаминская свита: *1* — отложения 1-й и 2-й пачек — эффузивная фация пурильского комплекса, 2 — экструзивные разности, *3* — отложения 3-й и 4-й пачек, *4* — отложения 5-й пачки; *5–8* — амутская свита: *5* — нижняя пачка, *6* — маркирующий горизонт, *7* — верхняя пачка, *8* — экструзивные разности; *9–14* — интрузивная фация силинского комплекса: *9* — габбро, *10* — диориты, *11* — гранодиориты, *12* — аплиты, *13* — пироксенсодержащие граниты, *14* — мелкозернистые биотитовые граниты; *15–18* — интрузивная фация пурильского комплекса: *15* — кварцевые габбро, *16* — диориты, *17* — гранодиориты, *18* — плагиограниты и граниты; *19, 20* — интрузивная фация чалбинского комплекса: *19* — крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты, *20* — мелкозернистые биотитовые граниты; *21* — эволюционные линии магматических комплексов: *I* — линия средних составов пород нормального ряда, по Дэли, *II* — линия гранитов аплита

вое отношение, пониженное содержание меди (до 20 г/т) и повышенное — свинца. Отложения холдаминского комплекса развиты в основном в центральной части района. Остатки покровов их установлены непосредственно в пределах Центрального сводового поднятия. Перерыв в формировании комплексов — членов единой орогенной формации — отмечен мощным (до 200 м) горизонтом конгломератов в основании третьей пачки холдаминской свиты, а по данным изотопного K-Ar возраста [14] и флористи-

ческих определений (апт и сеноман—сенон) он мог составлять около 20 млн. лет.

С новым этапом тектонической активности (сенонский по флористическим, 95—85 млн. лет по радиологическим данным [133]) связано формирование андезито-трахиандезитовой и соответствующей ей габбро-гранодиорит-гранитной монцонитоидной формаций. Основные вулканические центры в это время существовали в северной части района в пределах компенсационного вулканогенного прогиба — Амутской мульды, где излились андезиты амутской свиты. Положение их контролировалось пересечением разломов северо-восточного и субмеридионального направлений (см. рис. 15). Смена сиалического магматизма на фемический может быть объяснена миграцией фронта магмообразования [53]. В пределах вулканической зоны андезит-трахиандезитовый магматизм проявился на границе блока повышенной мощности коры с "мантийным" валом. В наибольшей близости к "валу" — на крайнем северо-востоке района располагался вулкан Ветвистый; в составе брекчий, выполняющих жерло вулкана, обнаружены типичные трахиандезиты и породы, близкие шошонитам.

Эффузивная фация комплекса представлена андезитами амутской свиты, наибольшая мощность отложений которой в районе превышает 1500 м. Это породы, относительно недосыщенные щелочами при незначительно повышенном содержании калия и пониженном (более чем на 1%) — натрия (см. рис. 16). Эта особенность химизма отчетливо прослеживается и в интрузивной фации, представленной монцонитоидными габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитами, сформированными в результате последовательных внедрений расплава, дифференцировавшегося в магматическом очаге. В целом комплекс рассматривается как монцонитовый [132] или латит-трахилипаритовый [5]. Для пород характерно повышенное против кларка содержание олова, бора, ванадия и пониженное — цинка. В андезитах и габбро, кроме того, понижено содержание кобальта, а в гранодиоритах и гранитах повышены содержания всех элементов группы железа. Повышены содержания этих элементов также в биотитах и акцессорных магнетитах изученных пород. В последних отмечены включения хром-ванадиевых минералов, а в породах установлен акцессорный хромит. Акцессорные гранаты, присутствующие в андезитах и интрузивных разностях, характеризуются повышенным (до 6%) содержанием пироповой компоненты. Все это указывает на вероятность заложения магматического очага в пределах базальтового слоя земной коры. О глубинности источника магмы свидетельствует также (по геофизическим данным) наличие в центральной части Амутской мульды протяженных столбообразных тел андезитового и андезито-базальтового состава.

По-видимому, завершается этап мезозойского магматизма в районе становлением Чалбинского массива калиевых гранитов, расположенного на окраине Комсомольского рудного района. Данные по распределению остаточных аномалий силы тяжести показывают резко выраженный минимум в месте его локализации. По структурному положению, по петро- и геохимическим признакам границы чалбинского плутонического комплекса относятся к гранитовой формации, по В.Л. Масайтису с соавторами [87]. Глубина заложения магматического очага оценивается в 15—17 км, а глубина становления массива около 5 км.

Закончилась магматическая деятельность в кайнозойское время, когда в условиях консолидированного фундамента и более высокой жесткости земной коры возникали глубинные разломы, контролировавшие трещинные излияния базальтовых расплавов. Бо́льшая часть базальтов и долеритов по химическому составу относится к натриевым разностям и лишь

небольшие жилы содержат калий и натрий примерно в равных количествах [96]. Последние являются поздними образованиями. Резкая недосыщенность кремнеземом, повышенная щелочность (нормативный нефелин), а также преимущественно натриевый характер указывают на глубинный источник базальтовой магмы.

К рудной минерализации раннего этапа рудообразования относятся проявления молибдена, которые на площади района изучены еще недостаточно. В южной части района прожилки и мелкие жилы кварца с молибденом связаны с штоками гранитоидных массивов калиево-натриевой серии. В пределах Солнечного месторождения вскрыта молибденовая минерализация в своеобразном парагенезисе с кварцем, полевым шпатом (ортоклаз, андезин), биотитом, апатитом, висмутином, арсенопиритом и золотом в виде жил и прожилков, обособляющихся в широкую полосу северо-западного (в отличие от близмеридиональной касситерит-турмалиновой зоны) направления. Установлено, что молибденсодержащие прожилки секутся касситерит-кварцевыми. С глубиной количество молибденсодержащих жил и прожилков увеличивается вместе с увеличением их мощности. Возможно, имеет место не только другой этап, но и другой ярус рудной минерализации.

Устанавливается проявление различных типов оловянной минерализации. Рудопроявления Чалбинской площади по своим генетическим признакам сопоставляются с месторождениями касситерит-кварцевой формации. Их характеризуют высокие температуры (до 550—600°), образование этих рудопроявлений связано с пневматолитово-гидротермальными растворами сложного состава, относительно высокой концентрации и повышенной кислотности.

Оловорудные месторождения центральной части района (главный оловоносный этап) расположены в протяженных близмеридиональных зонах дробления, отражающих влияние глубинного меридионального раскола фундамента. В периферических частях района, а также в полях развития верхнемеловых вулканитов зоны приобретают северо-западное простирание. Рудоконтролирующие зоны дробления проявлены в сложных сериях сближенных трещин и имеют большую мощность (до 100 м), но лишь вдоль основного рудопроводящего канала в этих зонах локализовались выдержанные мощные тела турмалинитов, которые по восстанию переходят из юрских терригенных пород в вулканиты. Рудная минерализация в кварц-турмалиновых зонах связана с повторными приоткрываниями трещин, благодаря чему последовательно проявились касситерит-кварцевые и кварц-сульфидные и прожилковые зоны.

Оловорудные месторождения образовались из гидротермальных растворов при температурах не выше 450° С даже на самых глубоких разведанных горизонтах рудных зон. На месторождениях установлены вертикальная геохимическая и температурная зональности. Температуры верхней галенит-сфалеритовой минерализации в головной части оловоносных зон равны примерно 300° С, преобладающая ниже по падению зон пирротин-халькопиритовая минерализация имеет около 350° С, для более глубинной кварц-касситеритовой ассоциации выявлена температурная зональность отложения. На вертикальном интервале около 600 м общее понижение температуры отложения касситерита составляет примерно 100° С (450° С ниже уровня рудных тел и около 350° С в переходной касситерито-сульфидной зоне). Температурный градиент на месторождениях примерно равен 15° С на 100 м.

Оловоносные жилы образованы из растворов натриево-хлоридного состава относительно небольшой концентрации (до 6,0 вес.%) и нейтральной

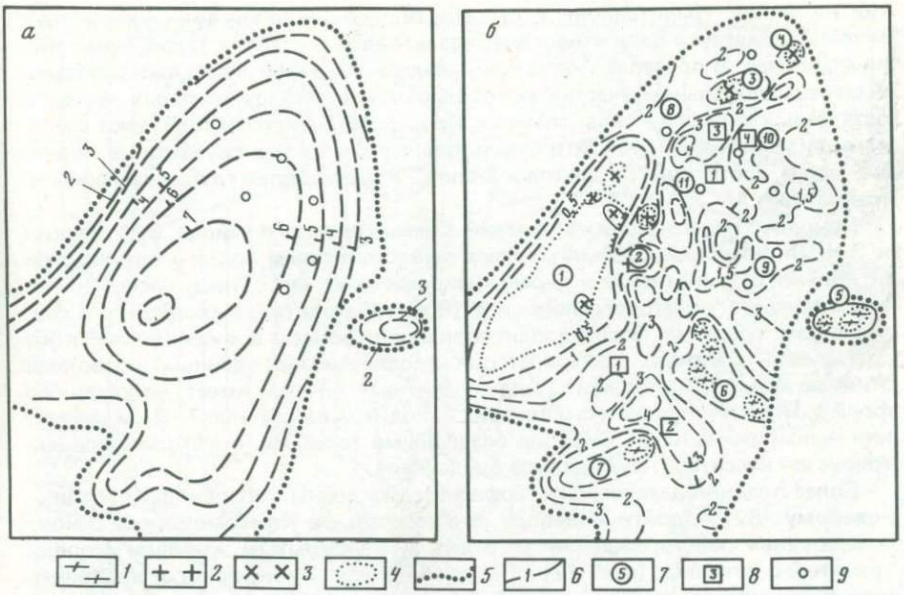


Рис. 17. Объемное строение Комсомольского гранитного плутона: *а, б* — схема изогипс: *а* — подошвы, *б* — кровли (по [80])

1 — чалбинские и близкие им по составу граниты; *2* — анакские лейкограниты и интрузивные кварцевые порфиры; *3* — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; *4* — границы интрузивных тел гранитоидов на земной поверхности; *5* — контур надинтрузивной зоны Комсомольского плутона под вмещающими породами; *6* — изогипсы кровли и подошвы плутона, от уровня земной коры (в км); *7* — купола (1—7) и купольные структуры (8—11) кровли гранитного плутона: 1 — Чалбинский, 2 — Сектахский, 3 — Лево-Хурмулинский, 4 — Верхнетолоканский, 5 — Пурильский, 6 — Курмиджанский, 7 — Верхнепохинский, 8 — Чалбинско-Хермулинская, 9 — Центральная, 10 — Восточно-Амутская, 11 — Солнечная; 8 — прогибы кровли плутона: 1 — Амутско-Будюрский, 2 — Элиберданский (первого порядка), 3 — Западно-Амутский, 4 — Перевальный (второго порядка); *9* — месторождения олова касситерит-силикатно-сульфидной формации

реакции (pH 6,6—6,8). Признаки пневматолитовых растворов установлены только на глубоких и самых верхних горизонтах месторождений.

Наибольший вертикальный размах минерализации характерен для рудных тел в вулканитах Амутской мульды, которые, наращивая разрез, имеют большую мощность и на интервале до 1000 м рассекаются минерализованными зонами. Верхние горизонты вулканогенной толщи, представленные андезито-базальтами, как установлено, не затронуты постмагматическими процессами, в связи с чем можно предполагать, что минерализованные зоны достигали горизонтов, близких к поверхности (порядка 300—400 м), и опускались на глубину 1000 м и более. Видимо, существовал благоприятный уровень, определяемый общими и локальными термическими условиями, которые создавались интрузивными куполами.

Данные геофизических исследований показывают, что на площади Комсомольского рудного района выделяется локальный блок значительной активности кислого магматизма. Причем северо-западная и северная части района находятся в области резко выраженной гравитационной ступени, отвечающей переходу от зоны отрицательных к положительным значениям остаточных аномалий силы тяжести. Геологически это проявляется в разви-

тии на линии гравитационной ступени обширных полей вулканитов андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава, а также субвулканических тел. В пределах Амутской кальдеры гравиметрическими работами выделены локальные участки резко выраженных положительных значений остаточных аномалий силы тяжести. Пространственно они совпадают с жерлами андезитовых и андезито-базальтовых палеовулканов, которые корнями могут достигать "базальтового слоя" и даже более глубоких горизонтов мантии.

Природу геофизических аномалий Комсомольского района С.М. Бескин и Э.Н. Лишневский [10] объясняют существованием под его территорией не только разуплотненных (гранитизированных) масс, но и расслоенного аляскит-лейкогранитового лополита (криптобатолита), выходящего в современном срезе на более эродированных участках в виде Чалбинского гранитного массива. Интерпретация геофизических данных позволила этим авторам предположить, что гранитный плутон имеет уплощенную форму. Нижняя поверхность плутона находится на глубине 7–9 км, а верхняя – погружена на 2–3 км под осадочными толщами, в которых концентрируется касситерит-сульфидное оруденение.

Более поздняя детализация геофизических данных позволила Э.Н. Лишневскому [82] подойти к выводу, что известные в Комсомольском районе оловорудные месторождения тяготеют к невскрытым куполам кровли гранитного плутона (рис. 17). По мнению Э.Н. Лишневского, подавляющее большинство месторождений локализуется над пологими склонами куполов с удалением вверх от кровли гранитов приблизительно на 1–2,5 км. Небольшая часть месторождений располагается над крутыми склонами.

ЯМ-АЛИНСКИЙ РАЙОН

Ям-Алинский район, хотя и относится территориально к Приохотской подобласти, по условиям формирования геологических структур и, прежде всего, вулканических зон приближается к описанным выше рудным районам Среднего Приамурья. Он расположен в западной части Амгунского синклинория, выполненного юрскими морскими терригенными, часто флишоидными, отложениями суммарной мощностью до 10 тыс.м (рис. 18). На дислоцированных отложениях юры близ горизонтального залегания находятся позднемеловые вулканиты, выполняющие Нимелен-Селемджинскую вулкано-тектоническую депрессию. Состав вулканитов изменяется от андезит-дацитового в основании разреза до липарит-дацитового и липаритового в его верхней части. Общая мощность вулканогенной толщи достигает 2000 м.

Интрузивные образования представлены массивами раннемеловых роговообманково-биотитовых гранитов–гранодиоритов и позднемеловыми гранитоидами, по-видимому, комагматичными вулканогенному комплексу пород. Позднемеловые гранитоиды образуют мелкие штокообразные, межпластовые и трещинные тела биотит-роговообманковых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит- и гранит-порфиров трех последовательных фаз внедрения.

Оловянное оруденение в районе сконцентрировано в основном в пределах Сорукан-Селемджинской оловоносной зоны и Ассыни-Кумусунского оловоносного узла. Сорукан-Селемджинская зона приурочена к тектонической зоне, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль юго-западной границы вулкано-тектонической депрессии. Оруденение представлено преимущественно хлоритовым типом касситерито-силикат-

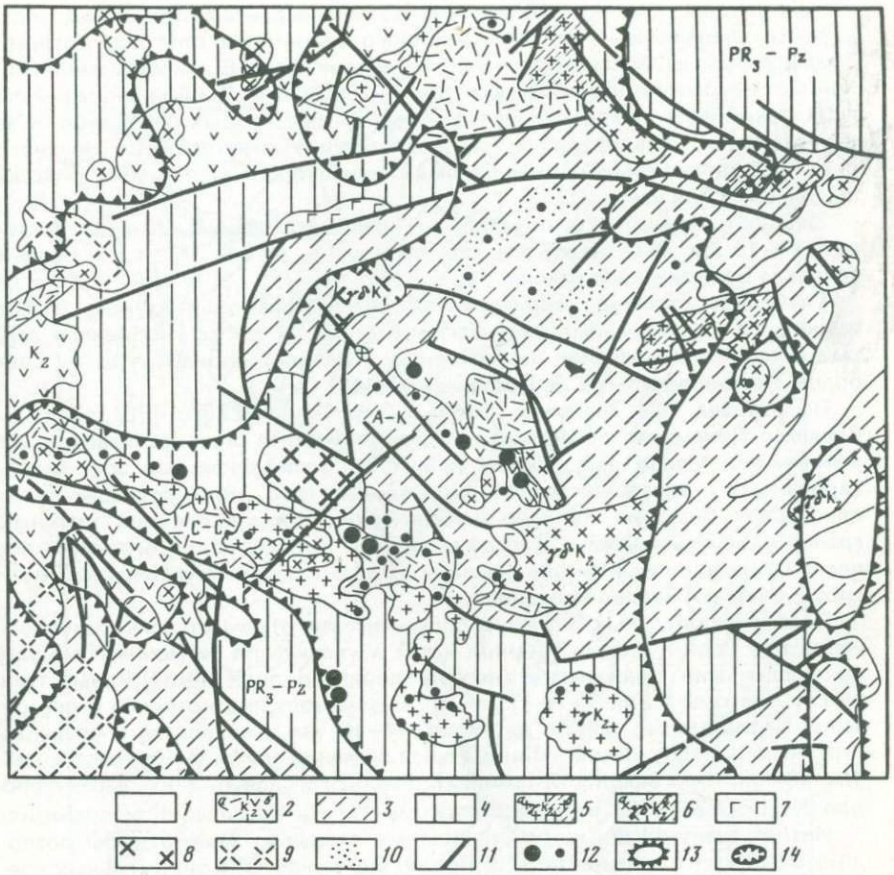


Рис. 18. Схема геологического строения Ям-Алинского района и Эзопской оловоносной зоны

1 — четвертичные отложения; *2* — верхнемеловые вулканиты: *а* — кислого состава, *б* — среднего состава; *3* — юрские терригенные отложения; *4* — верхнепротерозойские и палеозойские осадочно-метаморфические и осадочные отложения; *5, 6* — позднемеловые: *5* — а — граниты и *б* — субвулканические липариты, *6* — *а* — гранодиориты и *б* — субвулканические дациты; *7* — диориты; *8* — раннемеловые граниты, гранодиориты; *9* — палеозойские гранитоиды; *10* — ореолы ороговикования; *11* — тектонические нарушения; *12* — *а* — месторождения и *б* — рудопроявления олова; *13* — локальные гравитационные максимумы; *14* — локальные гравитационные минимумы; оловоносные зоны: *С–С* — Сорукан-Селемджинская, *А–К* — Ассыни-Кумусунская

ной формации и локализуется в юрских осадочных отложениях и меловых вулканитах.

Верхняя граница формирования оруденения достигала уровня около 2 км от бывшей поверхности — оруденение продолжается в вулканитах, вплоть до толщи липарито-дацитов и липаритов (район месторождения Сорукан). Характерно развитие приповерхностных фаций — вторичных кварцитов с халцедоновидным кварцем и алунитом (участок Широкий). Вертикальный интервал распространения оруденения на месторождении Сорукан превышает 440 м.

Особенности глубинного строения района на основании гравиметри-

ческих данных (см. рис. 18) и плотностных характеристик пород определяются наличием на глубине крупного гранитного плутона, который продолжается к Эзопской оловоносной зоне и далее. В наиболее интенсивной части аномалии находятся почти все известные в Ям-Алинском районе и Эзопской зоне выходы гранитов и ореолы биотитовых роговиков. К ее ответвлениям, фиксирующим соответствующие ответвления гранитного плутона, приурочены Сорукан-Селемджинская оловоносная зона и Ассыни-Кумусунский узел.

Мощность гранитного плутона по гравиметрическим данным достигает 10—15 км [82], мощность земной коры — 42 км [4], т. е. близки таковым Баджальского района.

Глубинное строение территории Среднего Приамурья изучено слабо: имеются данные гравиметрии, магнитометрии, а также глубинного сейсмического зондирования по профилю Комсомольск-на-Амуре — Свободный, составленному С.В. Потапьевым [113].

По данным И.И. Шапочки [167] и Э.Н. Лишневского [80], площадь Среднего Приамурья представляет собой обширный блок гравитационных минимумов. Особо выделяются минимумы антиклинальных зон, ориентированных в северо-восточном направлении (рис. 19) и совпадающих с площадями развития вулкано-плутонических комплексов или крупных гранитоидных интрузий. С запада на восток этот мегаблок ограничен полями гравитационных максимумов, соответствующих Буреинскому прогибу и Средне-Амурской впадине.

Поля отрицательных значений силы тяжести отмечают зоны разуплотнения или "гранитизации" земной коры и увеличения ее мощности. Судя по морфологии Баджальского гравитационного поля, интрузивные тела на глубине объединяются в крупный плутон, толщина которого в осевой части Баджальского хребта достигает 14—16 км и находится в пределах "гранитного" слоя Земли. Минимальное значение глубины "гранитизации" (до 10 км) при мощности гранитизированного слоя 6—8 км характерно для Комсомольского района, расположенного в краевой части поднятия.

Интерпретация данных по глубинному строению земной коры позволяет считать, что мощность ее в Приамурье меняется в значительных пределах. Так, В.В. Онихимовский [99] для Комсомольского района определяет суммарную мощность земной коры в 32—34 км, при мощности "гранитного" слоя 14 км, а "базальтового" — 18—20 км. Для Баджальского района палеозойской складчатости, по данным В.В. Онихимовского, общая мощность земной коры резко возрастает, достигая 40—42 км при возрастании "гранитного" слоя до 18 км и "базальтового" до 20—24 км. Эти данные сопоставимы со схемой глубинного строения Приамурья (рис. 20), составленной при анализе блоковых морфоструктур Ю.И. Бакулиным и Г.Е. Усановым [4]. На схеме отчетливо выделяется Тугуро-Амурский "мантийный" или "базальтовый" вал, в пределах которого мощность земной коры не превышает 33—34 км. К западу от локального подъема поверхности Махоровичича в Амурской впадине, к которой примыкает Комсомольский район, общая мощность земной коры [163, 6, 8] составляет 35—40 км, в том числе "гранитного" слоя 10—16 км и "базальтового" слоя 20—25 км.

Рассматривая природу Амуро-Тугурского "мантийного" вала, с которым совпадают аномалии повышенных значений силы тяжести, Э.Э.Фотиади [163] указывает, что этот вал соответствует Уссури-Охотской депрессионной зоне, которая характеризуется уменьшением мощности земной коры до 32 км, при мощности коры в окружающих структурах 35—42 км. В пределах депрессии поднимается граница Конрада и резко увеличивает-

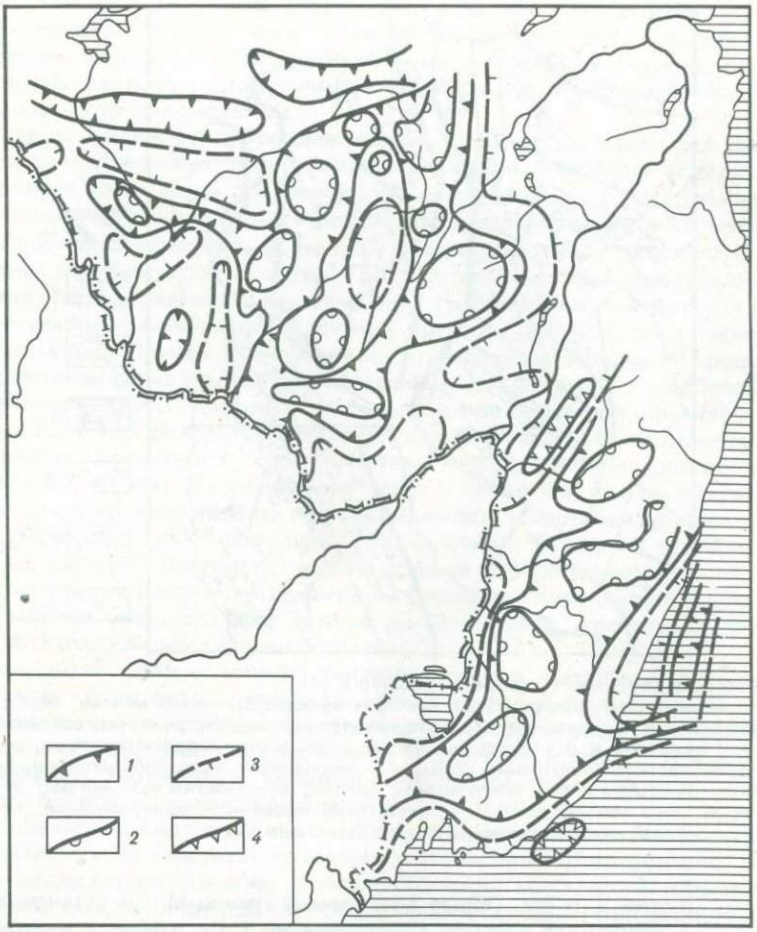


Рис. 19. Схема элементов глубинной тектоники юга Дальнего Востока (по данным [80])

1 — зоны относительной гранитизации; *2* — участки наиболее интенсивной относительной гранитизации; *3* — зоны относительной базификации; *4* — участки наиболее интенсивной относительной базификации

ся мощность "базальтового" слоя, прежде всего за счет уменьшения гранитного слоя. Видимо, в этом прогибе проявлена интенсивная базификация (или растяжение?) земной коры, что находит отражение в широком проявлении базальтового вулканизма, захватывающего территории, расположенные близ Уссури-Охотской депрессии.

Более определенно о строении земной коры в области Буреинского массива и его восточного обрамления можно судить по широтному профилю ГСЗ (см. рис. 9) Свободный – Комсомольск-на-Амуре [113]. Характеризуя этот профиль, следует подчеркнуть неоднократное смещение геофизических границ по разломам.

Общая мощность земной коры на переходе от Буреинского массива около 38 км, в том числе "базальтового" слоя около 10 км, "метадиоритового" примерно 10 км, "гранитного" до 15 км и "вулканогенно-оса-

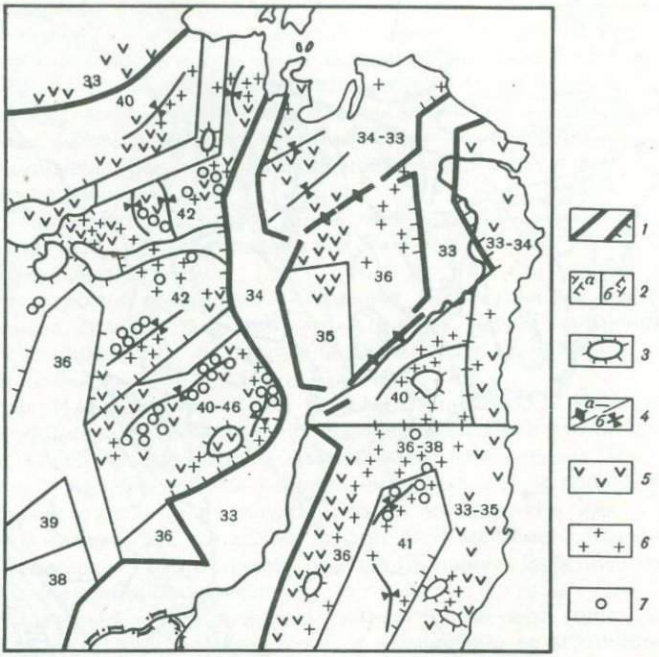


Рис. 20. Схема глубинного строения Приамурья [4]

1 — крупные морфоструктуры, соответствующие выступам мантии, бергштрихи на участках крутых склонов; *2* — второстепенные морфоструктуры, соответствующие: *а* — выступам и *б* — погружениям; *3* — локальные морфоструктуры, соответствующие участкам уплотнения коры; *4* — морфоструктуры, соответствующие: *а* — линейным выступам и *б* — погружениям мантии; *5* — участки вулканизма; *6* — участки гранитного магматизма; *7* — проявления оловянной минерализации, числа — величины средней мощности земной коры в блоках (в км)

дочного" около 3–5 км. Общее воздымание границ М и К устанавливается в зоне Буреинского прогиба. Одновременно здесь отмечается встречное опускание границы фундамента вдоль Ургальского разлома вследствие увеличения мощности вулканогенно-осадочного чехла и некоторого уменьшения мощности "гранитного" слоя. Скачок всех геофизических границ с подъемом верхней и нижней границ "гранитного" слоя, значительное увеличение мощности "базальтового" и "метаандезитового" слоев почти до 30 км сопровождаются ступенеобразным опусканием границы М на 8 км, отмечающимся по восточному обрамлению Буреинского прогиба (Тастахский разлом). Эта же зона характеризуется проявлением повышенных гравитационных аномалий вследствие воздымания границ М и К.

Далее к востоку отмечается новое погружение геофизических границ с увеличением мощности коры до 40 км (Урмийский прогиб). "Гранитный" слой, или фундамент, выходящий на этом отрезке на дневную поверхность, представлен палеозойскими отложениями, слагающими в основном хр. Дуссе-Алинь; мощность "гранитного" слоя составляет 15–18 км, "метаандезитового" и "базальтового" — 20–22 км. Соответственно происходит общее погружение геофизических границ М и К. Далее к востоку в области Горинского синклинория, где общая мощность земной коры составляет около 35 км, более мощным становится осадочно-вулка-

ногенный слой (до 8 км), уменьшается мощность "гранитного" слоя (до 5 км) за счет встречной вогнутости поверхности фундамента, выпуклости кровли "базальтового", "метаандезитового" слоев и границы М. В целом начинается "базальтовый" вал, который, возможно, является одним из факторов, определяющих локализацию рудных районов. Общая мощность коры около 35 км.

Анализ сведений по строению земной коры на площади Среднего Приамурья подтверждает геологические данные о блоковом строении территории и неоднородности блоков, что выражается в их значительных различиях геофизических характеристик. Материалы гравиметрических исследований показывают, что в целом Хингано-Охотской сводово-глыбовой системе соответствуют обширные поля остаточных гравитационных минимумов, рассматриваемые как площади гранитизации, с которыми совпадают участки интенсивных поднятий хребтов [80]. К этим площадям, как правило, приурочена оловянная минерализация, однако продуктивность отдельных ее участков резко отлична, как различны и преобладающие генетические типы оловорудных проявлений. Вероятной причиной этого могут быть как различные мощности земной коры, так и связанные с ней мощности "гранитного" слоя: участкам повышенной мощности земной коры (40—46 км) и "гранитного" слоя (10—15 км) соответствуют площади развития мало перспективных мелких по масштабам месторождений касситерит-кварцевой формации (Баджальский, Эзопский, Ям-Алинский рудные районы), благоприятные же условия для формирования крупных месторождений касситерит-силикатной формации появляются на участках уменьшения мощности земной коры до 32—34 км и "гранитного" слоя до 10 км (Комсомольский рудный район).

Завершая характеристику Хингано-Охотской системы, следует подчеркнуть, что ее своеобразие состоит в интерференции субширотных монголо-охотских и субмеридиональных сихотэ-алинских тектонических направлений, обусловивших блоковую структуру Среднего Приамурья и особенности геохимии и металлогении поперечных отрезков линейной Сихотэ-Алинской складчатой области.

Особенности металлогении, а также петрохимии вулканитов (основные разности на северной половине Восточно-Азиатской области) позволяют предполагать влияние Монголо-Охотских сооружений фемического типа, слагающих их фундамент. Оруденение и основные вулканиты Сихотэ-Алинского пояса как бы трассируют скрытое положение Монголо-Охотской эвгеосинклинали с ее специфическими металлогеническими и петрохимическими особенностями. В противоположность северной, южная половина области характеризуется ярко выраженным сиалическим профилем — развитием кислых вулкано-интрузивных комплексов с оловом, вольфрамом, редкими элементами.

Отмечается дробное мозаичное блоковое внутреннее строение как северной, так и южной половины области, что отражено в металлогенических схемах Е.А. Радкевич и в схемах глубинного строения Ю.И. Бакулина. Блоки, ограниченные системами закономерно ориентированных разломов, имеют форму прямоугольников, ромбов поперечником в десятки километров. Они отличаются по типам магматических пород и рудных месторождений, что может косвенно указывать на неоднородность земной коры и мантии. Различны они по составу фундамента, подстилающего геосинклинально-складчатые комплексы, а также по глубине эрозионного среза. Вопрос об особенностях глубинного строения земной коры и тем более мантии этих блоков до конца не ясен, и можно высказывать лишь предположения.

Развитие открытых глубинных разломов определяло подъем магмы к поверхности и в приповерхностные горизонты, что и обусловило широкое развитие вулкано-плутонических комплексов, которые сохранились от эрозии в силу относительно слабых восходящих движений этой территории.

Для большей части зон и блоков, особенно южной половины области, характерна общая закономерность изменения состава вулканических и интрузивных пород во времени — от пород повышенной основности натриевого ряда к преобладающим кислым калиевого ряда и снова к породам основного состава. Эта петрохимическая "волна" с гомодромным в начале и антидромным в конце развитием вулкано-интрузивных комплексов свидетельствует об изначальном поступлении основных подкоровых или зарождавшихся в "базальтовом" слое магм, которые при взаимодействии с сиалической корой и в результате дифференциации давали кислые расплавы, служившие главными источниками олова при образовании месторождений в основном касситерит-кварцевой формации и полиформационных комплексов с типами, переходными к касситерито-сульфидным, располагающимся зонально относительно гранитных массивов.

Поздний этап формирования вулкано-интрузивных комплексов характеризуется относительно слабым проявлением основных пород (андезитов, базальтов), что, возможно, связано с опусканием разломов на большую глубину, причем иногда происходит чередование основных лав с подчиненными кислыми, очевидно за счет периодического поступления магмы и из верхних промежуточных очагов. Наверное с этим этапом (или с его началом?) связано проявление наиболее крупных касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, приуроченных к выдержанным глубинным разломам.

Связать особенности металлогении, петрохимии магматических пород с положением глубинных границ, а также с данными гравиметрических и магнитных аномалий пока весьма трудно. В качестве вывода следует, что месторождения касситерит-кварцевой формации приурочены к областям гравитационных отрицательных аномалий, фиксирующих положение скрытых гранитных массивов. Для поднятых блоков характерен относительно глубокий срез с проявлением высокотемпературных кварцевых и кварц-полевошпатовых жил (Иппатинское, Мерекское месторождения). В менее поднятых блоках — например, Хингано-Олонойского прогиба — встречаются месторождения, непосредственно связанные с вулканитами. Таково Джалиндинское с его колломорфными желваками деревянистого олова в лавах, образованного за счет олова, заключенного в самих вулканитах. Менее тесную, скорее всего парагенетическую связь с вулканитами показывают сидерофиллит-касситеритовые рудные тела Хинганского месторождения, ассоциирующие с субвулканическими некками и взрывными брекчиями. Они формировались в устойчивых магмо- и рудопроводящих каналах, возникших на пересечении разломов и представляющих "отдушины", длительно сообщавшиеся с глубинным магматическим резервуаром. Специфическая оловоносность вулкано-интрузивных комплексов Хингано-Олонойского района объясняют заимствованием олова из более древних палеозойских толщ и рудопроявлений фундамента, распространяющегося от Буреинского массива. Влияние буреинского сиалического фундамента на появление позднемезозойских оловоносных вулкано-плутонических комплексов можно предполагать и для Эзопской рудоносной зоны.

Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации приуро-

чены к крупным региональным разломам типа глубинных сдвигов, отраженных в верхних горизонтах в флексурообразном изгибе слоев и в серии параллельных (в Комсомольском районе меридиональных) устойчивых трещин. Значительное протяжение минерализации по вертикали (больше километра, включая непродуктивную часть) при сохранении основных формационных черт обусловлено предрудным прогревом этих зон поступающими из глубин растворами. Изменение состава по восстанию самих рудных тел: олово и вольфрам — медь — свинец и цинк показывает единство и непрерывность потока растворов, протекающих на фоне повторных тектонических подвижек, которые определяли смену минеральных ассоциаций. Проведенные детальные и тонкие минералогические исследования позволяют воссоздать эволюцию растворов в связи с изменением физико-химических условий минералообразования и тектонического режима развития трещин. Источники растворов, вероятно, располагались на глубинах 1,5—2 км в пределах интрузивного массива, верхние выступы которого вскрываются вдоль разломов в виде тел диоритов и гранодиоритов.

Особенностью глубинного строения района является близость его к так называемому базальтовому Амурскому валу, отмеченному подъемом границы "базальтового" слоя и мантии, активизацией неогенового базальтового вулканизма и проявлениями вдоль разломов ртути.

Глава 5

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ И ЕГО ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

К востоку от Приамурья расположена Сихотэ-Алинская геосинклинальная система, ограниченная на юго-западе Ханкайским массивом, сходным с Буреинским.

Хангайский массив — древний структурный элемент, расположенный на границе мезозойской и позднегерцинской складчатых областей (см. рис. 1). Его можно считать типовым для изучаемого региона: возрастные и структурные взаимоотношения образований его фундамента изучены лучше, чем в других срединных массивах, а докембрийские толщи достаточно уверенно сопоставляются с докембрием Алдано-Станового щита и его складчатого обрамления и хорошо параллелизуются с докембрием кристаллических массивов как северо-восточной Маньчжурии, так и юга советского Дальнего Востока.

Структурная природа Ханкайского массива трактуется по-разному. Некоторые исследователи (Н.П. Васильковский, Г.С. Гнибиденко) рассматривают его как ядро роста в пределах Сихотэ-Алинской области, другие (А.М. Смирнов, Н.Г. Мельников) — считают его одним из остаточных массивов северо-восточного выступа Китайской платформы, распавшегося в процессе активизации.

Ханкайский массив представляет собой многоярусное тектоническое сооружение, в котором выделяются фундамент, чехол и зоны активизации (рис. 21). Фундамент (нижний структурный этаж) состоит из трех ярусов: раннеархейского, среднепротерозойского и позднепротерозойского-кембрийского.

Породы нижнего архейского яруса обнажаются преимущественно на севере массива. Они входят в состав матвеевской и ружинской свит и вышележащей тургеневской свиты. В основании этой серии [146] выде-

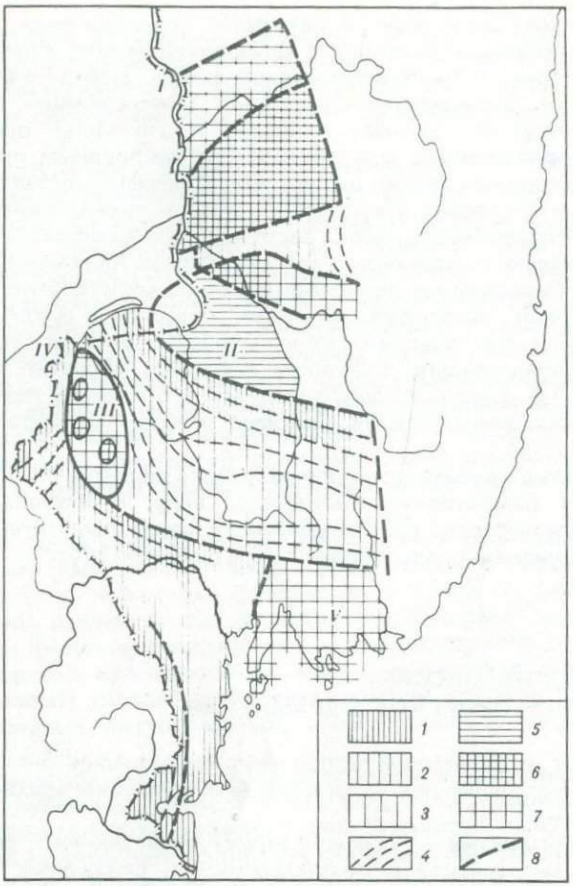


Рис. 21. Структуры фундамента Ханкайского массива и его складчатого обрамления *1–4* — поздние протерозойские–кембрийские: *1* — эвгеосинклинальные, *2* — миогеосинклинальные, *3* — нерасчлененные, *4* — простирания структур; *5* — среднепротерозойские; *6, 7* — раннеархейские: *6* — выходящие на поверхность, *7* — скрытые на глубине: *I–V* — архейские глыбы: *I* — Уссурийская, *II* — Татьяновская, *III* — Западно-Ханкайская, *IV* — Краевская, *V* — Южно-Приморская, *8* — границы структур

ляется нижняя карбонатная толща. Эти образования мощностью до 9000 м сопоставляются с джелтулинской серией Алдано-Станового щита [146, 166]. Их раннеархейский возраст однако радиологически не подтвержден (единственная K-Ar датировка метасоматических пегматитов составляет только 1630 млн. лет), и многие считают их верхнеархейскими (?) — нижнепротерозойскими [89]. Малая, по геофизическим данным, мощность (порядка 20 км) "гранитного" слоя Ханкайского массива, возможно, свидетельствует, что в строении "базальтового" слоя участвуют более основные по составу породы — аналоги тимптонской и нижнележащих серий нижнего архея.

Нижний архей представлен биотитовыми, силлиманит-биотитовыми и пироксеновыми, в частности, гиперстеновыми, гнейсами, кварцитами, нередко с магнетитом и альмандином, основными и кислыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и кальцифирами. К ним

присоединяются также чарнокиты, эндербиты, эвлизиты, графитистые сланцы и др. [89]. Нижнеархейская толща, в целом относительно кислого состава, образовалась за счет песчано-глинистых, карбонатных, частично кремнистых и углеродистых отложений, кислых и, в меньшей мере, основных эффузивов. Породы регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой (местами до гранулитовой) фации (ханкайской температурной субфации, по Маракушеву) и соответствуют уровню глубинности, характеризующемуся давлениями порядка 5 кбар и температурами примерно 700° С. Местами проявлен диафторез.

К интрузивным породам относятся наиболее ранние габбро-нориты и гранодиориты нескольких генераций, начиная с биотитовых гнейсогранитов и завершаясь турмалиновыми аляскитами, образующими жильные тела. Преимущественно метаморфогенными являются жилы пегматоидов с характерным голубым кварцем. Часто проявлены интенсивная магматизация и гранитизация с образованием порфиробластических гранито-гнейсов.

Складчатость главным образом брахиформная: крупные купола осложнены по периферии складками высших порядков. Широко развиты будинаж и явления течения вещества.

Минерализация осадочная и метаморфогенная представлена проявлениями и месторождениями графита в гнейсах и сланцах, магнетита в кварцитах и проявлениями силлиманита в силлиманит-биотитовых сланцах и гнейсах, флогопита в доломитовых мраморах и скарнах, турмалина в гнейсах и сланцах и полевошпатового сырья в пегматоидах [146].

К среднепротерозойскому структурному ярусу относятся нахимовская и татьяновская свиты (свыше 3500 м), распространенные главным образом в средней части массива. Они граничат с нижнеархейскими толщами по крупному сбросу север-северо-западного простирания, протягивающемуся вдоль долины Уссури, но стратиграфические взаимоотношения нигде не наблюдались.

Среднепротерозойские свиты сложены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами, биотитовыми, диопсидовыми и диопсид-роговообманковыми сланцами с прослоями и линзами амфиболитов, мраморов, кальцифиров и графитисто-мусковитовых сланцев, однообразно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Эти породы, вероятно, образовались за счет песчано-глинистых отложений (гнейсы и сланцы) и мергелей (диопсидовые породы). Часть гнейсов, возможно, представляет собой измененные кислые эффузивы [146].

Магматизм очень слабо изучен. Наиболее ранние пластовые интрузивные тела сложены ортоамфиболитами, а с рвущими гранитами, вероятно, связана послойная мигматизация гнейсов нахимовской свиты. Все породы смяты в крупные брахиантиклинали с пологими крыльями, осложненные в сводовой части пологими же синклиналями и антиклиналями. Близ разломов падение доходит до 40–60°, и складки становятся коробчатыми, возможно, они являются штамповыми.

Породы нахимовской и татьяновской свит предположительно представляют собой метаморфизованные толщи древнего эффузивно-осадочного чехла. Фундамент (судя по отдельным выходам гранулитовых пород, раннеархейский) сохранил подвижность, вследствие чего чехол был смят в складки и метаморфизован. Единственная Rb-Sr датировка гнейсов нахимовской свиты (1517 млн. лет) отвечает низам рифея [78] – вероятно, несколько преуменьшена.

Минерализация в среднепротерозойских породах представлена первично-осадочными метаморфизованными борными проявлениями (тур-

малин) и графитом в кристаллических сланцах (графит нередко содержит ванадий в количествах, превышающих кларковые). Содержание Sn иногда доходит до $6{,}3 \cdot 10^{-4}$ % [148, 149]. С биотитовыми сланцами связано месторождение вермикулита.

Образование верхнего структурного яруса фундамента Ханкайского массива начинается со среднего рифея. Нижнерифейские толщи здесь отсутствуют и известны (краевский комплекс) лишь на небольшом участке к западу от массива (см. рис. 21). Верхний ярус слагают миогеосинклинальные средне-верхнерифейские, вендские и кембрийские толщи. Наиболее полные разрезы рифея и венда (4000–6000 м) обнажаются на севере, в бассейне р. Кабарги, и на юге – спасская, митрофановская, смольнинская, лысогорская и другие рудоносные свиты. Они сложены мусковитовыми, серицитовыми, хлорит-серицитовыми и графитовыми сланцами, аргиллитами и метапесчаниками с прослоями амфиболитов и мощными (до 500 м) пачками и линзами мраморов, доломитизированных известняков и доломитов. К ним присоединяются прослои фосфато-кремнистых пород, железо-марганцевых и марганцевых кварцитов рудоносной свиты, которые местами содержат значительные концентрации P, Fe, Mn [89]. Для секущих пегматитовых жил получены сходящиеся K-Ar и Rb-Sr датировки по мусковиту и рубеллиту: 635, 650 ± 50 и 635 млн. лет [89, 146].

Все толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В них внедрены самые ранние пластовые тела ортоамфиболитов, рвущие интрузии габброидов и наиболее молодые, поздне- или последокембрийские граниты.

Верхнепротерозойские толщи смяты в складки, простирающиеся согласно с более древними структурами, или они подчинены направлениям разломов, главным образом близширотным.

Нижнекембрийские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (до 6000 м) распространены на юге массива. Они, видимо, согласно залегают на верхнепротерозойских толщах. К нижнему кембрию относятся песчано-сланцевая толща, прохоровская и дмитриевская свиты и их аналоги в Вознесенской зоне. Выделяется также терригенно-эффузивная кнорринговская свита (эффузивы основного состава, рвущие базиты и гипербазиты), которая развита в узком приразломном прогибе. С гипербазитами связаны месторождения магнезита и талька.

Миогеосинклинальные толщи согласно перекрыты мощной (до 4500 м) молассой ранне-позднекембрийского возраста (меркушевская, медвежинская, реттиховская свиты). Выше лежат эффузивы среднего и преимущественно кислого состава (в том числе игнимбриты) липаритовой формации, широко развитые на самом юге массива и в Южно-Приморской зоне (Южно-Приморская архейская глыба; см. рис. 21). Они замещают по простиранию молассу, а Rb-Sr изохронный возраст их верхних горизонтов составляет 512 ± 47 млн. лет (поздний кембрий). Вместе с молассой вулканиты липаритовой формации представляют собой орогенные образования байкальского этапа, закончившегося очень поздно консолидацией фундамента Ханкайского массива.

Кембрийские толщи практически не метаморфизованы, смяты в открытые линейные складки в одном плане с верхнепротерозойскими. Они прорваны артемовскими, вознесенскими и шмаковскими (?) гранитоидами.

Минерализация рифейско-вендских образований представлена осадочными метаморфизованными месторождениями графита; месторождения железа типа железистых кварцитов (гематит, мартит, магнетит), марганца (родохрозит-силикатно-окисные руды) и фосфора (апатит, фосфорит)

осадочно-эксгаляционного генезиса приурочены преимущественно к венду. В вендских отложениях содержатся также рутиловые сланцы — древние титаноносные россыпи [173].

Кембрийские известняки служат материалом для цементных заводов, в них известны проявления бокситов, а в конгломератах молассы возможны оловянная и вольфрамовая минерализация. Эндогенные проявления связаны с пегматитами, содержащими мусковит, турмалин и редкометальные минералы.

Второй структурный этаж — среднепалеозойский чехол Ханкайского массива развит кое-где по окраинам массива и особенно в Южно-Приморской зоне. Разрез часто начинается конгломератами, выше лежат среднедевонские-нижнекарбоновые пестроцветные туфогенно-терригенные отложения люторгской свиты и шепелевской толщи (200—1200 м). Эти образования залегают с угловым несогласием на кембрийских и более древних толщах и прорывающих их гранитах. Выше лежит толща диабазов (400 м), возможно перекрываемая кислыми эффузивами с игнимбритами [53]. Все породы не метаморфизованы, залегают почти горизонтально или слегка наклонно.

Среднепалеозойские породы чехла, видимо, переходят по латерали в образования наложенной эвгеосинклинальной складчатой структуры Синегорья (юго-восток массива). Разрез здесь начинается с вассиановской свиты — песчаники, алевролиты и линзы известняков сероцветной морской формации (до 2600 м). Выше согласно залегают диабазы, спиллиты и алевролиты левочерниговской свиты (до 800 м) и светлояровская континентальная толща липаритов и их туфов (до 3900 м). Породы смяты в складки, особенно интенсивно в низах, и прорваны телами гранит-порфиров, гранитов, габбро и сиенитов.

К третьему структурному ярусу относятся маломощные морские пермские отложения, залегающие в узких наложенных прогибах, сформировавшиеся по время позднепалеозойской активизации Ханкайского массива, когда они приобрел современные очертания.

Для Ханкайского массива характерна северо-западная до близширотной ориентировка складчатых структур, поперечная структурам более молодой мезозойской складчатости. Предполагают, что продолжение древних структур трассируется далее к востоку в фундаменте мезозойского геосинклинально-складчатого комплекса. Такое положение структур подчеркивают и особенности магнитного поля.

Юго-восточная окраина Ханкайского массива выделяется как особая юго-восточная подзона, тяготеющая к западному структурному шву. Она заключает среднепалеозойские (?) и более молодые (вплоть до Mr) массивы гранитоидов. Эта зона характеризуется проявлением скарнов, свинцово-цинковой, железорудной, оловянной, вольфрамовой и другой минерализации. Зона отличается полициклическим оруденением, связанным с повторными гранитоидами палеозойского-мезозойского возраста.

В целом Ханкайский массив характеризуется несколько пониженной мощностью земной коры (до 32 км), что, видимо, обусловлено эрозией этого массива, который в прошлом длительное время представлял собой положительный структурный элемент и служил источником сноса и поступления материала в мезозойские геосинклинали. Наибольший прогиб поверхности геофизических границ наблюдается к югу и юго-востоку от оз. Ханка, что совпадает с положением рифейско-кембрийских миогеосинклинальных прогибов. Для всего ханкайского массива характерны более или менее параллельные изгибы главных поверхностей геофизических разделов.

Кровля "базальтового" слоя на Ханкайском массиве залегает на глубине 20 км согласно кровле и подошве земной коры. Блокам с наибольшей расслоенностью земной коры соответствуют и более неоднородные участки в верхней части разреза.

Кровля консолидированной коры на массиве поднимается в северном направлении и близко подходит к поверхности, а за Дмитриевским разломом залегает горизонтально на глубине 7 км. В отдельных блоках земной коры наблюдается резкое уменьшение мощности гранитно-метаморфического слоя за счет сокращения нижней толщи. Промежуточная граница раздела в нем смещена вдоль разломов по вертикали примерно на 4 км, что свидетельствует о глубоком развитии складчатости.

Из сопоставления разрезов ГСЗ и КМПВ [112] следует, что Спасской депрессии и Суйфунской впадине по глубоким горизонтам соответствует прогибание, вплоть до подошвы коры амплитудой до 5 км. Чкаловскому выступу фундамента отвечает уменьшение мощности гранитно-метаморфического слоя, который в Шмаковском куполе сокращается еще более.

Отношение мощностей гранитно-метаморфического и "базальтового" слоев на Ханкайском массиве составляет в среднем 1,75, что позволяет отнести земную кору к сиалическому типу.

О значительной эрозии Ханкайского массива в доверхнемеловое время можно судить по проявлению магматизма и минерализации сиалического профиля, характерных для умеренных глубин (граниты, пегматиты, грейзены, касситерито-кварцевые месторождения, скарны), выведенных на поверхность еще до формирования верхнемеловых отложений. В неогеновое время в связи с продолжающейся эрозией этих комплексов происходило образование россыпей олова, залегающих под плиоценовыми базальтами.

На древние образования Ханкайского массива налагались верхнемеловые и палеогеновые кислые вулканиты, приуроченные к близширотным зонам и неогеновые-четвертичные базальты, слагающие обширное плато. В южном направлении происходит погружение общего комплекса массива (как и в его северной части) с опусканием поверхности М до 35 км.

Можно предположить, что древние комплексы Ханкайского массива продолжаются к юго-западу и юго-востоку под палеозойскими и более молодыми образованиями Южно-Приморской зоны.

Данные по смежным районам позволяют расширить и углубить представление о составе и структуре фундамента Ханкайского массива и о его положении среди близлежащих срединных массивов и обрамляющих складчатых структур. Так, цепочка островных холмов в долине Уссури, в которых обнаруживаются нижнеархейские образования, соединяет северо-запад Ханкайского массива с восточными частями Кентэйского и других массивов, а многочисленные выходы докембрийских пород протягиваются в сторону Краевской глыбы (см. рис. 2). Выходы разновозрастных докембрийских образований, аналогичных докембрию Ханкайского массива, установлены на самом юге Южно-Приморской зоны и, наконец, Хорский выступ сложен в значительной мере породами, аналогичными верхнеархейским образованиям станового комплекса. Судя по находкам гранулитовых пород на западном склоне выступа, верхний архей обрамляет с востока раннеархейскую глыбу и, возможно, лежит в основании восточного складчатого обрамления Ханкайского массива.

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что строение фундамента всех срединных массивов юга Дальнего Востока очень близко. В состав фундамента входят нижне- и верхнеархейские, среднепротерозойские и верхнепротерозойско-кембрийские толщи. Окончательное ста-

новление фундамента происходило, хотя и не одновременно, но в течение байкальского этапа. Начало формирования чехла, видимо, везде относится к девону, а конец ("верхний чехол") — к кайнозою. Кайнозой является временем накопления "верхнего чехла" массивов, когда отлагались толщи Зея-Буреинской и Ханкайской равнин. Однако затухающая активность проявлялась и в палеогене и неогене, когда в наложенных впадинах шло накопление мощных угленосных осадков и внедрялись интрузии щелочных базальтоидов.

ПОГРАНИЧНАЯ ЗОНА

На западе к Ханкайскому массиву прилегает Пограничная зона палеозойской складчатости, отделяющая его от Кентэйского древнего массива. Эта зона сложена терригенно-вулканогенными породами нижнего палеозоя, в составе которых существенную роль играют основные вулканиты, регионально метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

Пограничная зона была отнесена С.С. Зиминым к Раздольно-Туманганской складчатой области. Зона характеризуется минимальной мощностью земной коры (30–32 км), наибольшей мощностью "метабазальтового" слоя (20 км) и наименьшей "гранитно-метаморфического" (8 км). По С.С. Зимину, эти черты определяются преимущественно основным составом метаморфических пород нижнего палеозоя, а также длительной эрозией. Зубчатый характер сочленения этой зоны с древними массивами (рис. 22), а также относительно пологая складчатость позволяют считать, что эта геосинклиналь была наложена на кристаллический докембрийский фундамент. В пермское время эта геосинклиналь была расчленена на ряд структурно-формационных зон с мантийным магматизмом и проявлением массивов ультраосновных пород. Эта зона заключает проявления Cr, Mo, Pb, связанные с палеозойскими и мезозойскими интрузивами.

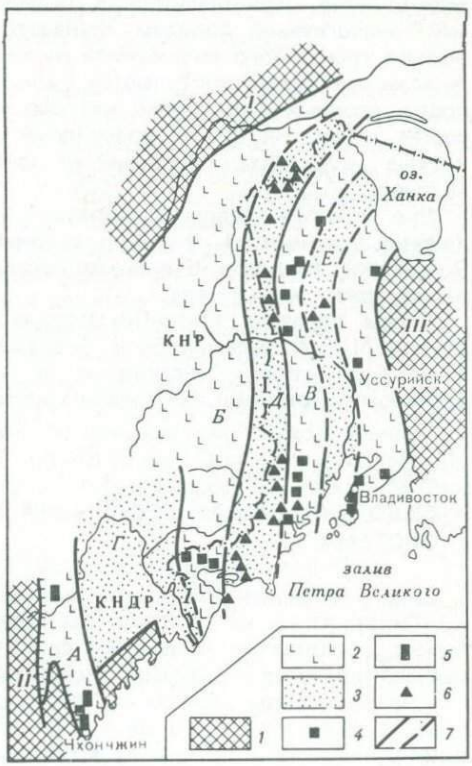


Рис. 22. Схема структурно-фациальных зон Раздольнинско-Туманганской области

1 — кристаллические массивы: *I* — Кентэйский, *II* — Сино-Корейский, *III* — Ханкайский; *2* — зоны эвгеосинклинального магматизма: *А* — Чхончжинская, *Б* — Хасанская, *В* — Барабашская; *3* — зоны миогеосинклинального типа: *Г* — Туманганская, *Д* — Погран-Петровская; *Е* — Раздольнинская; *4* — дуниты и габброиды; *5* — дуниты и гарцбургиты; *6* — никеленосные кортландиты и габброиды; *7* — границы структурно-фациальных зон: *а* — установленные и *б* — предполагаемые

ЮЖНО-ПРИМОРСКАЯ ЗОНА

Ориентирована в широтном направлении, диагонально к главным мезозойским тектоническим элементам. На севере она ограничивает Ханкайский массив, видимо, развиваясь на его погруженном фундаменте. Эта зона характеризуется развитием палеозойских, а местами и докембрийских (?) осадочно-метаморфических толщ и интрузивных пород, а также крупных массивов палеозойских и мезозойских гранитоидов. Она отделена от Ханкайского массива широтной депрессией, где обнажаются наземные осадочные и вулканогенные толщи триаса, юры, мела, палеогена и неогена, а также поздненеогеновых базальтов, слагающих обширные поля. Депрессия следует вдоль серии близширотных трансструктурных разломов.

В Южно-Приморскую зону на востоке входят южная часть Сихотэ-Алинского антиклинория, антиклиналь Муравьева-Амурского полуострова. На юге Южно-Приморской зоны у побережья протягивается древнее поднятие, в котором вскрываются комплексы осадочно-метаморфических докембрийских и нижнепалеозойских пород, массивы древних высокоглиноземистых гранитов (Таудеминский). Возраст двух образцов гранитов Таудеминского массива, отобранных М.А. Евлановой и определенных K-Ar методом (514 и 710 млн. лет), свидетельствует о принадлежности их к докембрию. Докембрийскими являются и габброиды, ксенолиты которых встречены в гранитах. В гранитах встречаются также многочисленные крупные и мелкие ксенолиты амфиболитов, кристаллических сланцев и порфиробластических гнейсов, аналогичных породам фундамента Ханкайского массива. K-Ar возраст гранатового амфиболита из ксенолита равен 622 млн. лет [90]. В этом же районе встречаются блоки среднедевонских красноцветных пород, сходных с породами, которые на Ханкайском массиве входят в состав чехла. На севере упомянутой широтной депрессии обнажаются кислые вулканиты, сходные с позднекембрийскими Ханкайского массива.

Для зоны в целом характерно распространение континентальных (частью угленосных) фаций и отложений неглубокого моря и рифов. Возрастной диапазон охватывает осадки девона — нижнего карбона, перми, триаса, юры и мела.

Таким образом, Южно-Приморская зона представляется как близширотный диагональный блок. Она развивалась на погруженном фундаменте Ханкайского массива и в девоне, очевидно, представляла собой южную окраину Ханкайского массива.

Глава 6

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Сихотэ-Алинская складчатая мезозойская система протягивается вдоль хр. Сихотэ-Алинь на 1300 км при ширине 200 км. Геосинклиналь, возможно, образовалась на древнем фундаменте вдоль разломов северо-восточного направления в среднепалеозойское время.

Уже на раннем геосинклинальном этапе развития Сихотэ-Алинская область была расчленена на несколько структурно-формационных зон, разделенных глубинными разломами. С запада на восток это зоны: Западных прогибов Сихотэ-Алинского антиклинория, Сихотэ-Алинского синкли-

нория и Прибрежного поднятия. Эти зоны протягивались вдоль всей системы, кроме Прибрежного поднятия, которое срезается под острым углом береговой линией. Продолжение его, очевидно, ранее уходило на северо-восток, в область, занятую ныне Японским морем. На различные структурные элементы наложен вдоль разлома верхнемеловой—палеогеновый вулканический пояс, протягивающийся вдоль побережья.

При значительном протяжении геологическое строение структурно-формационных зон и всей системы Сихотэ-Алиня меняется различно в его звеньях. Выделяются отрезки Сихотэ-Алинской системы: Южный, Средний и Северный с прилегающей областью Нижнего Приамурья.

В Сихотэ-Алинской системе, как и в описанной Хингано-Охотской, проявлена поперечная металлогеническая зональность. Изменение типа пород Сихотэ-Алинской системы с юга на север подчеркивается магнитными аномалиями (смена отрицательных аномалий на положительные) и отражено в повышении основности вулканитов в вулканогене.

В дальнейшем мы остановимся на южной части Сихотэ-Алинской системы, наиболее изученной в геологическом и металлогеническом отношениях.

Ранний эвгеосинклинальный комплекс вскрывается на юге Сихотэ-Алиня в зоне Главного Сихотэ-Алинского антиклинория, где развиты толщи аспидной формации и перекрывающие мощные терригенно-вулканогенные отложения, в основном верхнепалеозойского возраста. К пермскому времени относится образование двух поясов гипербазитов, приуроченных к глубинным разломам с мелкими телами ультраосновных пород. На мезозойском этапе преобладали терригенные толщи с подчиненными вулканогенно-кремнистыми породами, в зонах поднятий — с известняками.

Структурно-формационные зоны разделяются крупными разломами: Центральным Сихотэ-Алинским, Восточным, Прибрежным и Береговым (рис. 23, см. вкл.), ориентированными в северо-восточном направлении. Эти нарушения имеют сдвиговую природу [51, 152]. Они ориентированы не строго параллельно, а причленяются под острыми углами, что определяет клиновидную форму ограниченных ими структурно-формационных зон.

Как показано В.П. Уткиным, левосторонние сдвиги и оперяющие их косоориентированные разломы предопределили не только ограничение структурно-формационных зон, но и развитие магматизма и локализацию месторождений (рис. 24, см. вкл.). Наибольшую концентрацию гранитные массивы получают вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома, где они сопровождаются высокотемпературными оловянно-вольфрамовыми, а также редкометальными месторождениями. Гранитоиды располагаются в ядрах антиклиналей, ориентированных косо к Центральному Сихотэ-Алинскому и Восточному разломам (сдвигам) и секутся ими. Ограниченный Центральным разломом антиклинорий представляется, скорее, как горстообразное поднятие. Воздымание его определило широкое развитие в современном врезе нижних частей разреза.

Далее коротко характеризуются структурно-формационные зоны.

ЗОНА ЗАПАДНЫХ ПРОГИБОВ

Зона Западных прогибов, включающая Нижне-Бикинский и Алчанский прогибы, сложена пермскими, триасовыми и верхнеюрскими осадочными породами и верхнемеловыми кислыми вулканитами. Эта зона представляет, по-видимому, прогнутую часть Ханкайского массива и имеет синклинорную структуру: пермские отложения на крыльях, мезозойские, глав-

ным образом триасовые, в осевой части. С запада она ограничена Западным структурным швом и приуроченными к нему палеозойскими гранитоидами шмаковского комплекса, с востока — разломом, отделяющим эту систему прогибов от Сихотэ-Алинского антиклинория. В современном рельефе эта зона представляет собой депрессию, выполненную позднечетвертичными отложениями и местами верхнемеловыми вулканитами. Из-за развития мощных толщ рыхлых отложений эндогенные месторождения почти не известны. Они вскрываются главным образом на крыльях структуры, особенно на восточном крыле, вдоль этого разлома, где в связи с телами гранитов и фельзитов известны проявления олова и ртути. Разлом трассируется зоной высоких магнитных аномалий и пониженными значениями по сравнению с Ханкайским массивом.

ЗОНА СИХОТЭ-АЛИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Сихотэ-Алинский антиклинорий в геологоструктурном и металлогеническом отношениях мало изучен. Нет ясности и в представлениях о его стратиграфии, что обусловлено скудостью фаунистических находок. Фауна встречена в относительно редких карбонатных отложениях, не всегда имеющих ясные взаимоотношения с преобладающими вулканогенно-терригенными отложениями. Общая мощность вулканогенно-осадочного слоя в антиклинории составляет более 10 км [1]. Находки карбоновой микрофауны в карбонатных породах (самаркинская и маляновская свиты) позволили в свое время все метаморфизованные терригенно-кремнистые отложения этой зоны отнести к палеозою. Предполагалось, что под карбонатными отложениями залегают более древние образования девона, силура и ордовика. Однако в последнее время появились находки мезозойской фауны в толщах осадков, ранее относимых к среднему и верхнему палеозою, что потребовало пересмотреть возраст антиклинория. Высказывается предположение об аллохтонном залегании пород, содержащих палеозойскую фауну. Все это затрудняет определение границ антиклинория. Условно к антиклинорию относят узкий горстообразный блок северо-северо-восточного направления, ограниченный глубинными разломами. Центральный разлом отделяет антиклинорий от Главного Сихотэ-Алинского синклинория.

В пределах антиклинорного блока, особенно в его восточной части, развиты и мезозойские (T—J) отложения, продолжающиеся и далее к востоку в область синклинория. Косое расположение складчатых структур по отношению к Центральному структурному шву и к общей ориентировке Сихотэ-Алинского антиклинория подчинялось разломам, оперяющим Центральный сдвиг. Таким образом, на обширной площади к западу от Центрального разлома распространены мезозойские осадки, и в Целом об этой области можно говорить как об обширной геосинклинали, существовавшей со среднего палеозоя и расчлененной на складчатом этапе серией блоков.

В Сихотэ-Алинском антиклинории выделяются два позднепалеозойских (пермских) гипербазитовых пояса. В последнее время установлены юрские породы меймечит-пикритовой формации — производные более глубоких зон верхней мантии.

Таким образом, в Сихотэ-Алинской эвгеосинклинальной зоне устанавливаются повторные проявления ультраосновного магматизма вдоль глубинных продольных разломов.

На пересечении продольных глубинных разломов с поперечными локализуются юрские массивы щелочных пород — производных ультраосновной

магмы (Кокшаровский, Погский), сопровождаемые титановой, редкоземельной и редкометальной минерализациями. Щелочные базальтоиды распространены и в западной части Сихотэ-Алинского синклинория.

В металлогеническом отношении область антиклинория слабо изучена из-за плохой обнаженности. Здесь известны проявления никеля, редких металлов, олова, вольфрама.

Глубинная структура антиклинория характеризуется несколько большей мощностью земной коры по сравнению с Ханкайским массивом. В ней вдоль разломов наблюдаются уступы геофизических границ с опусканием их и границы М. По магнитометрическим данным область антиклинория отличается пониженными магнитными аномалиями. Повышенные магнитные аномалии характерны для разломов, вмещающих тела ультрабазитов, а также для Центрального структурного шва, заключающего массивы гранитоидов. Севернее широты бухты Светлая намечается разкое изгленение магнитного поля — проявление положительных магнитных аномалий (рис. 25, см. вкл.).

ЗОНА СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Сихотэ-Алинский синклинорий замыкается в юго-западном направлении сближением ограничивающих его Центрального и Прибрежного разломов и расширяется на северо-восток. Сложен синклинорий в основном юрскими и меловыми терригенными отложениями. Отмечается общее воздымание синклинория к северу (бассейн р. Арму и севернее), что определяет выход на поверхность юрских отложений. Юрско-триасовые отложения вскрываются и близ Прибрежного антиклинального поднятия, на восточном крыле синклинория. На востоке поле осадочных пород обрамляется поясом вулканитов кислого состава верхнемелового—палеогенового возраста. Эти же вулканиты по разломам распространяются и далее к западу, вплоть до Центрального шва. По данным ГСЗ (рис. 26, см. вкл.), область синклинория характеризуется увеличением мощности земной коры. Ограничивающие его Восточный и Центральный разломы проникают до поверхности на глубину 35—40 км и отмечены гравитационными ступенями. Магнитное поле близко к нулю. Гравитационные аномалии на большей части синклинория отрицательны. Локальные положительные гравитационные аномалии, вероятно, соответствуют "зонам поднятий домезозойского фундамента".

Зона синклинория, как и другие структурно-формационные зоны, разделена на блоки поперечными разломами. Геофизическими данными устанавливаются вертикальные перемещения по этим разломам с изменением положения фундамента геосинклинально-складчатой области.

В развитии структур синклинория и его складок важную роль играли левосторонние сдвиги, детально изученные В.П. Уткиным. Ограничивающий синклинорий Центральный Сихотэ-Алинский разлом является крупным сдвигом, который протягивается в северо-восточном направлении 20—25° более чем на 700 км (см. рис. 23). Главные горизонтальные левосторонние смещения происходили в позднем мелу. Суммарная амплитуда перемещений составляет, по мнению В.П. Уткина, около 200 км.

Восточный разлом, ограничивающий синклинорий от Прибрежного поднятия, прослеживается вдоль западной кромки Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (см. рис. 23). Он представлен системой разрывов северо-восточного простирания в зоне шириной 5—15 км. Максимальная суммарная амплитуда левого сдвига по зоне около 75 км. Основные

горизонтальные смещения по разлому также произошли в позднем мелу—палеогене.

Отложения синклинория смяты в систему чередующихся антиклинальных синклинальных складок северо-восточного направления, ориентированных косо относительно границ этой структуры. Косая ориентировка складчатой системы свидетельствует о том, что пликативные деформации нижнемеловых образований Главного Сихотэ-Алинского синклинория происходили в условиях левых сдвигов по Центральному и Восточному разломам, ограничивающим синклинорий с запада и востока.

По мере смятия в складки и консолидации нижнемеловых осадков все интенсивней проявлялись сколовые формы сдвиговых дислокаций. Крутые сколы с горизонтальной тектонической штриховкой получили массовое развитие и ориентировались преимущественно параллельно или под острым углом к Центральному и Восточному сдвигам. Сколы, группируясь, формировали сдвиговые зоны, которыми нижнемеловые осадки Главного Сихотэ-Алинского синклинория были рассечены на узкие (10—20 км) блоки, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлениях на сотни километров (см. рис. 24) Суммарные амплитуды левых сдвигов по отдельным зонам достигают 8—20 км и определяются по смещению фаунистически охарактеризованных нижнемеловых толщ.

Сдвиговые зоны являются длительно живущими глубинными структурами, проникающими, по данным ГСЗ, до поверхности М, что, по-видимому, обусловило их важную роль в размещении рудных месторождений Сихотэ-Алиня. Левостороннее смещение вдоль северо-восточных сдвиговых зон обусловило прикрывание северо-западных разрывов, поэтому они оказались наиболее благоприятными для локализации жильных рудных тел. Дальнейшие горизонтальные смещения по сдвиговым зонам привели к растяжению ограниченных ими узких блоков. При этом формировались разной глубинности поперечные структуры растяжения, благоприятные для магматизма и вулканизма. Эти же структуры обусловили и формирование депрессий.

Появление раздвигов, рассекающих нижнемеловые отложения на всю мощность, создало благоприятные условия для широкого проявления вулканизма. Накопления вулканитов компенсировали прогибание в структурах растяжения и сформировали вулканогенный чехол.

Прибрежный блок, ограниченный Восточным и Береговым сдвигами, претерпел наиболее сильное растяжение, что предопределило развитие в его пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Раздвиги, нарушая сплошность складчатых нижнемеловых образований, с одной стороны, обусловили проявление интрузивного магматизма и вулканизма, а с другой — нарушая гравитационную устойчивость коры, привели к широкому развитию сбросовой тектоники. Таким образом, заключительный деструктивный этап эволюционного развития сдвиговых дислокаций в Сихотэ-Алинской складчатой зоне выражен, прежде всего, проявлениями мощного вулканизма и сбрососбразованиями.

В зоне Сихотэ-Алинского синклинория протягивается Главный оловоносный пояс Сихотэ-Алиня с оловянными месторождениями касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации. Поперечными разломами синклинорий разделен на блоки, отличающиеся характером минерализации в различных по металлогении рудных районах.

ЗОНА ПРИБРЕЖНОГО ПОДНЯТИЯ И ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОГЕНА

Прибрежное антиклинальное поднятие в значительной мере перекрыто верхнемеловыми-палеогеновыми вулканитами. В эрозионных и тектонических окнах вскрываются протерозойские (?), палеозойские и мезозойские отложения. В составе палеозойских отложений (карбон и девон) в Ольгинском районе участвуют массивные рифогенные известняки, развивавшиеся длительно. Карбонатные фации характерны и для триасовых отложений, расположенных севернее Дальнегорского района, что свидетельствует об устойчивом воздымании и сохранении мелководного режима осадконакопления в этом районе. Не исключена возможность, что Прибрежная зона представляет северо-западное крыло более крупной антиклинорной структуры, располагавшейся к востоку в области, ныне занятой Японским морем. Наличие аркозового материала свидетельствует, что восточнее современного берега в прошлом эродировались древние граниты, которых мы не знаем в современной континентальной области. Прибрежное поднятие на севере скрывается под водами моря. Вдоль побережья протягивается зона крупных верхнемеловых—палеогеновых массивов гранитоидов, трассирующих Береговой разлом. Их продолжение устанавливается и на шельфе под водами Японского моря.

Для прибрежного поднятия типичны магнетитовые скарны с шеелитом и полиметаллическим оруденением на контакте гранитных массивов с палеозойскими известняками (Ольгинский район) скарново-полиметаллические месторождения в триасовых известняках, удаленные от гранитоидных массивов (Дальнегорский район), касситерито-сульфидные месторождения с сульфосолями в кислых эффузивах (Черемуховое, Кисинское). Кроме того, характерны проявления меди, молибдена.

На локализацию оруденения важное влияние оказывают вулканоплутонические комплексы вулканогена. В Южном Сихотэ-Алине широкое распространение получают кислые эффузивы, туфы и игнимбриты. Суммарный объем кислых вулканитов верхнемелового-палеогенового возраста составляет более 23 тыс. км^3. Именно широкое развитие кислых магматических пород, вероятно, определяет специфически оловянный профиль минерализации, проявленный в перивулканической зоне в Сихотэ-Алинском синклинории на этом отрезке Сихотэ-Алинского пояса. Севернее основность вулканитов повышается, получают развитие андезиты и базальты.

Начало вулканической деятельности отмечается проявлением вулканитов повышенной основности — андезитовой формации или формации складчатого основания, по Е.В. Быковской [19]. После перерыва последовало формирование мощных кислых эффузивов липаритовой формации с широким развитием туфов и игнимбритов. Объем кислых магм, поступавших, очевидно, из внутрикорового очага, или зоны плавления значительной протяженности, достигал, по Е.В. Быковской, 19 тыс. км^3. Непосредственным продолжением этой серии являются дацито-липаритовая или андезито-дацитовая формации, объем продуктов которых на юге составляет 3,5 тыс. км^3. Дальнейшая эволюция связана с проявлением базальтово-андезитовой, андезитовой, базальто-липаритовой и трахит-дацитовой формаций, объем которых возрастает по направлению к северу.

С базальтовыми дайками позднего палеогена (эоцен-олигоцена) пространственно тесно ассоциируют месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, а с субщелочными разностями этого комплекса — Дальнегорские полиметаллические месторождения.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СИСТЕМЫ

Глубинное геологическое строение Сихотэ-Алинской складчатой системы определяется положением региона в зоне перехода от континента к океану и проявлением процессов тектоно-магматической активизации. Предположения о глубинном строении земной коры опираются на данные ГСЗ и анализ гравитационного поля региона. Для Сихотэ-Алиня в целом характерна относительно малая средняя мощность земной коры – 36–38 км. Максимальная мощность – 42 км наблюдается в районе Центрального Сихотэ-Алинского шва, минимальная в 30 км мощность оказалась в Прибрежном поднятии. По направлению к Японскому морю происходит уменьшение мощности коры. Центральному и Восточному Сихотэ-Алиню соответствуют небольшие "корни гор" в поверхности М амплитудой 5–8 км. Участки инверсии кровли и подошвы коры не связаны со знаком структур и в равной мере проявляются как в Главном антиклинории, так и в Восточном синклинории.

Верхняя мантия в Дальневосточном регионе неоднородна по скоростным свойствам, что отчетливо видно на схеме распределения пластовых скоростей вдоль профилей ГСЗ (рис. 27). При этом отмечено отсутствие корреляционной связи между значениями пластовой и граничной скоростей и более резкое изменение первых. Пластовые скорости, определяемые по разности времени пробега волны между кровлей и подошвой пласта, являются интегральной характеристикой среды в вертикальном направлении, суммирующей эффекты, вызванные упругими неоднородностями в определяемом объеме пород. Следовательно, пластовые скорости отражают более глубокие изменения вещественного состава верхней мантии в отличие от граничной скорости, связанной с относительно тонкой приповерхностной зоной границы раздела.

В целом по региону пластовая скорость меняется от 7,2 до 8,5 км/с. Наиболее низкие значения скорости 7,2–7,6 км/с локализованы в области гравитационных минимумов и на Буренском и Ханкайском массивах приурочены к коре сиалического состава с преобладанием по мощности гранитно-метаморфического слоя. В Сихотэ-Алинской геосинклинальной системе участки повышенной пластовой скорости в верхней мантии и гравитационные минимумы приурочены к коре фемического состава с преобладанием по мощности "базальтового" слоя. Участки верхней мантии с высокой пластовой скоростью 8,2–8,5 км/с протягиваются полосой вдоль западной границы Сихотэ-Алинской системы в зоне положительного гравитационного поля. Средние значения пластовой скорости в верхней мантии 7,9–8,0 км/с наблюдаются на фоне нормального или слабого положительного и отрицательного гравитационного поля. Высокие и средние значения пластовой скорости, в отличие от пониженных значений, не имеют видимой связи с типом строения коры и одинаково часто встречаются на участках с различным отношением мощностей гранитно-метаморфического и "базальтового" слоев.

Большие плотностные и скоростные неоднородности литосферы на разных глубинных уровнях и инверсионный характер их распределения по разрезу говорит об изостатической неуравновешенности земной коры.

Мощность "базальтового" слоя варьирует от 10 до 20 км. Наблюдается как конформное (Главный антиклинорий), так и антиформное (Восточный синклинорий, Прибрежное поднятие) залегание поверхностей М и К. Положение раздела К осложняется "базальтовым" валом шириной около 10–20 км с относительным превышением 4 км, наиболее выраженным в южной и северной частях Сихотэ-Алинской системы. Мощность "базальтового"

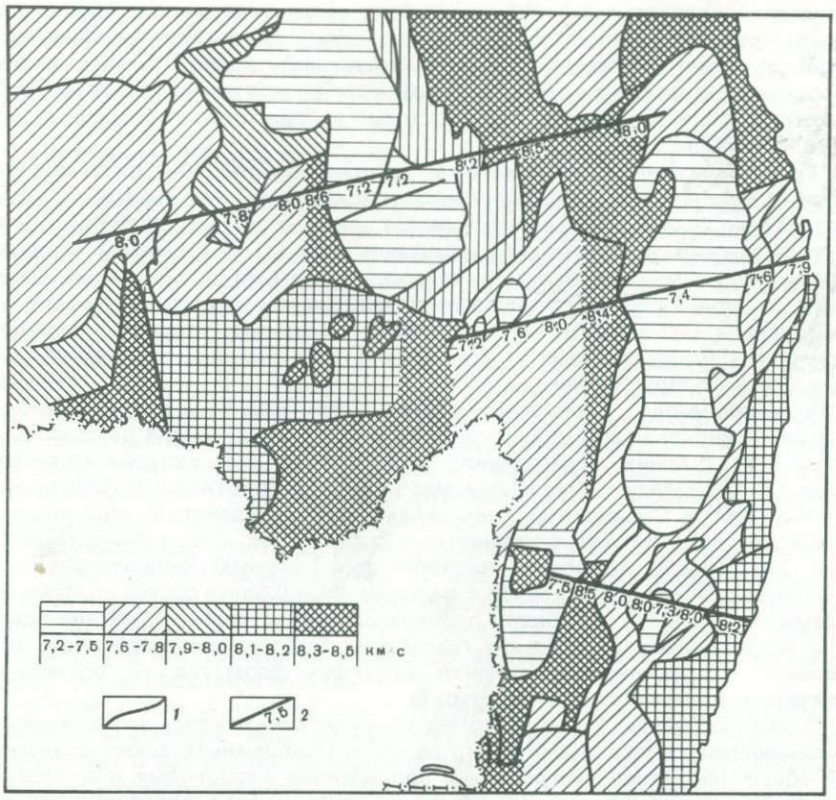


Рис. 27. Схема распределения значений пластовой скорости в верхней мантии юга Дальнего Востока (составил С.В. Потапьев)

1 — контуры аномалий значений скорости; 2 — профили ГСЗ и значения скорости (в км/с)

слоя под Прибрежным поднятием составляет 12 км, но в области континентального склона увеличивается до 18 км, составляя более половины мощности коры.

Как отмечалось выше, характерной особенностью строения земной коры Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы является ее повышенная "основность", выражающаяся в исключительно низком для региона отношении мощностей гранитно-метаморфического и "базальтового" слоев в пределах 0,25–0,75 (Центральный антиклинорий и Восточный синклинорий). В районах интенсивного развития гранитизации земной коры Дальнего Востока это отношение всегда превышает 1,0. Наиболее высоко это значение на Буреинском массиве — 2,75 и несколько ниже на Ханкайском — 1,75. Участки промежуточного отношения мощностей гранито-метаморфического и "базальтового" слоев 0,75–1,25 разделяют области развития коры первых двух типов и характеризуют, возможно, постепенную смену состава пород земной коры в горизонтальном направлении.

Над "базальтовым" слоем залегает слой земной коры с пластовой скоростью 6,2–6,4 км/с, который по своей плотностной характеристике рассматривается как "диоритовый", являющийся составной часть.о гранитно-метаморфического слоя земной коры. Собственно "гранитный" слой с

пластовой скоростью 5,9–6,1 км/с имеет сравнительно небольшую мощность (см. рис. 30). Наибольшей мощности гранитно-метаморфический слой достигает в зоне Центрального структурного шва. Повышение его мощности характерно для Кавалеровского блока синклинория и Прибрежного поднятия. Между "диоритовым" и "гранитным" подслоями нет четкой границы.

Граница раздела, принимаемая за кровлю гранитно-метаморфического слоя, в основном соответствует верхнерифейскому–нижнекембрийскому структурно-формационному комплексу складчатого основания, структуры которого в пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы характеризуются северо-восточным простиранием [136]. В осевых зонах антиклинорных структур, например в Прибрежном поднятии, она залегает на глубинах 1–2 км. Максимальная глубина залегания поверхности гранитно-метаморфического слоя от 7 до 10 км отмечается в узкой зоне вблизи Центрального структурного шва.

Крайний южный блок этой области Сихотэ-Алиня, принадлежащий к Сихотэ-Алинскому антиклинорию и Южно-Приморской зоне воздымания, заключает древние образования: протерозойские и силурийско-девонские (?) метаморфические толщи, массивы нижнепалеозойских габброидов (Анненский и Сергеевский), нижнепалеозойских гранитов, верхнепалеозойские и верхнемеловые терригенные образования. Этот комплекс древних образований, возможно, является продолжением Ханкайского кристаллического массива. В связи с мезозойскими и более древними гранитоидами повышенной основности проявлена редкометальная минерализация, а с верхнемеловыми кислыми гранитами, протягивающимися вдоль побережья – оловянные проявления кварцевой формации, — грейзены и связанные с ними россыпи касситерита.

В клинообразном блоке южного замыкания синклинория, ограниченном сближающимися разломами Центральным и Прибрежным, также отмечается общая тенденция воздымания с проявлением карбоновых и пермских осадочных пород. На этом относительно глубоко эродированном участке проявлены олово-вольфрамовые месторождения, генетически связанные с гранитами.

К северу от бухты Валентин намечается погружение структур по серии разломов близширотного и северо-западного направления. Обширные площади здесь слагают верхнемеловые вулканиты. Рудные месторождения преимущественно встречаются в окнах – куполообразных выступах в общей структуре вулканического пояса. К ним относятся Щербаковский рудный узел с проявлениями оловянно-полиметаллических жил касситерито-сульфидной формации в зоне синклинория и Ольгинский рудный район, сложенный палеозойскими отложениями и крупными массивами верхнемеловых гранитоидов в зоне Прибрежного поднятия. В составе отложений палеозоя в этом районе широко развиты известняки. На контакте карбонатных пород с гранитоидами широко проявлены скарны с наложенным магнетитовым, олово-вольфрамовым и полиметаллическим оруденением.

Относительно глубинный характер рудных месторождений (грейзены, скарны) позволяют говорить об относительно большой степени эрозии этой части Южного блока в послерудное время по сравнению с эрозией структур, окружающих этот блок. Как установлено по данным гравиметрии, осадочный мезозойский комплекс здесь на глубине 4–6 км подстилается фундаментом, состоящим, вероятно, из среднепалеозойских (?) отложений.

Западнее, в зоне синклинория, располагается известный оловоносный

Кавалеровский рудный район, приуроченный к крупной широтной Зеркальной зоне разломов. Далее будут охарактеризованы рудные районы Южного Сихотэ-Алиня[1] : Кавалеровский и Арминский в зоне антиклинория, Ольгинский и Дальнегорский в Прибрежном антиклинальном поднятии.

КАВАЛЕРОВСКИЙ РАЙОН

Кавалеровский оловорудный район расположен в Сихотэ-Алинском синклинории на пересечении его трансструктурным широтным разломом. Район сложен терригенными, главным образом нижнемеловыми отложениями, смятыми в складки северо-восточного направления. Он ограничен разломами и окаймлен пологодислоцированными верхнемеловыми и палеогеновыми вулканитами.

Наиболее древними в районе являются позднепалеозойские известняки, вскрывающиеся в тектонических блоках. В восточном крыле синклинория близ Прибрежного поднятия, а также в некоторых антиклиналях вскрываются триасовые и юрские вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения с прослоями диабазов и спилитов, главную же часть синклинория слагают нижнемеловые песчаниковые и песчанико-сланцевые толщи, смятые в складки северо-восточного направления.

Мощность осадочного комплекса по данным ГСЗ, приводимым в работе [1], достигает на западе района 10 км. Блок Кавалеровского района отличается от соседних значительной мощностью осадочного геосинклинального комплекса, накопившегося в опущенном по разломам блоке. На орогенном и посторогенном этапе блок выступал уже как положительная структура со сводовым воздыманием.

С севера, юга и востока район ограничен крупными вулкано-тектоническими впадинами, выполненными вулканитами верхнего мела и образованными в обстановке преимущественно нисходящих движений, вероятно, компенсирующих общее воздымание района в послесенонское время, при образовании сводово-глыбовых структур. По данным гравиметрических работ, компенсированные опускания земной коры в пределах вулканических структур могли достигать 3 км (Якутинская вулкано-тектоническая впадина).

В развитии вулкано-тектонических впадин можно выделить два этапа: ранний – преимущественного прогибания и накопления вулканических толщ и поздний (инверсионный) – связанный с восходящими движениями и сопровождавшийся формированием пологих складок и внедрением интрузий. Ряд более мелких вулкано-тектонических и вулканических структур, связанных с местными локальными опусканиями по сериям концентрических трещин, известен как в центральной, так и в периферической частях района (Угловская депрессия, вулканы Приморский, Высокогорский и вулканические жерловины в районе Арсеньевского месторождения). Некоторые из них играют важную рудоконтролирующую роль (Арсеньевское месторождение).

Магматические породы развиты в основном в обрамлении района. Время их формирования от верхнего карбона до олигоцена охватывает геосинклинальный, орогенный и посторогенный этапы развития. Выделяются последовательные формации изверженных пород: спилит-диабазовая, трахиандезитовая и габбро-монцонит-сиенит-граносиенитовая, андезит-

[1] Описание районов южного блока Сихотэ-Алиня выполнено Е.А. Радкевич, В.К. Финашиным, А.М. Кокориным, В.С. Ивановым, Г.Н. Степановым, М.В. Степановой, Ф.И. Ростовским, И.Н. Говоровым, Г.Н. Федчиной, Н.С. Благодаревой, Э.М. Размахниной.

дацито-липаритовая и диорит-гранодиоритово-гранитовая, лейкогранитовая, липаритовая, гранит-порфировая, андезито-базальтовая.

Геосинклинальная спилит-диабазовая формация представлена межпластовыми телами, силлами, дайками и штоками спилитов, вариолитов, диабазов и вариолитовых туфов. Эти породы в маломощных прослоях и силлах встречаются в отложениях верхнего палеозоя, триаса и юры, ассоциируя с кремнистыми и терригенными осадочными породами, и имеют сравнительно небольшое распространение. Возможно, что залегающие в глубоких частях мезозойского разреза основные породы оказали влияние на состав растворов, обусловив повышение содержания Co и Ni в некоторых минералах.

Основная масса изверженных пород района образовалась в орогенный этап (верхний мел—палеоген). С этим этапом связана оловорудная минерализация. Магматизм этого этапа представлен разнообразными комплексами. На западе района распространены трахиандезиты и габбро-монцониты многофазного араратско-березовского вулкано-плутонического комплекса, слагающие крупные, вытянутые в северо-восточном направлении конкордантные батолитоподобные тела (Араратский и Березовский массивы). Формирование комплекса началось с внедрения вулканических трахиандезитов, которые затем были прорваны и метаморфизованы интрузивами габбро-монцонит-сиенит-граносиенитового состава. Характерной петрохимической особенностью пород поздних кислых разностей является повышенная калиевость. Образование комплекса связано с крупным магмаконтролирующим глубинным разломом северо-восточного направления, отходящим под косым углом от Центрального Сихотэ-Алинского шва. На глубинную природу указывают находки в их составе хромшпинелидов и муассанита.

С породами араратско-березовского вулкано-плутонического комплекса связаны грейзены и касситерит-сульфидные руды галенит-сфалеритового типа с сульфосолями сурьмы, серебра, свинца и олова.

Наиболее широко распространенные, особенно в центральной части района, андезит-дацит-липаритовая и диорит-гранодиорит-гранитовая формации объединяют обширную группу пород. Интрузивные тела образуют мелкие штоки, дайки и тела неправильной формы, сложенные кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Вулканические образования слагают сложную Угловскую вулканическую постройку. В рудных полях широко распространены также субвулканические образования — многочисленные дайки дацитов и плагиоклазовых и роговообманковых порфиров. Эти породы находятся в сложных временных и пространственных связях с оловорудными телами. Период их формирования перекрывает весь рудный процесс.

В петрохимическом отношении породы этих формаций относятся к нормальной щелочноземельной серии. Однако в их составе присутствуют и ультракислые, по-видимому, наиболее поздние дифференциаты ультракалиевого состава — калиевые липариты.

В гранодиорит-порфирах, гранодиоритах и липаритах в западной части Кавалеровского района установлено присутствие железистых хромшпинелидов, что указывает на возможно глубинное происхождение первичных пород этой ассоциации. Интересно, что хромшпинелиды обнаружены и в оловорудных рудах Кавалеровского района [101]. В.А. Баскиной и др. в дацитах вулкана Лагерного (Угловская депрессия) установлен магнезиальный гранат, указывающий на большую глубину начала кристаллизации магмы: 35—40 км, т.е. в мантии.

Собственно интрузивные граниты, как конечные дифференциаты рас-

сматриваемого формационного ряда, за исключением, может быть, некоторых даек гранит-порфиров (Высокогорское месторождение), на поверхности неизвестны. Однако многие геологи на основании анализа геологических и геофизических материалов считают вероятным их присутствие на глубине. Действительно, в дайках послерудных диабазовых порфиритов Левицкого и Высокогорского месторождений обнаружены ксенолиты гранитов [100, 79]. Ксенолиты гранитов встречены также в вулканических аппаратах Арсеньевского месторождения, а грейзенизированные гранит-порфиры с вкрапленностью касситерита — в эксплозивных брекчиях Высокогорского месторождения. Широкое развитие ореолов биотитовых роговиков на глубоких горизонтах оловорудных месторождений района также является косвенным свидетельством наличия на глубине гранитоидных массивов. Наконец, анализ аномалий гравиметрических, магнитных и электрических полей, проведенный В.М. Макаровым, позволяет предполагать существование на глубине 1,5—2 км скрытых крупных плутонов (?) гранитоидов неоднородного строения с периферическими зонами диорит-гранодиоритового состава и ядрами гранитов (см. рис. 27).

Лейкогранитовая формация выдляется в районе впервые. Лейкограниты встречены буровыми скважинами на глубине 900 м от поверхности. Эти граниты сопровождаются интенсивным фтористым метасоматозом и ореолом грейзенов с кварцевыми жилами и прожилками, формирующими кварцево-редкометальный штокверк.

Андезито-базальтовая формация включает маломощные покровы эоцен-олигоценового возраста, распространенные в различных частях района базальты суворовской свиты и комплекс послерудных и внутриминерализационных даек базальтов и диабазовых порфиритов, развитых на рудных полях оловянных месторождений района. Лавы этой формации образованы в условиях стабильного посторогенного режима и тектоно-магматической палеогеновой активизации, когда глубокие расколы выводили на поверхность глубинные базальтовые расплавы.

Основные черты глубинного строения Кавалеровского района по профилю ГСЗ Спасск — бухта Зеркальная приведены выше. Дополнения к этим данным представляют результаты сейсмической разведки геофизической экспедицией Приморского геологического объединения (рис. 28). В том же профиле на участке р. Павловка — бухта Зеркальная этими исследованиями установлена смена плотностных характеристик на глубине 2300—800 м, т.е. значительно ближе к поверхности, чем по данным ГСЗ (до 10 км). Граница раздела ступенеобразно смещена по разломам, воздымаясь к востоку. Наличие такой поверхности подчеркнуто и данными гравиметрической съемки. Возможно, граница отражает или положение кровли осадочного комплекса, в частности положение подстилающих мезозойские отложения верхнепалеозойских (?) толщ, или фронт метаморфизма.

Закономерности размещения полезных ископаемых в районе определяются в основном магматическими и тектоническими факторами. Одни месторождения и рудопроявления тяготеют к зонам контактов гранитоидных интрузий, выходящих на поверхность или скрытых на глубине, другие — к зонам сгущения даек, экструзивным и жерловым образованиям. Рудные тела локализуются в тектонических трещинах, оперяющих крупные разломы, на участках пересечения зон повышенной трещиноватости, трассирующих глубинные разломы фундамента и т.д.

По металлогеническим особенностям в районе можно выделить пять зон: зону Центрального Сихотэ-Алинского шва, Березовско-Араратскую, Центральную, Мирненскую и Юго-Восточную (рис. 29).

Зона Центрального Сихотэ-Алинского шва характеризуется развитием

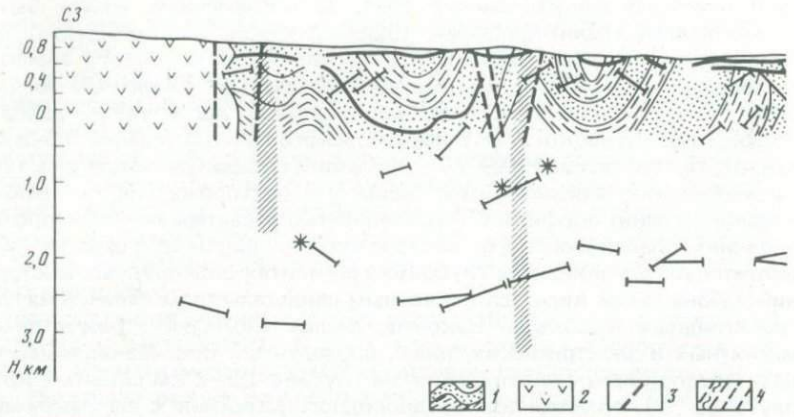


Рис. 28. Геолого-геофизический разрез по сейсмическому профилю XXXII (по данным В.П. Коковина и М.И. Яловлева, 1977 г., с упрощением)

1 — осадочная и осадочно-вулканогенная толща; *2* — андезиты, граносиениты, диориты, афириты, фельзиты, порфириты и дациты; *3* — разломы; *4* — зоны смятия и рассланцевания; *5* — геологические границы; *6* — зоны крупных тектонических нарушений по геофизическим данным; *7* — отражающие площадки, по данным МОВ и ОГТ; *8* — центры дифракции волн; *9* — линии равных скоростей и их значения (в км/с)

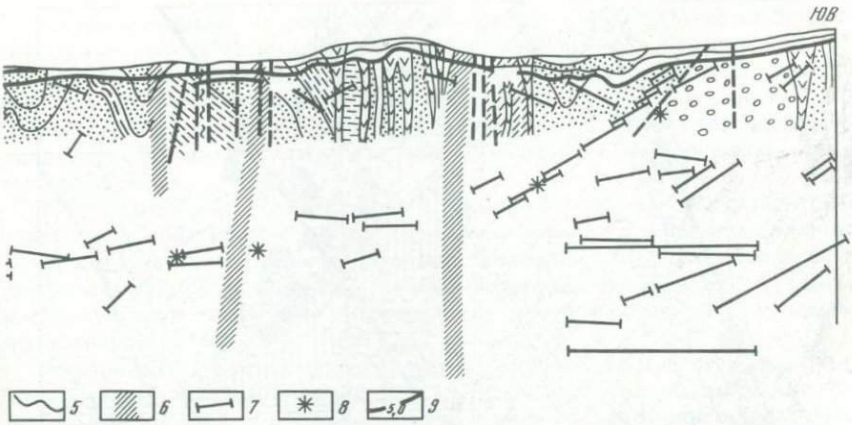
трещинных интрузивов высокоглиноземистых гранитов, с которыми связаны слабо изученные рудопроявления олова, вольфрама и молибдена грейзенового и кварцевого типов.

В Березовско-Араратской зоне вскрываются наиболее крупные интрузивные массивы района — Березовский и Араратский, образующие, по-видимому, на глубине один батолит. В зонах эндоконтакта мелких интрузий — сателлитов массивов известны грейзены с наложенной на них оловянной минерализацией. В удаленных от интрузивов зонах наряду с оловянной минерализацией появляются рудные тела с хлорит-касситерит-сульфидной и турмалиновой минерализацией.

Центральная — главная продуктивная зона занимает большую часть района и заключает большинство месторождений олова. В этой полосе и установлены серии зон повышенной трещиноватости и разломов субширотного, меридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, к узлам пересечения которых приурочены крупные дайковые поля, мелкие субвулканические штоки и рудные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации. За пределами этой полосы установлены мелкие месторождения касситерит-сульфидной формации с труднообогатимыми рудами. Магматические образования этой зоны, относящиеся к диорит-гранодиорит-гранитной и андезит-дацит-липаритовой формациям, представлены дайками, мелкими штоками и вулканическими постройками. Предполагается залегание на глубине и более крупных гранитоидных массивов.

Мирненская зона тяготеет к Дорожной зоне повышенной трещиноватости и находится в сфере влияния Мирненского вулкано-плутона. В этой зоне известна слабо оловоносная кварцево-полиметаллическая минерализация (рудопроявление Мирное). Возможным ее продолжением являются участки рассеянно-оловянной минерализации риолитового типа в районе Высокогорского вулкана.

Юго-Восточная зона совпадает с наиболее приподнятым южным блоком



Восточной тектонической зоны. В ее пределах в зоне влияния Суворовского разлома известен ряд рудопроявлений олова, ртути и сурьмы (Кочубеевское оловорудное месторождение, Павловское ртутное месторождение и рудопроявление ртути Грушевое).

Отмеченные металлогенические зоны отражают региональную продольную зональность Сихотэ-Алиня (см. рис. 29) с изменением состава рудных месторождений и генетических их типов по мере удаления от Центрального структурного шва к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену. Наибольшее значение имеют месторождения Центральной зоны, сосредоточенные на небольшой площади. Здесь выделяются с запада на восток рудоносные зоны: Арсеньевская, Дубровская, Хрустальная. Наиболее значительные Дубровская и Арсеньевская зоны протягиваются в северо-восточном направлении вдоль разломов в крыльях антиклиналей. Рудоконтролирующие зоны заключают серии многочисленных даек и рудные месторождения.

Важную роль в локализации месторождений играют зоны повышенной трещиноватости, образующие правильную сеть с направлениями северо-западным, северо-восточным, меридиональным и широтным. Месторождения располагаются на пересечении трещин. Они представлены системами жил, ориентированных параллельно зоне трещиноватости. С рудными жилами тесно пространственно переплетаются дайки, близкие им по времени образования. Рудовмещающие разрывы чаще представляют хорошо проработанные трещины скола. Именно устойчивость этих рудопроводящих структур обусловила значительное протяжение по простиранию и на глубину относительно маломощных рудных жил.

Жилы имеют полосчатое строение и отличаются последовательными минеральными ассоциациями от ранней турмалин-кварц-касситеритовой (или хлорит-кварц-касситеритовой) к сульфидной — существенно пирротиновой, а затем — к галенито-сфалеритовой и поздней — кальцит-пирит-флюоритовой. Эта смена минералов, отражающая понижение температуры растворов, часто прослеживается и по восстанию, отмечая зональность отложения. Для поздних ассоциаций иногда устанавливается зональность чехлов с более широким распространением по горизонтали и вертикали относительно низкотемпературных ассоциаций. Самая поздняя кальцит-пирит-флюоритовая ассоциация иногда отделена от собственно рудной внедрением базальтовых даек. По А.М. Кокорину и Д.К. Кокориной, образование месторождений происходило при температурах от 550 до 50°С. Наиболее высокотемпературной (550–250°С) является олово-

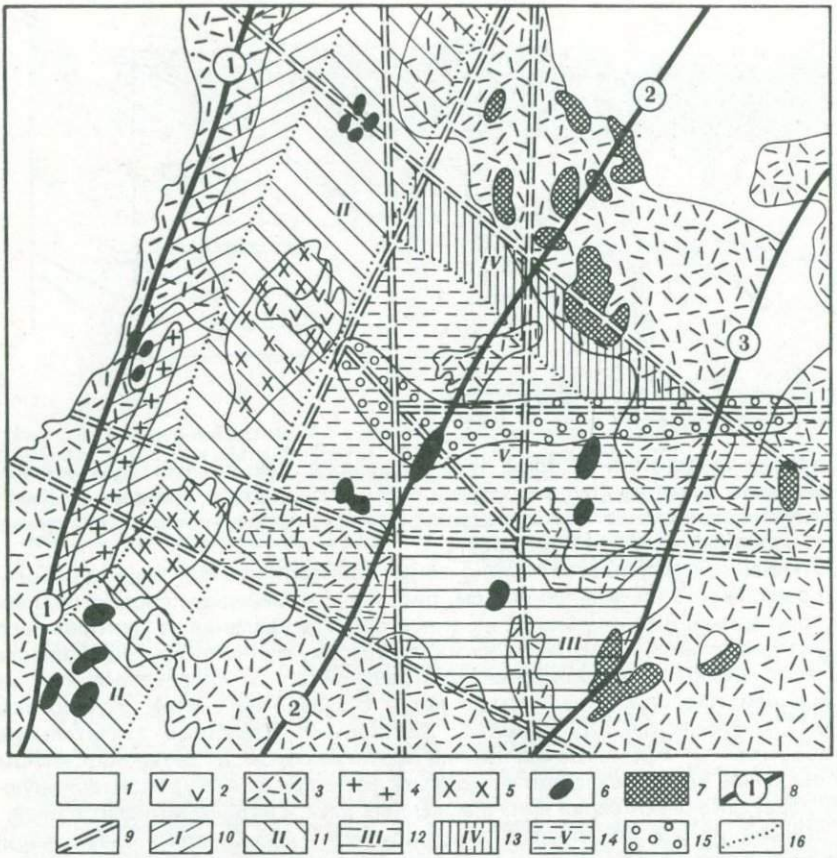


Рис. 29. Схема металлогенического районирования Кавалеровского рудного района.

1 — осадочные отложения (C_3–K_1); *2* — трахиандезиты; *3* — вулканиты верхнего мела — палеогена; *4* — высокоглиноземистые граниты; *5* — сиениты, граносиениты; *6* — диориты, гранодиориты; *7* — граниты, гранит-порфиры; *8* — региональные разломы: 1 — Центральный, 2 — Фурмановский, *3* — Суворовский (Прибрежный); *9* — разломы и зоны повышенной трещиноватости; *10–14* — металлогенические зоны: I — Приразломная, II — Березовско-Араратская, III — Юго-Восточная, IV — Дорожная, V — Центральная; *15* — ареал распространения месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации; *16* — границы металлогенических зон

молибденовая минерализация; непосредственно за ней следует оловянная (500–330° С), затем полиметаллическая сульфидная (370–250° С) и поздняя кварц-карбонат-флюорит минеральная ассоциация (280–50° С). Вертикальная зональность оруденения (смена оловянных руд олово-полиметаллическими и полиметаллическими) проявляется при понижении температур по восстанию жильных систем от 550–800 до 300–250° С. Понижение температур кварц-касситеритовой минеральной ассоциации на интервале 1000 м составляет примерно 150° С, т.е. температурный градиент равен 15° С на 100 м. Широкий диапазон температур, установленный, в частности, для касситерита, объясняет присутствие в рудах повторных генераций минералов.

Состав минеральных растворов, принимавших участие в рудообразовании, натриево-кальциево-хлоридно-бикарбонатный, концентрация их около 5–8 вес.%, реакция близнейтральная. На глубоких горизонтах месторождений проявились пневматолитово-гидротермальные растворы высокой концентрации и сложного состава, что наряду с высокими температурами позволяет уверенно определять минерализацию "прикорневых" частей месторождений.

Одновременно с температурами меняются формы касситеритовых кристаллов: развитие коротких призм на нижних горизонтах, длинных острых призм на верхних горизонтах. Отмечены также колебания в содержании элементов-примесей в касситерите и сульфидах. Эти данные в совокупности позволяют определить уровень рудных тел и тип минерализации.

Установленные закономерности могут осложняться в месторождениях с многоэтапной и полиформационной минерализацией. В некоторых из них намечается многоярусное оруденение со своей направленной зональностью в отдельных линзах, что представляет интерес для поисков новых рудных тел ниже уровня выклинивания жил верхнего яруса.

Образование оловянных руд в жилах происходило на фоне интенсивных метасоматических изменений вмещающих пород. Процессы метасоматоза протекали длительное время. Выделяются широко развитые, захватывающие большие объемы рудовмещающих пород (в несколько кубических километров), объемные предрудные и локальные околожильные изменения. Изменения первого типа выражаются в биотитизации и пропилитизации вмещающих осадочных пород и дорудных даек. На всех месторождениях района установлены на глубине измененные породы – биотитовые роговики, связанные с надынтрузивным контактовым метаморфизмом в кровле скрытых на глубине гранитоидных интрузий. Глубина залегания этих пород колеблется от первых метров (Перевальное) до 400–600 м (Хрустальное, Арсеньевское, Верхнее) и более. Над роговиками залегают измененные породы пропилитового типа со среднетемпературными (эпидот, кальцит, хлорит, серицит, реже актинолит) и низкотемпературными (хлорит, альбит, серицит, карбонаты) фациями. Широкое развитие изменений пропилитового типа в верхнем метасоматическом ярусе характерно для условий малой глубинности, отвечающих уровню становления вулкано-плутонических ассоциаций диорит-гранодиорит-гранитной и андезит-дацит-липаритовой рудоносных формаций. Именно к этой фации изменения и приурочены главные оловорудные тела.

Околожильные изменения пород выражаются в образовании узких (от нескольких сантиметров до первых метров) ореолов измененных пород, сопровождающих жильные тела и минерализованные зоны дробления. В штокверковых залежах рудными телами являются мощные, сложные по форме зоны метасоматитов с наложенной, прожилково-вкрапленной оловянной и сульфидной минерализацией.

Главными процессами околожильных изменений являются хлоритизация на верхних горизонтах (Арсеньевское, Верхнее) и турмалинизация на нижних горизонтах (Хрустальное, Высокогорское). В околожильных метасоматитах Высокогорского месторождения, наряду с турмалинитами, значительная роль принадлежит серицитолитам.

Важнейшей закономерностью в локализации основных промышленных оловянных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации является отложение наиболее богатых и концентрированных руд в зоне перехода от биотитизированных пород к пропилитизированным. Это объясняется влиянием изменения плотности и геохимических свойств

горных пород на границе метасоматических фаций. Изменение плотностных характеристик приводит к увеличению трещиноватости в переходной зоне, в связи с чем увеличивается количество рудных тел; кроме того, резкое повышение окислительного потенциала на фронте раздела биотитизированных пород и пропилитов создает окислительный геохимический барьер, благоприятный для разрушения оловосодержащих комплексов растворов и отложения касситерита. В зоне биотитизации рудные тела либо выклиниваются, либо оловянная минерализация в них быстро затухает. В пропилитовой зоне рудные тела часто не достигают современной поверхности, образуя "слепые" или "полуслепые" рудные тела полиметаллического или карбонатного состава с убогой оловянной минерализацией.

Особый тип представляют касситерит-сульфидные месторождения (Лиственное, Ивановское, Новогорское, Темногорское и др.), окружающие в виде широкого ореола зону месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации. Эти месторождения нередко приурочены к гранодиоритовым мелким штокам и окружающим их роговикам. Касситерит-сульфидные месторождения характеризуются преимущественно серицитовым типом околожильных изменений вмещающих пород, тесной связью олова с сульфидами, а также присутствием в рудах, наряду с касситеритом, значительного количества сульфидов олова. Некоторая, а иногда и преобладающая часть касситерита в рудах этой формации связана с разложением станнина (Темногорское), франкеита, тиллита (?) (рудопроявление Интересное) и, возможно, других сульфидов. Руды нередко телескопированы. Особенно характерно явление телескопирования для сложных по составу руд месторождения Темногорское с комплексной олово-медно-висмутовой и марганцевой минерализацией.

Одной из особенностей Кавалеровского рудного района является длительное, многократное проявление магматизма и рудной минерализации. По данным определения абсолютного возраста метасоматитов и руд K-Ar методом [162] продолжительность эпохи магматизма, метасоматоза и рудообразования составляет не менее 40—60 млн. лет (от 100 до 40 млн. лет). Наиболее интенсивно процессы магматизма, метасоматоза и рудообразования проявились в меловое время и в палеогене. В районе установлены два максимума метасоматической и рудной активности: позднемеловой (70—90 млн. лет) и раннеэоценовой (50—60 млн. лет). На некоторых месторождениях (Высокогорское) касситеритсодержащие минеральные ассоциации имеют как позднемеловой, так и раннетретичный возраст. Это свидетельствует о проявлении и пространственном совмещении на месторождении двух разновременных этапов оловянной минерализации.

Глубина эрозионного среза района неодинакова. Западный блок, сложенный нижнемеловыми осадочными породами, в предрудное время был менее эродирован, чем Восточный приподнятый блок, где широко развиты триасово-юрские отложения. В свою очередь, в Восточном блоке его южная часть с выходами верхнепалеозойских пород в ядрах антиклиналей и в отдельных горстовых выступах является более эродированной по отношению к северной.

Однотипность минерализации, видимо, связана с тем, что рудные и магматогенные образования и в том и в другом блоке имеют примерно один уровень глубины образования, что косвенно свидетельствует и о связи того и другого с более глубинными, вероятно, подкоровыми процессами. Если учесть, что верхние части рудных тел на некоторых месторождениях района залегают в подошве верхнемеловых вулканитов и вероятную мощность вулканических отложений для центральной части района условно принять 1 км, то глубина формирования верхних частей оловорудных тел

составит не более 1 км. Косвенными критериями относительно малой глубины образования верхней части оловорудных месторождений центральной части района являются порфировые структуры магматических образований и их субвулканический облик, а также широкое развитие на многих месторождениях гидротермальных изменений пропилитового типа. Как известно [134], пропилиты гипабиссальной фации (характерные, судя по набору минеральной фации, для метасоматических зон описываемых месторождений) образуются на глубине 1,5—3 км. Большинство критериев подтверждает небольшую (порядка 1—2 км) глубину формирования верхних частей оловорудных месторождений района, хотя величина эрозионного среза и соответственно перспективы оруденения в месторождениях различны.

Если учесть и особенности оловорудной минерализации и глубинное строение рудогенерирующих структур, можно выделить несколько разноглубинных ярусов оруденения. В их обособлении важную роль играют такие пологие поверхности раздела, как подошва вулканитов (ограничивает снизу первый ярус оруденения), метаморфический фронт биотититов над интрузивами, пологая кровля скрытых интрузивных массивов.

Изложенные в предыдущих разделах материалы по глубинному строению, магматическим ассоциациям и рудоносности указывают на сложные связи оруденения и магматизма, образование которых происходило на небольшой территории в сближенном временном интервале (верхний мел—палеоген) из разноглубинных магматических очагов.

Наиболее глубинными магматическими ассоциациями являются габбро-монцонит-сиенит-граносиенитовая и диорит-гранодиорит-гранитовая, образование которых, по-видимому, связано с процессами дифференциации наиболее глубинных мантийных магм. Об этом свидетельствуют нахождение в составе акцессорных минералов хромшпинелидов, магматического граната. Гранитовая и, возможно, лейкогранитовая ассоциации обусловлены, скорее всего, явлениями палингенного плавления корового субстрата, хотя источниками тепла и здесь, по-видимому, являются глубинные зоны земной коры или верхней мантии. Непосредственными источниками рудоносных растворов могут являться как области магматических очагов, так и промежуточные магматические камеры, существование которых по геологическим и геофизическим данным весьма вероятно на сравнительно небольшой (1—2 км) глубине. Наконец, в некоторых случаях источниками растворов (грейзены, кварцевые жилы) могут являться и конкретные массивы гранитоидов, с которыми генетически связана оловянная минерализация (грейзены Темногорского, Березовского и других месторождений).

Устойчивость минерализации на глубину до 1 км при значительном протяжении обусловлена, очевидно, предрудным прогревом путей циркуляции растворов при внедрении дорудных субвулканических тел и даек, проникавших из коровых резервуаров. Направленное снижение температур растворов и изменение их состава по восстанию указывают на единство процесса формирования одноэтапных рудных тел и проявление зональности отложений. Колебания давления, связанные с импульсами приоткрывания трещин, сопровождались сменой парагенетических ассоциаций.

Пространственная и временная связь рудных тел с предрудными дайками (дациты, фельзиты, микродиориты) указывает на преимущественно гранодиоритовый тип рудогенерирующих пород повышенной основности. Проявление поздних базальтов вызвано активизацией симатического слоя в условиях общего растяжения, совпадающего с периодом образования Японского моря. Сочетание касситерит-сульфидных апогранодиоритовых рудных тел с касситерито-кварцевыми апогранитными грейзенами может

быть результатом последовательного внедрения в верхние структурные этажи расплавов разной степени дифференциации.

Особенности металлогении Кавалеровского района обусловлены его структурным положением (приуроченностью к региональному широтному разлому), составом пород и режимом тектонического развития. Как и многие другие оловорудные районы мира, он сложен терригенными толщами, получающими в опущенном тектоническом блоке наибольшую мощность. Эта приуроченность олова к терригенным толщам, отличающимся в Сихотэ-Алине повышенным против кларка содержанием олова, позволяет предполагать обогащение рудоносных гранитов этим металлом за счет ассимиляции осадочных пород. Осадочные мелководные толщи могут служить коллекторами касситерита, поступавшего при разрушении оловоносных гранитов и месторождений Восточного поднятия, аналогичных байкальским гранитам Ханкайского массива, погруженным ныне под уровень моря. В дальнейшем круговороте металлов важную роль играли эндогенные процессы — потоки мантийных флюидов и расплавов, обусловивших гранитизацию осадочного подстилающего метаморфического слоя, объемный метаморфизм с перегруппировкой материала и образованием расплавов в нижних и промежуточных горизонтах коры. В образовании таких резервуаров плавления важную роль играли близгоризонтальные поверхности раздела коры, выделяемые сейсмическим методом. На пересечении такой поверхности с глубинными вертикальными разломами возник очаг, питавший протяженный вулканоген с его поперечными ответвлениями.

В посторогенной структуре Кавалеровский блок представлял купол; возможно, подъем гранитных магм и общее воздымание блока были взаимосвязаны.

Проникновение магмы и растворов в верхние горизонты происходило по линейным ослабленным зонам повышенной трещиноватости и особенно по каналам на их пересечении, причем ориентировка таких ослабленных зон определила различное направление рудоносных жил и систем, подчиненных закономерной сети разломов. Длительные повторные приоткрывания и обновления трещин обусловили многоэтапность, а в рамках отдельных этапов и многостадийность оруденения.

Проявление основных пород в начальном и завершающем периодах магматизма и говорит о сообщении разрывов с мантией, что подтверждается и геофизическими данными профилей ГСЗ и магнито-теллурическими данными. Особенно интенсивно поступление основных магм из симатической оболочки в палеогене, межминерализационные базальтовые дайки внедрялись в рудопроявляющиеся трещины.

Кавалеровский район во многих отношениях может являться типовым для юга Дальнего Востока. Но в то же время он имеет и свои отличительные особенности, которые отличают его, в частности, от расположенного севернее Арминского оловорудного района. Специфические металлогенические черты этих районов отражают особенности геологического строения блоков, ступенеобразно перемещенных по поперечным разломам.

Общим выводом из приведенных данных может быть заключение о связи оловянного оруденения с коровым источником, развивавшимся под воздействием расплавов и флюидов, поступавших из мантии. Существенное влияние на обогащение растворов оловом могло оказывать заимствование металла из терригенных пород, чем, вероятно, объясняется четко устанавливаемый литологический контроль оруденения.

К северу от Кавалеровского района за поперечным "барьером" верхнемеловых вулканитов располагается Краснореченский оловорудный район,

дренируемый р. Рудная. Здесь известны олово-полиметаллические жилы в терригенных мезозойских породах (T, J, K). Месторождения находятся в криптобатолитовой области вблизи выхода околоинтрузивных контактовых роговиков.

Это уже относительно низкотемпературные сульфидные жилы, сопровождаемые серицитизацией. Вертикальный размах минерализации, как и в Кавалеровском районе, велик (более 500 м) при выдержанном составе руд (галенит, сфалерит, пирротин, кварц, арсенопирит, касситерит). Минералы образованы сближенно. Проявляется вертикальная зональность – с глубиной происходит однообразная смена галенита сфалеритом, затем пирротином и кальцитом.

Вблизи этих олово-полиметаллических жил на более высоком гипсометрическом уровне – непосредственно около массива гранитоидов проявлены грейзены со станнином, очевидно, это тот же ксенотермальный комплекс, что отмечался и для месторождений Кавалеровского района. Источником растворов служили неглубоко расположенные очаги в гранитоидном теле, что и обусловило телескопированность минерализации и малую глубину ее распространения.

На одной широте с Краснореченским районом в бассейне той же р. Рудная, лежит Дальнегорский район, приуроченный уже к зоне Прибрежного поднятия.

АРМИНСКИЙ РАЙОН

Арминский район – один из оловорудных районов Сихотэ-Алиня; по площади он примерно в 3–4 раза превосходит соседние районы. Расположен в расширяющейся (к северо-востоку) части Главного синклинория и на западе ограничен линейной зоной субмеридиональных разломов Центрального шва; на севере и юге граничит с Бикинской и Верхне-Уссурской зонами субширотных разломов, отмеченных вулканитами, а на востоке его естественная граница проходит по окраине вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

По геолого-геофизическим данным (анализ магнитного, гравитационного поля и глубинное сейсмозондирование) рассматриваемый район имеет блоковое строение [20]. Здесь выделяются Дальне-Арминский [1], Колумбинский, Верхне-Уссурский блоки земной коры и зона сочленения синклинория с Прибрежным антиклинорием и вулканогеном (см. рис. 23). Дальне-Арминский – западный клиновидный (расширяющийся к северо-востоку) блок ограничен с запада Центральным структурным швом, с юго-востока Арму-Бикинским разломом, а с севера Бикинской зоной широтных разломов и неогеновыми базальтами, обусловливающими появление положительных магнитных аномалий. Этот блок сложен наиболее древними в районе палеозойскими (северо-западный выступ блока) и юрско-нижнемеловыми (исключая готерив-альбские) осадочными преимущественно песчано-сланцевыми толщами, насыщен гранитоидными плутонами (как вскрытыми, так и предполагаемыми по геофизическим данным на глубине) пространственно и генетически контролирующими высокотемпературное кварц-касситерит-вольфрамитовое, редкометально-грейзеновое и кварц-молибденитовое оруденения. Граница М этого блока почти горизонтальная, а мощность земной коры составляет 38–40 км (см. рис. 30). Мощность базальтового слоя 10–15 км, а гранитно-метаморфического, разделяемого на метаандезитовый (16 км) и гранито-гнейсовый (8 км) слои, достигает 24 км.

Осадочно-вулканогенный слой имеет незначительную мощность 4–6 км

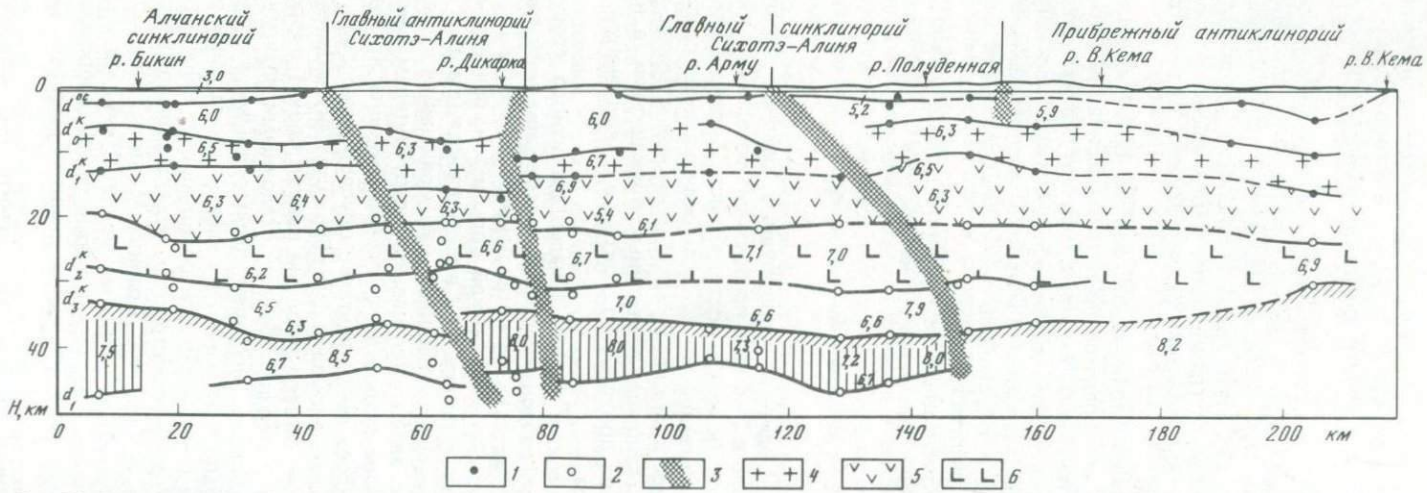


Рис. 30. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю Бикин – Великая Кема (составил С.В. Потапьев)

1 – определения глубин по преломленным волнам; *2* – то же по отраженным волнам; *3* – разломы по сейсмическим данным; *4, 5* – гранитно-метаморфические слои: *4* – верхняя толща, *5* – нижняя толща; *6* – "Базальтовый" слой (верхняя толща)

Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 26

[35], а в междуречье Арму и Обильной достигает 12–15 км [20]. Характерны резкое снижение мощности этого слоя (до 2 км) вблизи Центрального шва и приближение к поверхности гранито-гнейсового и метаандезитового слоев с соотношением мощностей 1:2. В восточной части Дальне-Арминского блока отмечается валообразное поднятие поверхности К шириной 8 км и высотой до 4 км, которое прослеживается далее к югу в пределах Кавалеровского района и представляет собой меридиональный "базальтоидный вал", происхождение которого, возможно, связано с существованием рифтовой зоны в период заложения геосинклиналей [1].

Колумбинский клиновидный (расширяющийся к юго-западу) блок располагается к юго-востоку от Дальне-Арминского и отделен от него Арму-Бикинским разломом. С востока он ограничен Колумбинским разломом, затухающим в пределах гранито-метаморфического слоя (рис. 30), с юга – Верхне-Уссурской зоной субширотных разломов. Подошва (граница М) земной коры этого блока приподнята относительно подошвы Дальне-Арминского блока на 1–2 км и наклонена к востоку. Мощность базальтового слоя 10–12 км, плавно увеличивается к востоку за счет погружения границы М. Мощности метаандезитового (16 км) и гранитогнейсового (8 км) слоев те же, что и мощность слоев Дальне-Арминского блока, а мощность осадочно-вулканогенного слоя снижается до 2–3 км. Мощность земной коры в целом также снижается до 36 км, в основном за счет осадочно-вулканогенного слоя, который представлен с поверхности наиболее молодыми готерив-альбскими часто флишоидными терригенными отложениями и изолированными от вулканогена полями вулканитов. В пределах Колумбинского блока нет крупных гранодиорит-гранитных массивов, но широко распространены мелкие интрузивы и дайки монцонитоидов и гранитоидов повышенной основности, а также основные месторождения и рудопроявления олова касситерит-силикатно-сульфидной формации. В южной части Колумбинского блока (в верховьях р. Уссурка) выделяется Верхне-Уссурское поперечное поднятие, которое на юге обрамляется полями верхнемеловых вулканитов среднего и кислого состава.

Зона сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием и вулканогенным поясом имеет мозаичное строение фундамента, на котором развиты готерив-альбские осадочные отложения и поля вулканитов. Мощность базальтового слоя составляет около 12 км, а подошва его полого поднимается к поверхности (см. рис. 30). Характерно снижение мощности гранито-гнейсового (с 7 до 5 км), осадочно-вулканогенного (с 5 до 2 км) слоев и земной коры в целом (с 36–38 до 35 км) в восточном направлении. Для этой зоны, так же как и для предыдущей, характерно развитие мелких массивов и даек монцонитоидов и гранитоидов повышенной основности, контролирующих пространственно оловянное оруденение касситерит-силикатно-сульфидной формации и полиметаллическую минерализацию.

В Арминском рудном районе широко проявлены разломы. Четко выражена зона глубинных разломов Центрального структурного шва, являющегося крупнейшей разрывной структурой Приморья, и Колумбинский разлом, проходящий вдоль западной границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, но затухающий в пределах гранито-метаморфического слоя. Характерно восточное падение разломов. Выделяются также множество разрывов меньшего порядка и зоны повышенной трещиноватости северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и субширотного направлений (рис. 31), трассируемые дайковыми поясами.

Позднемезозойские интрузивные образования (рис. 32) по геолого-петрографическим, петрогеохимическим особенностям и металлогени-

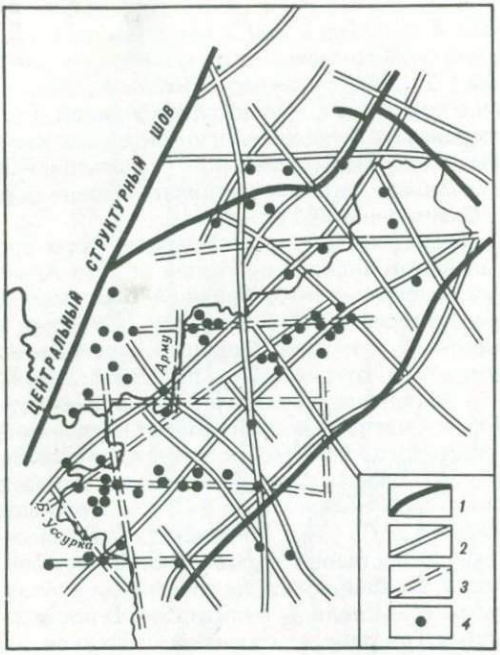


Рис. 31. Схема расположения зон повышенной трещиноватости и основных рудопроявлений Арму-Уссурского рудного района (по данным О.П. Макарова, Н.Я. Тарасенко, 1973)

1 — региональные разломы; *2* — зоны повышенной трещиноватости; *3* — предполагаемые зоны повышенной трещиноватости; *4* — рудопроявления

ческой специализации разделяются на несколько латеральных (с запада на восток) формационных рядов [52]: 1) гранодиорит (адамеллит)-гранитный плутонический, объединяющий крупные гранитоидные плутоны Дальне-Арминского блока, контролируемые разломами Центрального шва и оперяющими его разломами в Главном синклинории; 2) глиноземистых (высокоглиноземистых, по Изоху) плутонических гранитоидов, единственным представителем которого является Восток-2, приуроченный к выступу палеозойских пород в северо-западной части Дальне-Арминского блока; 3) габбро-монцодиорит-гранодиоритовый; 4) габбро-монцонит-сиенитовый ряд мелких и средних интрузивов и даек Колумбинского, восточной части Дальне-Арминского блоков и зоны сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием и вулканогеном; 5) габбро-гранодиорит-гранитный вулкано-плутонический ряд интрузивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, распространенный в основном за пределами Арминского района.

Гранитоидные массивы (до 400 км^2) гранодиорит (адамеллит)-гранитной плутонической ассоциации приурочены к участкам земной коры Дальне-Арминского блока мощностью 38—40 км и сопровождаются обширными полями ороговикованных пород. Формирование интрузий происходило в мало- и среднеглубинной обстановке в завершающую стадию (87—67 млн. лет) складчатых движений верхнемелового периода (прорываются и перекрываются сенонскими андезитами). Гравиметрические поля над интрузивами характеризуются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, указывающими на существование гранитных "корней" и скрытых на глубине гранитоидных тел, основание которых по геофизическим расчетам достигает глубины 12—15 км [20], т. е. они представляют собой батолитоподобные плутоны. Ряд представлен тремя формациями, отвечающими трем этапам формирования верхнемеловых гранитоидных массивов: гранодиорит—адамеллитовой; гранитной (порфировидных гранитов) и лейкогранитной (равномернозернистых лейкогранитов-аляскитов). По химизму гранитоиды этого ряда известково-щелочные, калиевые (калий преобладает над натрием) и слабо окисленные (меньше 30%). Железистость и глиноземистость биотитов и амфиболов в них закономерно повышается от ранних комплексов к поздним, что сви-

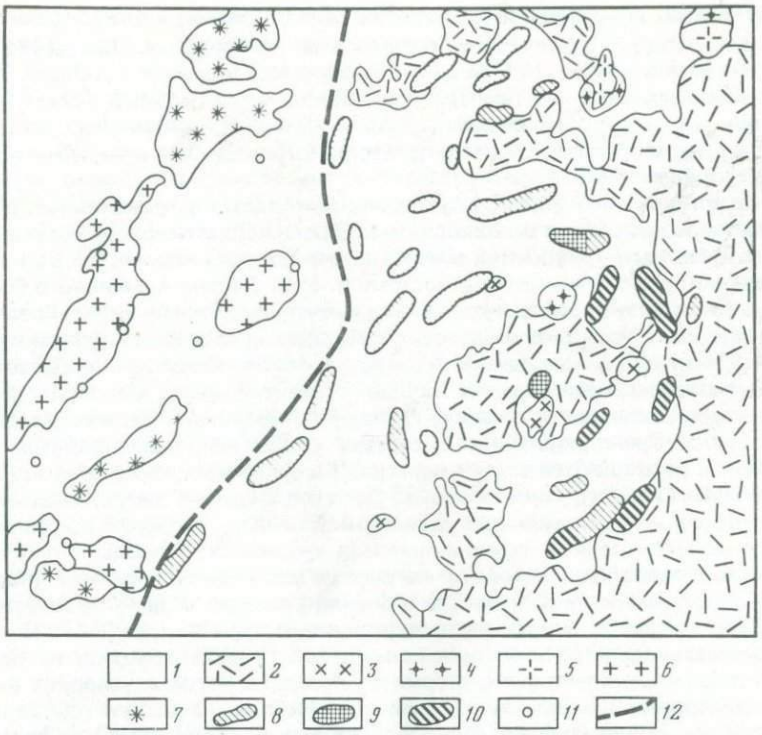


Рис. 32. Схема размещения магматических образований и рудной минерализации Арминского района

1 — терригенные отложения синклинория; *2* — вулканиты пояса; *3* — массивы габбро-монцодиорит-гранодиоритовой ассоциации; *4,5* — массивы габбро-монцонит-сиенитовой ассоциации: *4* — габбро-монцониты, *5* — сиенит-граносиениты; *6, 7* — массивы гранодиорит (адамеллит)-гранитной ассоциации: *6* — гранитные, *7* — гранодиорит-адамеллитовые; *8, 9* и *11* — площади проявления оловянной минерализации: *8* — касситерит-хлоритового—касситерит-сульфидного, *9* — касситерит-турмалинового типов; *10* —площади проявления свинцово-цинковой минерализации; *11* — рудопроявления; *12* — условная граница Главной и Центральной минерагенических зон

детельствует о снижении температур кристаллизации и увеличении кислотности гранитоидных магм со временем.

К массивам гранодиорит (адамеллит)-гранитного плутонического ряда приурочено кварц-касситерит-вольфрамитовое, редкометально-грейзеновое и кварц-молибденитовое оруденение, которое связано с небольшими штоками гранитов и гранит-порфиров (Тигриное, Забытое) или с эндо- и экзоконтактами крупных гранитных массивов (Юркое). Генетическая связь кварц-касситерит-вольфрамитового оруденения с гранитами подтверждается близостью значений абсолютного возраста гранитов (77 млн. лет) и оруденения (74 млн. лет), наличием акцессорного касситерита, вольфрамита и шеелита в гранитах, повышенной олозоносностью гранитов (5—12 г/т) и биотита (до 90—116 г/т) из лейкогранитов.

Формационный ряд плутонических глиноземистых гранитов в Арминском районе представлен единственным плутоном Восток-2, размещающимся в северо-западном выступе палеозойских пород Дальне-Арминского блока вблизи Центрального структурного шва. Этот плутон сложен

аномальными для района биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами, биотиты которых характеризуются высокой глиноземистостью (24%) при низкой железистости (46–49%), что свидетельствует о кристаллизации их в условиях высоких температур и низкой щелочности. В основном же плутоны этого ряда расположены в Северном Сихотэ-Алине за пределами района, где они также контролируют однотипное скарново-шеелит-сульфидное оруденение [52].

Малые интрузии и дайки двух моноцонитоидных формационных рядов (габбро-монцодиорит—гранодиорит и габбро-монцонит-сиенит) совмещены в пространстве и приурочены в основном к Колумбинскому блоку и зоне сочленения, реже отмечаются в восточной части Дальне-Арминского блока. Они характеризуют интрузивный магматизм восточной части Главного синклинория и зоны его сочленения с Прибрежным антиклинорием и вулканогеном. Габбро-монцодиорит-гранодиоритовая ассоциация представляет собой незавершенный вариант габбро-гранитной серии. Массивы габбро-диоритового, монцодиоритового, гранодиоритового или сложного габбро-монцодиорит-гранодиоритового состава имеют небольшие размеры (до 25 км^2) и размещаются в основном среди терригенных, часто флишоидных отложений Главного синклинория. По преобладанию петрографических типов пород и временной последовательности формирования выделяются габбро-монцонитовая и гранодиоритовая формации. Породы этого ряда заключают амфиболы и имеют натриевую специфику химизма (натрий преобладает над калием в вес. % окислов), низкую общую железистость (40–50%) и повышенную степень окисления железа (до 50%). Низкая железистость (38–52%) и глиноземистость (17–20%) биотита из пород этого ряда свидетельствует о формировании этих пород в условиях высоких температур и щелочности расплавов. Небольшие штоки габбро-монцодиоритов (Тернистый) и дайки диабазовых и диоритовых порфиритов постоянно присутствуют в рудных полях олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений и часто контролируют размещение рудных жил.

Интрузивы габбро-монцонит-сиенитового формационного ряда распространены в северо-восточной части Арминского рудного района в пределах обоих блоков и тяготеют к полям вулканитов в Главном синклинории. Большинство массивов (Светловодный, Золотой и др.) размещаются среди наиболее молодых готерив-альбских песчано-алевролитовых толщ и секутся дайками верхнемеловых кислых вулканитов. В отличие от габбро-монцодиорит-гранодиоритовых, массивы этого ряда образуют более узкий (на северо-востоке района) ареал, но размеры отдельных интрузивов (до 60 км^2) более значительны, имеют более сложный состав и обладают элементами концентрической зональности. По форме это трубообразные и трещинные тела, габбро и монциониты в которых чаще локализуются по периферии, реже отмечаются в центре более простых габбро-монцонитовых массивов (Светловодный). По петрографическим особенностям и последовательности формирования выделяются габбро-пироксенитовая, монцонит-сиенитовая и граносиенитовая формации. Для пироксенитов, габбро и монцонитов характерен безамфиболовый оливин-пироксен-лабрадор-ортоклаз-биотитовый парагенезис минералов. Амфиболы появляются в более кислых разностях монцонитов, сиенитах и граносиенитах. Состав рудных акцессорных минералов не постоянен — в одних интрузивах (Светловодный) распространен магнетит, в других (Золотой) — ильменит, т.е. становление отдельных массивов происходило в различной окислительно-восстановительной обстановке. Породы всего ряда по химизму являются высококалиевыми с высокой общей суммой щелочей (до 9,5%), т.е. пред-

ставляют ряд субщелочных монцонитоидов. Магнезиальный состав темноцветных минералов, гомогенная структура анортоклаза и высокая основность (до битовнита) плагиоклаза свидетельствуют о высокой калиевой щелочности и высоких температурах (до 1000° С по геотермометру Барта) кристаллизации высококалиевых монцонитоидных магм.

С массивами и дайками натриевых и калиевых монцонитоидных формационных рядов пространственно и парагенетически связано оруденение касситерит-силикатно-сульфидной группы формаций, что подчеркивается их геохимической специализацией, выраженной в повышенной оловоносности (до 6–14 г/т), меденосности (до 50–240 г/т) и бороносности (до 9–60 г/т) пород.

Габбро-гранодиорит-гранитный вулкано-плутонический формационный ряд массивов приурочен к вулкано-тектоническим структурам Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и развит за пределами Арминского района. В отличие от плутонических гранитоидных массивов западной части Главного синклинория, подошва интрузивов вулканогена фиксируется по геофизическим данным на глубине 5 км, т.е. они представляют собой уплощенные тела с трещинными подводящими каналами. Мощность же земной коры под вулканогеном снижается с 36 до 25 км за счет сокращения гранито-метаморфического слоя и плавного подъема границ М и К (см. рис. 30).

В вулкано-купольных структурах района типа кальдер развиты андезиты (и их пирокласты) и кварцевые порфиры (и их туфы и игнимбриты) разных комплексов (приморского, самаргинского), формировавшихся с сеномана–турона до дания. Экструзии кварцевых порфиров формировались в завершающие этапы развития кальдер. По структурным и петрогеохимическим особенностям вулканоструктуры Среднего Сихотэ-Алиня разделены В.Г. Сахно [103] на два типа. Первый проявлен в Главном синклинории Сихотэ-Алиня и характеризуется длительностью формирования, трахитоидным составом магм, олово-медной геохимической специализацией с высокой концентрацией летучих (бора) в конечных продуктах дифференциации. Эти структуры перспективны в отношении высокотемпературного оловянного оруденения касситерит-силикатной (турмалиновой) формации. Вулкано-структуры типа вулкано-тектонических депрессий, развитые в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, формировались в более короткий этап времени, имеют известково-щелочной состав лав и олово-свинцово-цинковую геохимическую специализацию при дефиците бора.

В металлогеническом плане в пределах Арминского рудного района, как в других звеньях синклинория, выделяются [121] Центральная (зона Центрального структурного шва) и Главная (зона Главного синклинория, включая Водораздельную подзону) минерагенические зоны. Между зонами нет четких границ, а отличаются они спецификой редкометального оруденения и формационными типами месторождений.

Рудные тела кварц-касситерит-вольфрамитовых месторождений Центральной зоны (Дальне-Арминский блок) Арминского района локализуются в сколовых нарушениях и представлены жилами, свитами жил и прожилков и штокверковыми зонами в гранитах, вмещающих отложениях в провесах кровли интрузивов. На месторождениях устанавливается до 7 стадий минерализации: кварцевая ранняя, кварц-полевошпатовая, кварц-топазовая, кварцевая с вольфрамитом и молибденитом, кварц-вольфрамитовая, сульфидная с касситеритом, кварцевая поздняя.

Скарново-шеелитовое оруденение имеет форму согласных пластообразных и линзообразных залежей, характеризующихся пестротой чередования различных типов руд [30], распределение которых определяется расстоя-

нием от контакта с высокоглиноземистыми гранодиоритами: у контакта преобладает шеелит-кварцевый парагенезис, по мере удаления от интрузии он сменяется шеелит-сульфидно-кварцевыми рудами; массивные пирротиновые и кварц-пирротиновые руды приурочены к средней части залежей.

Рудные тела касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Главной минерагенической зоны (Колумбинский блок) представлены минерализованными зонами сближенных взаимно пересекающихся прожилков в метасоматически измененных осадочных породах в вулканитах. Жилы выполнения встречаются редко, рудные тела обычно плитообразные, линзообразные и гнездообразные. Формирование рудных тел происходило в 4 стадии минерализации: кварц-хлорит-арсенопирит-касситеритовую, кварц-сульфидную, сульфидно-карбонатную и кварц-кальцит-пиритовую. В Дальнетаежном месторождении проявлены дополнительно вольфрамит-кварцевая и адуляр-кварцевая стадии минерализации. Для олово-полиметаллических месторождений, связанных пространственно с вулканическими аппаратами (Янтарное, Звездное), характерны три стадии минерализации: кварц-касситерит-хлоритовая, сфалерит-халькопиритовая и галенит-сфалеритовая. В месторождениях турмалинового типа (Горное, Верхне-Арминское) М.П. Материковым также устанавливается три стадии минерализации: щелочного метасоматоза (окварцевание и серицитизация) вмещающих и жильных пород, кварц-арсенопирит-турмалин-касситеритовая и кварц-сульфидная.

Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы формаций сосредоточены в Колумбинском блоке и в зоне разломов, отделяющих его от Дальне-Арминского блока, где они локализуются во флишевой толще песчано-алевролито-сланцевых отложений готерив-альбского возраста, как бы обрамляющих (с юго-востока) Дальне-Арминский блок. Флишевые толщи наиболее благоприятны для локализации промышленных месторождений олова [20]. Следует отметить, что эти отложения фиксируют наиболее мобильные и молодые (по времени) участки нижнемелового геосинклинального бассейна. Ряд рудопроявлений олова локализуется в основании эффузивных толщ и в жерлах вулканических аппаратов, поэтому необходимо выявлять индикаторы скрытого (в эффузивах и под ними) оруденения.

Касситерит-силикатно-сульфидные рудопроявления часто приурочены к периферии небольших полей роговиков и биотитизированных пород, фиксирующих, очевидно, не вскрытые интрузивы монцонитоидов и гранитоидов. Для рудных полей многих месторождений характерно отклонение простирания складок от генерального северо-восточного к субширотному и широтному, что связано, очевидно, со сдвиговыми движениями блоков домезозойского фундамента. Северо-восточное и субмеридиональное направление складок неблагоприятно для локализации промышленного оруденения.

Большое влияние на размещение рудной минерализации оказали зоны крупных разломов и зоны повышенной трещиноватости (см. рис. 31). Колумбинский разлом контролирует Дальнетаежное и Горное месторождения. К местам пересечения разнонаправленных зон трещиноватости, трассируемых дайковыми поясами, приурочен ряд месторождений (Тернистое, Зимнее и др.). Отмечаются также субмеридиональные (Зимнее—Восток-2) и широтные (Арминское—Голубое) рудоконтролирующие зоны. Касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные месторождения ассоциируют обычно с гипабиссальными и субвулканическими штоками и поясами даек монцонитоидов, а рудные тела в рудных полях нередко совмещены с дайками диабазовых и диоритовых порфиритов. Касситерит-

силикатно-сульфидные месторождения зональны (Тернистое), при этом руды кварц-хлорит-касситеритового типа локализуются в центральных частях рудных тел, а в верхних частях их на флангах находятся сульфидные и карбонатные руды с убогим содержанием олова. Кварц-хлорит-касситеритовый тип руд с глубиной сменяется кварц-турмалин-касситеритовым. Арсенопирит-кварцевый и халькопиритовый типы руд тяготеют к флангам рудоносных структур. Глубины формирования верхних частей месторождений, локализованных в терригенных толщах, составляют 0,5—1,5 км, а в вулканитах и экструзивах менее 0,5 км. Средний размах промышленного оруденения несколько сот метров.

Важную роль в локализации оловянного оруденения касситерит-силикатно-сульфидной группы формаций играют вулкано-тектонические депрессии и купола. К приподнятому блоку Дальнетаежной структуры приурочено касситерит-турмалиновое месторождение (Горное). Внутри Звездно-Янтарной структуры размещаются месторождения касситерит-хлоритового типа (Янтарное, Звездное). Устанавливается концентрически-зональное размещение оловянной и полиметаллической минерализации (см. рис. 32) по отношению к Дальнетаежной вулканоструктуре [103]. К внутренней ее части приурочены высокотемпературные касситерит-турмалиновые месторождения (Горное, Верхне-Арминское), в ближайшем обрамлении располагаются касситерит-хлоритовые типы (Тернистое), а по периферии — касситерит-сульфидные (олово-полиметаллические) месторождения (Дальнетаежное, Зимнее и др.).

Уровень эрозионного среза Арминского района неоднороден. Наиболее глубоко эродирована (до 1,5 км) зона Центрального структурного шва и прилегающей к ней части Главного синклинория. Далее к востоку уровень эрозионного среза снижается до 0,5—1 км. Геофизическими исследованиями здесь фиксируются не вскрытые эрозией интрузивы, а на поверхности характерно появление изометричных участков с многочисленными выходами мелких штоков среди наиболее молодых (готерив-альбских) терригенных толщ. Меньше всего, очевидно, эродированы вулкано-тектонические депрессии. В целом Дальне-Арминский блок представляется более эродированным, чем Колумбинский и зона сочленения Главного синклинория с вулканогеном.

Таким образом, влияние глубинного строения Арминского района на его металлогению выражено, в первую очередь, в пространственном разграничении двух главных в Сихотэ-Алине групп оловорудных формаций: касситерит-вольфрамит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной. Касситерит-вольфрамит-кварцевое оруденение развито в основном в пределах Дальне-Арминского блока, насыщенного крупными массивами плутонического гранодиорит (адамеллит)-гранитного формационного ряда и перспективного для поисков комплексных олово-вольфрамовых месторождений.

Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы формаций размещаются в Колумбинском блоке и его тектоническом обрамлении, где развиты мелкие интрузивы и дайки монцонитоидных (натриевых и калиевых) формационных рядов. Эти месторождения контролируются разломами, ограничивающими Колумбинский блок и поперечные поднятия (Бикинское, Верхне-Уссурское) фундамента, а также концентрическими разрывами, обрамляющими кальдеры и депрессии вулканитов восточной части Главного синклинория.

В целом Арминский рудный район характеризуется блоковым строением, латеральной зональностью размещения интрузивных пород и связанных с ними типов оловянной минерализации, развитием вулкано-текто-

нических структур и крупных линейных разломов, контролирующих размещение месторождений и рудопроявлений различных формаций, разным уровнем эрозионного среза западной и восточной частей района. Влияние глубинного строения выразилось в приуроченности кварц-касситеритового оруденения к блоку повышенной мощности земной коры. Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения контролируются глубинными разломами, уходящими, по-видимому, в мантию и парагенетически связаны с монцонитоидами и гранитоидами повышенной основности. Оруденение связано с гранодиоритами плутонической ассоциации.

ОЛЬГИНСКИЙ РАЙОН

Ольгинский рудный район, расположенный в пределах Прибрежного поднятия, занимает площадь около 1300 км^2. Характерной особенностью района является наличие в его пределах практически всего разреза осадочных пород. На значительной части территории развиты верхнемеловые вулканиты, из-под которых в виде эрозионных и тектонических "окон" обнажаются вулканогенно-кремнистые, карбонатные и терригенные отложения позднедевонского-раннемелового возраста. Наиболее древние образования не только района, но и, видимо, всей складчатой области, представленные породами, претерпевшими региональный метаморфизм амфиболовой и зеленосланцевой фаций, обнажаются из-под покровов вулканитов только на побережье Японского моря вблизи залива Ольги (рис. 33). Участок развития этих пород, представляющий выступ "кристаллического фундамента" района, перекрытый позднемеловыми вулканитами, характеризуется областью наиболее интенсивно повышенного гравитационного поля. Верхняя граница кристаллического фундамента в общем полого, под углом 15–20°, погружается на северо-запад в глубь материка. По данным гравиметрических наблюдений верхняя кромка этого фундамента на расстоянии 15–18 км от побережья залегает на глубинах 4–6 км. Обычно же мощность земной коры в пределах Ольгинского рудного района составляет 25 км, уменьшаясь у бровки континентального склона (в 16 км мористее побережья) до 18 км.

Предположительно верхнепротерозойские образования представлены переслаиванием мраморов с кварцитами, кварц-биотит-амфиболовыми, плагиоклаз-биотит-гранатовыми, микроклин-кордиерит-биотитовыми и другими разновидностями кристаллических сланцев. Эти породы обнажены к югу от залива Ольги. К нижнепротерозойским (?) образованиям относится толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и мергелей, развитых к северу от залива Ольги. Породы этой толщи испытали своеобразные тектонические деформации, говорящие об условиях сильного всестороннего сжатия. Плотность их 2,72–2,84 г/см^2, тогда как для фаунистически охарактеризованных песчаников и алевролитов позднего палеозоя она не превышает 2,62 г/см^2. Обе эти толщи, слагающие "кристаллический фундамент" района, характеризуются брахиформным залеганием, аналогичным наблюдаемому в Ханкайском массиве. Породы смяты в куполовидные складки близширотного простирания (азимут простирания 70°) с углом падения на крыльях от 10 до 30°. Типоморфной особенностью этих отложений являются своеобразные формы их дислокации – при общем пологом залегании пачек, слагающих толщи, тонкослоистые породы в пределах пачек имеют плойчатую текстуру.

Средне-верхнепалеозойские отложения района представлены рифогенными известняками и синхронными им карбонатно-вулканогенно-кремнистыми образованиями. Формирование этих отложений, слагающих еди-

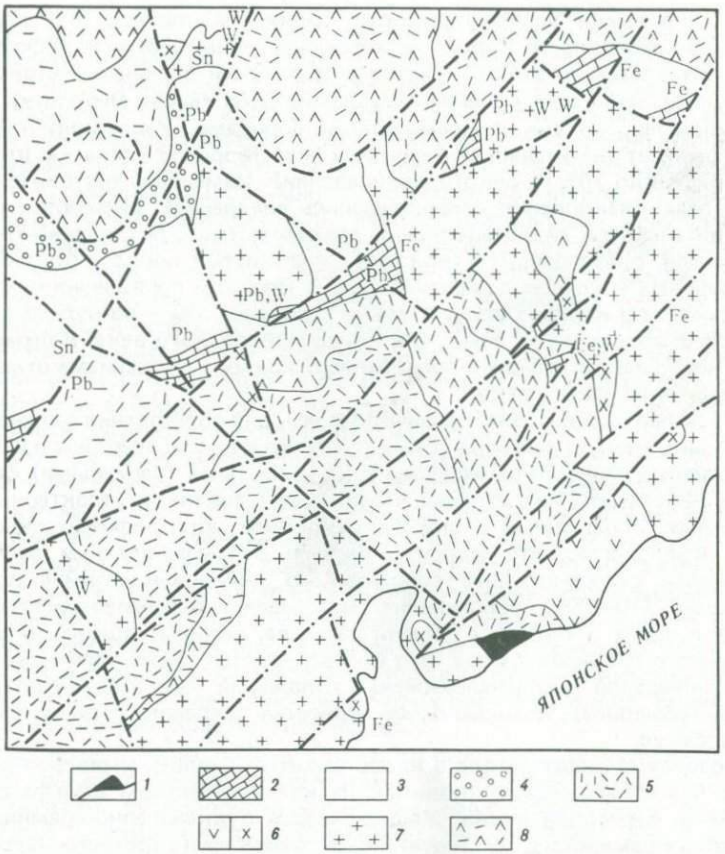


Рис. 33. Схема геологического строения Ольгинского рудного района

1 — выступы кристаллического фундамента; *2* — карбонатные и вулканогенно-кремнистые породы девона — верхней перми; *3* — терригенно-кремнистые (триас — юра) и терригенные (нижний мел) отложения; *4* — вулканогенно-молассовые отложения (альб — сеноман); *5* — туфы липаритов ольгинской серии (турон — ранний коньяк); *6* — андезиты самаргинской свиты (маастрихт) и комагматичные им диориты; *7* — гранитные массивы; *8* — липарито-дациты богопольской свиты (даний)

ный формационный комплекс и отвечающих единому вулканогенно-седиментационному циклу Сихотэ-Алиня, происходило от позднего девона до верхней перми. Широкое развитие рифогенных образований в составе комплекса обусловило крайне сложную фациальную изменчивость этих отложений. Собственно рифы в своем типичном проявлении сохранились в виде сравнительно небольших тел на всем протяжении выходов палеозойских пород. Это монолитные массивные известняки, отличающиеся крайне высокой химической чистотой. Рифостроящими организмами являлись сифонниковые, трубчатые, фарфоровидные и сине-зеленые обволакивающие водоросли, совместно с которыми встречаются губки и кораллы. К фациям рифового плато относятся и органогенно-обломочные известняки с детритовой структурой, характеризующиеся широким развитием фораминифер. Фации рифовых лагун представлены тонкослоистыми и оолитовыми известняками, имеющими контакты типа "вклин" с массивными разностями.

Околорифовые и удаленно-рифовые фации представлены карбонатно-терригенно-кремнистыми породами, характеризующимися резкой фациальной изменчивостью. В этих отложениях отмечаются сложные фестончатые сочленения известняков с известковистыми песчаниками, мергелями, песчаниками, алевролитами и кремнистыми породами. Известняки первых фаций содержат значительные количества нерастворимого остатка (от 10% вблизи рифов до 70% на некотором удалении). Изменения тектонического режима осадконакопления сопровождались внедрением диабазов (спилитов) и интенсивной гидротермальной деятельностью с проявлением кремнистого геля, образовавшего горизонты кремнистых пород в отложениях околорифовых и удаленно-рифовых фаций. Периоды проявления основного вулканизма в карбоне установлены в серпуховском — на рубеже серпуховского и московского веков и в конце московского века. В пермский период наиболее интенсивное проявление основного вулканизма отмечается в конце кунгурского века.

При реконструкции палеографических условий образования сложно дислоцированных пород палеозоя установлено, что в одновозрастных известняках массивные разности замещаются тонкослоистыми (лагунными) фациями в юго-восточном направлении. Поскольку известняки характерны для наветренных, обращенных в сторону открытого моря рифовых склонов, можно предполагать, что морской бассейн в средне-верхнем палеозое располагался северо-западнее современного побережья. Крайне плохая окатанность (10—15%) обломочного материала верхнепалеозойских песчаников говорит о близости области размыва, располагавшейся на месте современного Японского моря. Это подтверждается также обликом акцессорных минералов позднепалеозойских отложений (циркона, рутила, лейкоксена, турмалина), которые почти полностью сохранили свой кристаллический габитус.

Палеозойские рифы района в какой-то мере являлись аналогами современных барьерных рифов, развитых на континентальном шельфе вдоль окаймления береговой линии. Мощность всех вулканогенно-кремнистых, карбонатно-кремнистых и терригенных отложений среднего—верхнего палеозоя района не превышает 2700 м, при суммарной мощности всех рифогенных известняков до 1800 м.

Мезозойские отложения района представлены кремнистыми и терригенно-кремнистыми отложениями, имеющими возраст от нижнего триаса до раннего мела включительно. Снизу вверх выделяются: кремнистая толща нижнего триаса (450—630 м), толща аркозовых песчаников нижнего-среднего триаса (~60 м), толща алевролитов нижненорийского возраста (110—260 м), толща аркозовых песчаников норийского возраста (80—650 м). Среднеюрские отложения (горбушинская свита) представлены кремнистыми породами мощностью до 1050 м. Завершается разрез осадочных пород нижнемеловыми флишевыми отложениями берриас-валанжинского возраста. Эти отложения, развитые только на крайнем западе района, несогласно залегают на всех более древних образованиях и имеют мощность до 3900 м. Сокращенная по сравнению с другими районами Сихотэ-Алиня мощность среднепалеозойских-триасовых отложений района объясняется неглубоким залеганием кристаллического фундамента. Блоковые перемещения пород фундамента обусловили формирование в этих отложениях сложно построенных складчатых структур, в пределах которых отмечаются ундуляции осей складок различных порядков. Для нижнемеловых отложений характерны простые линейные складки.

Анализ палеогеографической обстановки триаса говорит о последова-

тельной смене в западном направлении прибрежно-морских фаций фациями неритовой и батиальной зон. Смена фаций выражается в резком уменьшении мощности базальных конгломерато-брекчий в основании всех толщ в западном направлении, замещении в этом же направлении внутриформационных конгломерато-брекчий песчаниками и алевролитами с появлением в западной части района пород с подводно-оползневыми текстурами. В западном направлении увеличивается также мощность горизонтов кремнистых пород. Аркозовый состав песчаников, их плохая окатанность, не превышающая 25%, хорошо сохранившие кристаллографическую форму акцессорные минералы (циркон, рутил, турмалин), находки в этих отложениях, наряду с ископаемой фауной, растительного детрита, позволяют предполагать, что в триасе, как и в палеозое, область размыва располагалась в непосредственной близости от площади рудного района, на территории, занятой Японским морем. Среди кластического материала песчаников часто отмечаются обломки гранитов, свидетельствующие о существовании в области размыва древних гранитов, аналогов которых не выявлено в современной континентальной области.

В отличие от позднепалеозойских кремнистых пород, являющихся частью вулканогенно-кремнистой формации, кремнистые породы триасаюры относятся к отдаленно-кремнистой формации. Формирование их было связано с перемещением водных масс, насыщенных кремнеземом с северо-запада со стороны Кавалеровского и Дальнегорского рудных районов, где развиты образования вулканогенно-кремнистой формации.

В раннемеловое время область сноса терригенного материала снова находилась юго-восточнее этой площади на месте Японского моря. О близости суши говорят многочисленные находки флоры в нижнемеловых отложениях вдоль юго-восточной кромки их распространения, сменяющейся в западном направлении морской фауной.

Осадочные породы района с резким структурным несогласием перекрыты верхнемеловыми вулканитами. В основании разрезов вулканитов залегают вулканогенно-молассовые отложения петрозуевской свиты (альб – сеноман) мощностью 250–380 м. Вверх по разрезу они сменяются андезитами и андезито-базальтами.

Более молодые вулканиты представлены крайне однообразными по составу и структуре сваренными туфами и туфолавами липаритов, сменяющимися вверх по разрезу переслаиванием туфов и туфогенно-осадочных пород (ольгинская серия). Мощность этих образовании достигает 1650–1700 м. По находкам больших комплексов флоры в терригенно-осадочных породах, возраст ольгинской серии в пределах района определен как турон-коньякский. Определения абсолютного возраста K–Ar методом (А.А. Грачева) дают значения 101–75 млн. лет для нижней части серии и 77–60 млн. лет для ее верхней части.

На вулканитах ольгинской серии залегают андезиты самаргинской свиты, представляющие остатки небольших стратовулканов центрального типа, жерловины которых в настоящее время представлены штоками диоритов и габбро-диоритов.

Наиболее молодые вулканогенные образования района представлены липарито-дацитами, липаритами и их туфами, относящимися к богопольской свите. По многочисленным находкам флоры в прослоях туфогенно-осадочных пород этой свиты установлен ее датский возраст. Характерной особенностью богопольских вулканитов является наличие в ней крупных обломков и глыб позднесенонских гранитов, магнетит–гранатовых скарнов, а также обломков пироксеновых скарнов с полиметаллической минерализацией.

Наиболее крупные интрузивы района – Ольгинский и Владимирский, обнажающиеся вдоль побережья Японского моря, продолжаются в глубь материка на расстояние 15–20 км. Кровля этих массивов полого под углом 10–30° погружается на запад. Среди гранитов преобладают крупно- и среднезернистые разности биотитового и биотит-роговообманкового состава, переходящие в кровле в мелкозернистые лейкократовые граниты с гранофировой структурой. Участками граниты имеют полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением темноцветных минералов (биотита и роговой обманки). Ориентировка такой полосчатости совпадает с системой пологих прототектонических трещин, падающих на северо-запад под углами 5–15°. Система продольных прототектонических трещин имеет азимут простирания 300–310°, система поперечных трещин – азимут простирания 20–30°. К системе пологих прототектонических трещин приурочены дайки грейзенизированных аплитов, зоны грейзенизации с вольфрамитом и висмутином и шлировые обособления пегматитов с вкрапленностью магнетита и шеелита. В дайках аплитов, локализованных в крутопадающих продольных и поперечных трещинах отдельности, минерализация не установлена.

Геофизические данные говорят о том, что оба эти массива представляют апикальные части единой гранитной "плиты". Несмотря на заметные различия в объемной плотности гранитов и вмещающих осадочных пород, в гравитационном поле разница между ними не установлена. Этот факт можно объяснить только небольшим вертикальным диапазоном распространения гранитов. По расчетным геофизическим материалам глубина залегания подошвы этих гранитов на побережье Японского моря не превышает 600–800 м. Результаты геолого-геофизических работ на шельфе Японского моря подтверждают, что эти граниты прослеживаются непосредственно до бровки материкового склона. Образование таких "плитообразных" интрузий обусловлено, вероятно, внедрением гранитной магмы вдоль пологих тектонических зон на границе кристаллического фундамента и геосинклинальных отложений.

Позднесенонский (маастрихтский) возраст этих гранитов однозначно определяется на том основании, что они прорывают как ольгинские вулканиты с флорой турона – раннего коньяка и андезиты самаргинской свиты и, в свою очередь, перекрываются туфами богопольской свиты с флорой датского возраста. Абсолютный возраст гранитов, определенный K-Ar методом (аналитик А.А. Грачева), составляет 70–60 млн. лет.

Изверженные породы богопольского комплекса представлены экструзиями липарито-дацитов и дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Эти экструзии и дайки прорывают позднесенонские граниты и скарново-магнетитовые рудные тела.

Среди вулканогенных образований верхнего структурного этажа выделяются вулканические впадины, выполненные конгломерат-брекчиями и андезитами, вулканические куполы, характерные для вулканитов ольгинской серии, и кальдеры проседания, типичные для послегранитных вулканитов богопольского комплекса.

Среди разрывных структур северо-западного простирания следует отметить Аввакумовский и Ольга-Кавалеровский разломы. Зоны этих разломов, представленные серией сближенных тектонических нарушений, хорошо дешифрируются на космических снимках и трассируются гравитационными аномалиями типа "ступень". Наиболее крупными разломами северо-восточного простирания являются Кастафуновский, Бородинский, Арзамазовский, Першинский и Восточно-Владимирский. В оперяющих нарушениях Кастафуновского разлома локализуются полиметаллические

месторождения Скалистое, Петрозуевское, Сухореченское и Дамирское оловорудное проявление. К зоне Бородинского разлома приурочены скарново-полиметаллическое Бородинское месторождение и полиметаллические проявления Старцевское, Ново-Белогорское и Акушевское.

ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН

Находится в пределах Прибрежного поднятия. На западе и северо-западе его границами служат зоны разломов, отделяющие Прибрежное поднятие от Главного синклинория Сихотэ-Алиня, на юге граница проходит по зоне широтного разлома, трассирующегося угленосной депрессией р. Зеркальная. Большая часть площади района перекрыта вулканогенными образованиями позднемелового возраста, из-под которых обнажаются отдельные приподнятые выступы мезозойских складчатых толщ. Наиболее крупными из этих выступов являются Дальнегорское и Мономаховское поднятия, к которым приурочено большинство свинцово-цинковых месторождений района.

Осадочный мезозойский комплекс сложен терригенно-карбонатно-кремнистыми, кремнистыми и терригенными образованиями, имеющими возраст от нижнего триаса до нижнего мела включительно (рис. 34).

Наиболее древними отложениями, обнажающимися на площади района, являются песчано-алевролитовая толща нижнего—среднего триаса мощностью от 800 до 1300 м, являющаяся фациальным более глубоководным аналогом одновозрастной толщи аркозовых песчаников Ольгинского рудного района. Выше залегает весьма пестрая по составу толща средне-верхнетриасового возраста, известная под названием дальнегорской свиты (рис. 35). Нижняя часть разреза свиты, мощностью до 570 до 2650 м, представлена песчаниками, алевролитами, диабазами (спилитами), кремнистыми породами и линзами известняков. Отдельные разновидности пород фациально замещаются по простиранию. Весьма сложная тектоническая обстановка в период формирования этих отложений обусловила появление конседиментационных брекчий и подводно-оползневых образований. Для этой части разреза характерной особенностью является тесная ассоциация диабазов (спилитов) и кремнистых пород. Пластообразные тела диабазов мощностью до 50—60 м залегают среди кремнистых пород без каких-либо контактовых воздействий на последние. Характерно, что наиболее мощные линзы и пласты кремнистых пород приурочены к подводящим каналам этих диабазовых потоков. Такие участки отличаются весьма сложной морфологией диабазовых тел, имеющих рвущие контакты с подстилающими породами и согласно перекрывающимися более молодыми слоями.

Верхняя часть разреза дальнегорской свиты представлена массивными известняками, весьма невыдержанными по мощности (от 500 м) до полного выклинивания. Эти известняки имеют сравнительно небольшое по площади распространение в бассейне р. Рудная и играют особую роль в локализации скарново-полиметаллического оруденения района. О генезисе известняков нет единого мнения. Одни исследователи считают известняки продуктом диагенеза карбонатных илов в зоне шельфа [124], другие — рифами. Предполагалось также смешанное происхождение этих известняков. В последнее время получены новые данные в пользу рифовой природы известняков. Так, Ф.М. Рузанов и Э.М. Размахнина на основе анализа фаций пород, окаймляющих известняки, выделяют Дальнегорскую рифовую толщу известняков. Гряда собственно рифов представлена тремя мощными массивами (Верхний, Сахарный, Больнич-

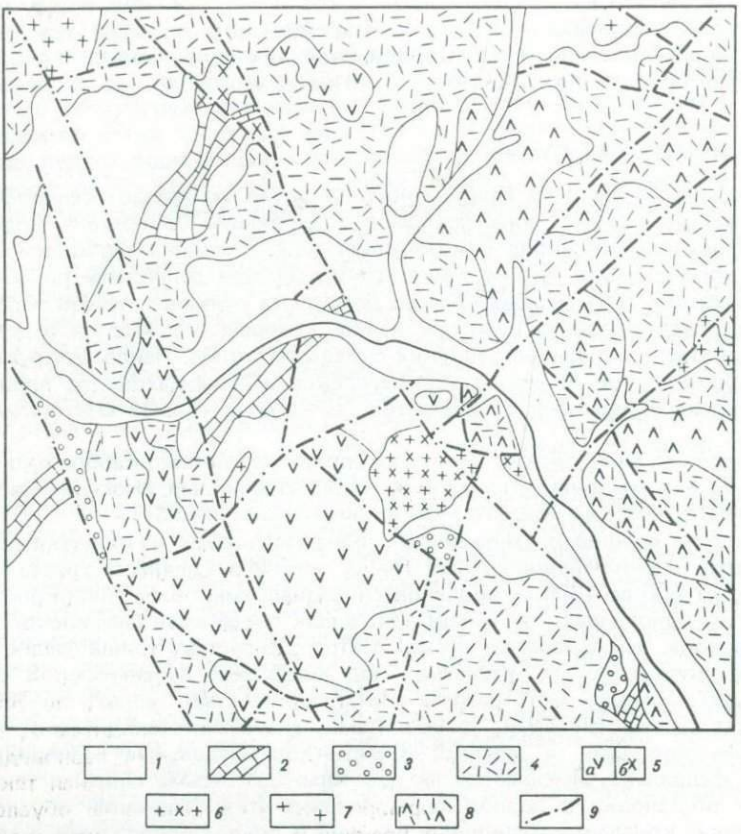


Рис. 34. Схема геологического строения Дальнегорского рудного узла

1 — вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения (триас — нижний мел); *2* — известняки тетюхинской свиты (верхний триас); *3* — вулканогенно-молассовые отложения (альб — сеноман); *4* — туфы липаритов ольгинской серии (сенон); *5* — андезиты самаргинской свиты (*а*) и комагматичные им диориты (*б*); *6* — интрузии средне—основного состава (поздний мел); *7* — граниты; *8* — липарито-дациты богопольского комплекса; *9* — шовные тектонические нарушения

ный), окруженных более мелкими постройками. Протяженность отдельных рифовых массивов достигает 3–5 км при ширине 0,6–0,8 км.

Массив Верхний, по Э.М. Размахниной, представляет чашеобразный риф и является останцем несовершенного атолла, западная часть которого представляла крупную барьерную постройку, обращенную на запад, в сторону глубоководного трога зоны Прибрежного разлома. Массив горы Сахарной, представляющий грибообразный риф, составлял второй барьер на границе этого же трога. Возраст всех рифогенных известняков определялся как верхнекарнийский, но в последнее время установлен более широкий возрастной диапазон формирования известняков, включая среднетриасовые и норийские.

Таким образом, рифогенные известняки Дальнегорского рудного района являются остатками барьерного рифа, сформировавшегося в зоне шельфа. Область размыва в позднекарнийский век располагалась не только в пределах границ современного Японского моря, но и захватывала часть Ольгинского рудного района.

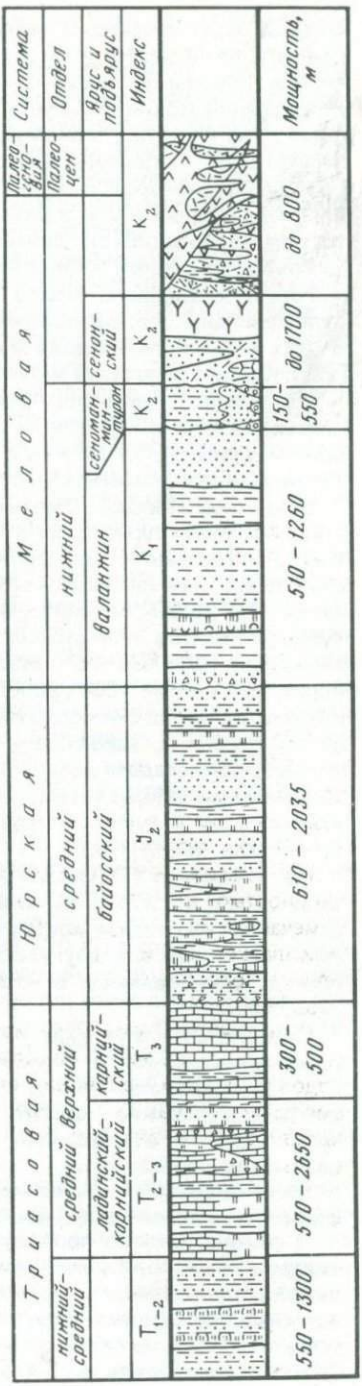


Рис. 35. Стратиграфическая колонка Дальнегорского рудного района

1 — андезиты с прослоями туфов смешанного состава и липаритовых порфиров, туфы андезитов, силлы и некки андезитов, липаритов и дацитов, их кластолавы и агломератовые туфы; внизу туффиты, туфоконгломераты, алевролиты, туфы липаритовых порфиров и смешанные от псаммитовых до гравийно-липиллиевых, редко андезиты; *2* — туфы липаритовых порфиров псаммитовые, кристаллокластические, иногда игнимбриты, редко линзы туффитов; внизу кислые туфы, туфоконгломераты, туффиты; флора Cephalotaxopsis и др.; *3* — алевролиты с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов, споро-пыльцевой комплекс сеноман—туронского времени; *4* — переслаивание песчаников с алевролитами, редкие прослои грубозернистых песчаников и гравелитов; внизу горизонт конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов, песчаников мощностью 10—100 м; *5* — переслаивание песчаников и алевролитов, редкие прослои кремнистых сланцев, туфопесчаников с фауной Radiolaria; внизу кремнистые сланцы и кремнистые брекчии, прослои и линзы диабазов и диабазовых порфиритов, туффитов и туфов кислого состава; в основании горизонт конгломератобрекчий, брекчий, песчаников, редко алевролитов; фауна Trigonia; *6* — известняки массивные, фауна Megalodon, Pecten, Halobiadilatata и др.; редкие прослои алевролитов с линзами песчаников; *7* — переслаивание алевролитов, известняков и песчаников, линзы кремней, известковистых брекчий, диабазов, песчаников, алевролитов, известняков; фауна Torominifera; в верхах подсвиты горизонт диабазовых порфиритов; *8* — алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками; в средней части прослои яшм, кремней, туффитов

Для этих рифовых массивов характерно сложное фестончатое сочленение известняков с известняковыми и полимиктовыми брекчиями околорифовых фаций. Сами массивы окружены известняковыми брекчиями с глыбами известняка до первых метров, которые дальше по простиранию на расстояние первых сотен метров постепенно сменяются мелкообломочными полимиктовыми брекчиями. С глубиной же околорифовые фации могут переходить в массивные рифовые известняки, представляющие при наличии рудоконтролирующих разломов интерес для поисков скрытого скарново-полиметаллического оруденения.

Более высокие части разреза представлены терригенно-кремнистыми породами горбушинской свиты (средняя юра). Наиболее полный разрез свиты, мощностью

до 2030 м, отмечается в западной части района, в зоне трога вдоль Прибрежного разлома. На этом участке в составе свиты широко развиты кремнистые породы в ассоциации с диабазовыми (спилитами). В восточном направлении мощность свиты уменьшается до 800–600 м (Садовое рудное поле), а в пределах Мономаховского поднятия отложения этого возраста отсутствуют. Непосредственно на полимиктовых брекчиях и кремнистых породах дальнегорской свиты залегают нижнемеловые отложения. В восточном направлении происходит также уменьшение роли кремнистых пород в составе горбушинской свиты, выклинивание диабазов (спилитов) и смена их грубозернистыми туфогенными песчаниками.

Разрез осадочных пород завершается нижнемеловыми флишевыми отложениями берриас-воланжинского возраста мощностью до 1200 м. В этих отложениях наряду с остатками морской фауны в восточной части присутствуют отпечатки наземных растений.

Фациальный и литологический анализы мезозойских отложений района подтверждают, что в течение триаса – нижнего мела область сноса терригенного материала, так же как и в Ольгинском районе, располагалась к востоку, на площади, скрытой ныне под водами Японского моря.

Осадочные породы, смятые в складки северо-восточного направления, с резким структурным несогласием перекрыты верхнемеловыми вулканитами, в основании разреза которых залегают вулканогенно-молассовые отложения альб-сеноманского возраста (петрозуевская свита). Мощность их от 150 до 500 м. Более поздними являются ингимбриты и сваренные туфы липаритов ольгинской серии. Последние образуют обширные поля, площадью 250–400 км^2. Мощность таких весьма однородных по облику пород превышает 1600–2000 м. По периферии поля игнимбритов окаймляются вулканогенно-осадочными породами этой же серии мощностью от 150 до 300 м. Характерны контакты типа "вклин" между игнимбритами и туфогенно-осадочными породами. Сенонский возраст серии установлен по находкам флоры в туфогенно-осадочных породах. Абсолютный возраст игнимбритов и туфов липаритов, определенный K-Ar методом, составляет 70–60 млн. лет.

На ольгинских вулканитах залегают андезиты самаргинской свиты мощностью до 700 м. В пространственном распределении этих андезитов отмечается их тесная приуроченность к палеовулканам – Солонцовскому, Николаевскому и к другим более мелким. К наиболее молодым вулканогенным образованиям относятся липариты и туфы липаритов богопольской свиты.

Складчатые структуры мезозойского комплекса представлены серией горст-антиклиналей и синклиналей. К первым относятся Горбушинская, Садовая и Мономаховская структуры, сложенные толщами триаса–юры, смятыми в узкие крутые изоклинальные складки северо-восточного простирания с отклонением до восток-северо-восточного к близмеридиональному направлению.

Нижнемеловые отложения, выполняющие синклинали, смяты в более широкие складки северо-восточного простирания.

В районе широко проявлены разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного, близмеридионального и, реже, близширотного направлений, обусловившие его сложную блоковую структуру. Среди наиболее крупных разрывных структур северо-восточного направления следует отметить Нежданковский надвиг, прослеживающийся на расстояние более 10 км. Сместитель надвига падает на юго-восток под углом 10–50°. Ширина зоны надвига – первые десятки метров.

К нарушениям этого же направления относится Главный разлом (над-

виг), прослеженный на расстояние до 10 км, падение его на юго-восток под углами 35–50°.

Близмеридиональное направление имеет Милаевский разлом, ограничивающий с востока Мономаховское поднятие. Разломы северо-западного направления представлены зонами нарушений шириной от 200 м до 1,5 км, состоящими из серии кулисообразных разрывов с простиранием от 300 до 330° (Тигровый разлом, Садовый и др.). Эти разломы в физических полях представляются в виде зон наиболее интенсивных градиентов положительных значений гравитационного и магнитного полей.

Среди верхнемеловых вулканогенных полей, слагающих верхний структурный этаж района, выделяются вулкано-тектонические структуры двух типов [165]: 1) вулкано-тектонические депрессии и 2) кальдерные депрессии. Первые сформировались непосредственно на складчатом "фундаменте" в результате погружения его отдельных блоков и характеризуются наиболее полным разрезом вулканитов. Вторые образовались как наложенные структуры в результате проседания кровли близповерхностных магматических очагов. Кальдерные депрессии ограничиваются системой дуговых и кольцевых разломов, вмещающих весьма пестрые по составу дайки.

В распределении продуктов липаритового и андезитового вулканизма устанавливаются элементы зональности. Кислый вулканизм ольгинского комплекса развился вдоль разломов северо-восточного направления, андезитовый вулканизм проявился в связи с разломами близмеридионального и северо-западного направления. На площади района выделяются четыре главные палеовулканические постройки – Бринеровская, Горбушинская, Солонцовская и Николаевская. Формирование этих структур сопровождалось внедрением многофазных гранитоидов повышенной основности. Андезитовые вулканы и гранитоиды, так же как и рудные проявления, сосредоточены преимущественно в пределах широкой полосы северо-западного простирания, соответствующей зоне Правобережного рудоконтролирующего разлома, выделенной Е.А. Радкевич и И.Н. Томсоном [124].

Глубинное сейсмическое зондирование [1], проведенное несколько южнее описываемого района по линии г. Спасск-Дальний – р. Зеркальная, дает возможность наметить в общих чертах глубинное строение района.

Предполагаемая мощность земной коры в пределах Дальнегорского блока 30–32 км сокращается к востоку до 16–20 км в сторону Японского моря. Разрез земной коры, по данным тех же авторов, состоит условно из трех слоев: осадочно-эффузивного со скоростями прохождения продольных волн ($v_{пл}$ = 3,5–5,6 км/с); "гранитно-метаморфического" ($v_{пл}$ =5,5–6,5 км/с) и "базальтового" ($v_{пл}$ =6,5–7,5 км/с).

Мощность "осадочно-вулканогенного слоя", включающего и мезозойские геосинклинальные отложения, изменяется в пределах Прибрежного антиклинального поднятия от 9 до 6 км и по направлению с запада на восток плавно уменьшается.

В осевой зоне антиклинального поднятия кровля консолидированного слоя, имеющего мощность 2–6 км, залегает на глубине 2 км, погружаясь глубже под вулкано-тектонические структуры и опущенные блоки. "Гранитно-метаморфический" слой имеет мощность 8–12 км. Его нижняя граница, предположительно принятая за границу К, приближается по направлению к Япономорской впадине к поверхности, что происходит соразмерно с увеличением мощности базальтового слоя до 17 км. Поверхность М, ниже которой лежат слои со скоростями $v_г$ = 8,0–8,2 км, также испытывает плавный подъем в направлении Японского моря.

Согласно геофизическому районированию, Дальнегорский рудный

район пространственно совпадает с широтной зоной пониженных значений силы тяжести. Особенностями этой зоны являются предполагаемое поднятие фундамента, кровля которого залегает на глубине около 2 км и сокращенная мощность постгеосинклинальных вулканогенно-осадочных образований. Сочетание горстов с вулканогенными прогибами, впадинами и блоками, а также с относительно опущенным кристаллическим основанием создает картину мозаичного строения района.

Результаты ГСЗ и геологические данные дают возможность разделить разломы земной коры на глубинные, проникающие в верхнюю мантию, и коровые [35]. Первые представляют собой шовные зоны, по которым сочленяются блоки с разной мощностью коры, в силу чего поверхность на таких участках имеет отчетливые уступы, вторые разделяют блоки с относительно меньшими амплитудами смещений.

Широко распространенные в районе интрузивы тесно сопряжены с вулканическими породами и образуют с ними вулкано-плутонические ассоциации, относящиеся к липарит-гранитному, андезит-диоритовому и смешанному андезит-диорит-гранитному рядам.

В Дальнегорском рудном районе выделяют четыре вулкано-плутонических комплекса.

1. Горбушинский раннеорогеновый комплекс мелких интрузивных тел и даек оливиновых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов (ранний мел — начало позднего мела, 138—86 млн. лет). Габбро-диабазы и диабазовые порфириты комплекса образуют межпластовые залежи и силлы мощностью до 10 до 200 м в отложениях тетюхинской и горбушинской свит. Они обычно располагаются на контактах разных пород или в соскладчатых нарушениях северо-восточного простирания. Наиболее крупной из этих интрузий является межпластовая залежь диабазовых порфиритов в районе первого Советского месторождения, простирающаяся с юго-запада на север на расстояние около 3 км, мощность залежи 200—250 м, прослежена она на глубину 700 м.

Габбро-диабазы и диабазовые порфириты горбушинского комплекса могут быть отнесены к группе габбро-плагиогранитных формаций, интрузивы которых, хотя и типичны для геосинклинального периода, но, как указывает Ю.А. Кузнецов [73], в отдельных случаях появляются уже в зрелых геосинклинальных структурах.

Геохимические особенности пород комплекса (повышенное содержание никеля и хрома из элементов группы железа и бора и относительная бедность литофильными элементами) позволяют предполагать, что основные магмы, давшие горбушинские габбро-диабазы, очевидно, зарождались в подкоровых частях мантии за счет расплавления более древних габброидных масс гипотетических остаточных (неизлившихся) очагов питания палеозойско-мезозойских офиолитовых эффузивов.

2. Ольгинский позднеорогенный комплекс кислых эффузивов ольгинской серии и гранитоидов приморской серии, включающий Араратский массив в Дальнегорском районе и ряд крупных массивов за его пределами (сенон — палеоцен, 110—58 млн. лет). Интрузивная фация этого комплекса включает субвулканические гранит-порфиры, постепенно на глубине сменяющие лавы липаритов и липарито-дацитов (данные бурения на Пионерском месторождении и в бассейне р. Кривая), а также гранитоиды приморской серии, массивы которых локализуются преимущественно в восточной части района в зоне Берегового разлома и имеют обычно тектонические контакты. В стороне от разлома интрузивные породы проявлены меньше и встречаются обычно в виде небольших тел, тяготеющих к тектонически ослабленным участкам и зонам нарушений.

Как было показано Ф.К. Шипулиным [176], массивы приморских гранитоидов, в основном, слагаются нормальными и лейкократовыми гранитами второй фазы; габбро-диориты и гранитоиды повышенной основности, относящиеся к первой фазе, слагают редкие и небольшие штоки и дайкообразные тела площадью не более 1%.

Для гранитоидов приморской серии характерны пониженные содержания элементов группы железа, почти никогда не достигающие кларковых значений. По уровню концентрации никеля магнетит приморских гранитоидов аналогичен магнетиту палингенных гранитоидов [83].

Геолого-геохимические особенности сенонских кислых эффузивов – обширный ареал распространения, исключительная монотонность состава, геохимическое сходство их продуктов указывают на вероятность зарождения первичных очагов кислой магмы в нижних частях коры за счет селективного плавления базитового субстрата [36] и на менее значительных глубинах в виде промежуточных очагов глубинной селективной магмы. Производными именно таких очагов могли быть вулканиты верхней части ольгинской серии и приморские гранитоиды. Не исключается также, что часть из них образовалась за счет палингенных очагов. Экспериментальное моделирование процесса селективного магмообразования за счет базитового субстрата и разработка основанной на нем концепции происхождения щелочно-земельных магм проведены Т.Х. Грином и А.Э. Рингвудом [44].

3. Дальнегорский послеорогенный комплекс андезитов самаргинской свиты и многофазных интрузивов средне-кислого состава с дайковой серией (поздний сенон – начало эоцена, 90–50 млн. лет). Вулканическая фация комплекса представлена андезитами самаргинской свиты, а интрузивная – многофазными гранитоидами повышенной основности, массивы которых сопровождают все известные в районе андезитовые палеовулканические постройки (массив 27-го ключа, Николаевский, Бринеровский, интрузия кл. Светлый и др.). В строении массивов принимают участие серии пород от габбро-диоритов до гранитов и гранит-порфиров (Николаевский массив), от диоритов до аплитов (интрузия 27-го ключа). В целом интрузивные породы дальнегорского комплекса сформировались в 3 последовательные фазы. К образованиям 1-й фазы относятся диориты, габбро-диориты и кварцевые диориты, 2-я фаза представлена гранитоидами и 3-я – ультракислыми гранитами [37].

По геолого-геохимическим особенностям (резко повышенные содержания элементов группы железа, повышенные содержания цинка в андезитах, высокие содержания элементов группы железа в акцессорном магнетите из андезитов и многофазных гранитоидов) можно предполагать происхождение андезитовой магмы, сформировавшей породы дальнегорского комплекса за счет базитового субстрата нижней коры при селективном его плавлении, особенно в зонах глубинных разломов в результате более интенсивного переноса мантийного тепла потоками интрателлурических растворов. По формационному признаку породы комплекса относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой сопряженной с андезитовой формации.

Главным признаком металлогенической специализации дальнегорских гранитоидов является широко проявленный процесс площадной (объемно-блоковой) пропилитизации, сопровождающейся привносом цинка, свинца. Подтверждением этому являются наиболее высокие содержания указанных элементов (до 319 г/т Zn, 233 г/т Pb) с высокими дисперсиями и иногда логнормальным законом распределения, установленные в автометасоматических пропилитах массива 27-го ключа, что может свидетель-

ствовать о накоплении этих элементов в остаточных растворах после кристаллизации магмы.

4. Особый интерес представляют малые интрузии щелочно-калиевого комплекса. Породы этого комплекса установлены И.Н. Говоровым [38, 39] в центральной части района в поле развития скарново-боросиликатной минерализации и представлены пироксен-роговообманковыми шонкинитами с меланократовыми разностями — калиевошпатовыми иситами, эссексит-диабазами, трахиандезитами и эпилейцитовыми трахитами. Они образуют штоки в кремнисто-терригенных отложениях (шонкиниты, трахиандезиты), вертикально падающие дайки субмеридионального простирания и обособленные блоки в тектонических брекчиях (эссексит-диабазы), маломощные жилы северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углами 50—70° (трахиты). По химическому составу все разновидности имеют резко повышенное содержание калия и, по сравнению со средними типами по Дэли, пониженную натриевость. Все породы щелочно-калиевого ряда внедрились до образования датолитовых руд. Их возрастной диапазон, по определениям А.А. Грачевой лежит в пределах 72—36 млн. лет, т.е. они являются более поздними, чем этап формирования пород дальнегорского комплекса и связанных с ним скарново-сульфидных месторождений.

К этому же позднему периоду относится внедрение гранитоидного массива, не выходящего на поверхность и вскрытого глубокими скважинами под скарновой залежью Центрального участка [184]. Абсолютный возраст гранитов, по определению М.М. Аракелянц, составляет 42—46 млн. лет. В составе массива преобладают биотитовые граниты натриево-калиевого типа, в подчиненном количестве встречаются кварцевые диориты и диориты. По наблюдениям Н.А. Носенко, граниты пересекаются дайкой эпилейцитового трахита. Следовательно, внедрение трахитов отделяет во времени образование датолитовых руд от интрузии гранитоидной магмы, с которой генетически связано образование гранат-пироксеновых скарнов.

По мнению И.Н. Говорова, малые интрузии щелочно-калиевой серии и гранитоиды составляют контрастную серию (шонкиниты—трахиты; эссексит—диабазы—трахиандезиты—граниты), с которой боросиликатная минерализация имеет лишь отдаленную парагенетическую связь. Образование контрастной серии происходило в процессе поднятия фронта плавления пород литосферы из верхней мантии (шонкиниты, трахиты) через "базальтовый" слой (эссексит-диабазы, трахиандезиты) в "гранитных" (граниты) под воздействием потока тепла и боросодержащих флюидов очень глубокого происхождения.

Дальнегорский район характеризуется развитием свинцово-цинковой и в меньшей степени олово-свинцово-цинковой минерализации. Месторождения образованы на посторогенном этапе развития района. Здесь известны разнообразные месторождения: 1) скарново-полиметаллические, в том числе бороносные залежи среди триасовых известняков, 2) оловополиметаллические жилы в терригенных юрско-меловых толщах, 3) оловосвинцовые жилы в вулканитах, иногда со своеобразным комплексом сульфосолей — сульфоантимонитов и редких сульфостаннатов, характерных для месторождений боливийского типа. Разнообразие рудных месторождений района, в первую очередь, определяется влиянием различных по составу пород, поэтому распределение типов месторождений в значительной мере определяется особенностями тектонического строения района. Высокотемпературные скарново-полиметаллические тела приурочены к антиклинальным структурам, осложненным блоковыми поднятиями. Олово-полиметаллические жилы умеренной температуры

образования находятся на крыльях антиклиналей и в синклинальных структурах мезозойской складчатой системы, аповулканогенные низкотемпературные свинцовые (иногда с оловом) преобладают в верхней части разреза. Последние приурочены к протяженным устойчивым разломам или образуют дугообразные ореолы вокруг вулкано-тектонических сооружений, тяготея и здесь к разломам, отмеченным внедрением даек.

Месторождения скарновой формации с наложенной или сингенетичной полиметаллической минерализацией имеют широкое развитие в районе. Они однотипны по ассоциации главных минералов и условиям локализации. Месторождения и рудные тела имеют линзообразную или трубчатообразную, чехлообразную формы, гнезда расположены на контакте известняков с алюмосиликатными породами – а также песчаниками и сланцами, иногда с вулканитами, что подтверждает влияние биметасоматоза на их образование. Реже встречаются рудные тела в известняках на удалении от алюмосиликатных пород в скрещении трещин различной ориентировки – они, видимо, возникали в процессе инфильтрационного метасоматоза.

Важную роль в размещении месторождений играют разрывные нарушения различных направлений и разной природы. Среди них можно отметить надвиг месторождения Верхнее, отграничивающий триасовые известняки от надвинутых на них верхнемеловых кварцевых порфиров. Эта устойчивая тектоническая зона, падающая под углом около 45°, контролирует выдержанную и крупную залежь месторождения Верхнее. Пологие тектонические нарушения на контактах известняков и терригенных пород вмещают плащеобразные слепые залежи Николаевского месторождения.

Иные структурные условия характерны для трубообразных тел. Эти тела следуют вдоль швов от пересечения контактов известняков и алюмосиликатных пород с разломами типа сбросов. Устойчивость рудопроводящих каналов определяет большое протяжение рудных тел на глубину даже при небольшом их поперечном сечении. Форма таких трубчатых тел в деталях неправильная и извилистая, отмечаются коленообразные изгибы тел как по простиранию, так и по падению. В мелких блоках известняков, заключенных в тектонических зонах, встречаются гнезда рудоносных скарнов, а крупные блоки окаймлены скарновым чехлом (Садовое месторождение).

При разнообразии морфологических типов состав рудных тел однообразен и выдерживается по падению. Основной текстурный рисунок в большинстве месторождений создают шаровидные, иногда гигантские (более одного метра), агрегаты геденбергита, образующие при слиянии фестончатые полосы. Рудные минералы – галенит, сфалерит, в меньшем количестве халькопирит в ассоциации с кальцитом и кварцем развиваются по геденбергитовому скарну, что сопровождается иногда осветлением скарна, а также замещают геденбергит, развиваясь между лучами его радиальных агрегатов, и выполняют пустоты в скарнах.

На глубине на смену геденбергиту местами появляется волластонит, а при участии терригенных прослоев появляются гранат и аксинит. С глубиной уменьшается содержание рудных элементов – прежде всего свинца, а затем и цинка. Общий вертикальный размах оруденения в пределах всего рудного поля превышает 1400 м, а в отдельных рудных телах достигает 400–600 м. Общая поверхность, ограничивающая оруденение на глубину, склоняется к востоку.

Проведенные термобарометрические исследования показали, что рудные тела развивались длительно. В пустотах-продушинах развиты друзы прек-

расных кристаллов сульфидов, а также кварца и кальцита, разной формы и различной температуры образования.

Формирование месторождений происходило в условиях прерывисто-постепенного снижения температур от 470–500°С до 50–70°С из обогащенных (до 40 вес.%) хлоридами щелочей растворов. Последовательные минеральные ассоциации в рудных телах – скарновая, сульфидная, карбонатная имеют температуры 500–250, 350–200 и 300–50°С. Наиболее высокие температуры характеризуют скарновую минерализацию самых глубоких трубообразных рудных тел. По восстанию отмечено понижение температур скарновых минералов до 400°С, что, вероятно, обусловливает тесную связь скарновых минералов, и особенно геденбергита, с сульфидами, имеющими начальные температуры не менее 350°С. Одновременно с понижением температур по восстанию рудных тел пневматолитовые растворы сменяются гидротермальными, а также происходит уменьшение их концентрации от 35–40 до 5–8 вес.%. Рассчитанные по галиту приближенные величины давлений оказались сравнительно невысокими (330–20 атм), что согласуется с выводами предыдущих исследователей о формировании месторождений на относительно небольшой глубине от палеоповерхности.

Поздние стадии минералообразования проходили в условиях холодноводных растворов в связи с разложением геденбергита, выщелачиванием его марганцево-железистых составляющих с образованием гелевидных масс, из которых формировались пленки палыгорскита, натеки гизингерита и кристаллы позднего кальцита.

Наиболее известным и давно эксплуатируемым месторождением в районе является месторождение Верхнее (левобережная группа), представленное линзообразной залежью, приуроченной к контакту карнийских известняков и верхнемеловых кварцевых порфиров, и падающей на юго-восток под 40–45° (см. рис. 36). От Главной залежи отходят сопряженные тела – Рудная нога и Запорфиритовое, следующие вдоль пересечения крутопадающих разломов. Предполагается, что на глубине располагается генеральный рудоконтролирующий разлом. Состав рудных тел однотипен. Отмечаются признаки вертикальной зональности, выражающиеся в снижении с глубиной содержания свинца, а на глубоких горизонтах и цинка, где сплошные руды сменяются вкрапленными, а на смену геденбергитовым скарнам появляются аксинитовые и гранат-эпидотовые.

Своеобразные черты свойственны самому глубинному Николаевскому месторождению, представленному плащеобразными залежами скарнов на контактах известняков с терригенными породами. На внешней кайме метасоматических скарновых тел здесь устанавливаются зоны грейзенизации с касситеритом, что позволяет генетически связать полиметаллические месторождения района с оловянно-полиметаллическими.

Характерно, что над скарново-полиметаллическими телами в перекрывающих их вулканитах находятся жилы и минерализованные зоны, в которых сульфиды (галенит, сфалерит) ассоциируют с кварцем и кальцитом. Жилы сопровождаются серицитизацией вмещающих пород. Иногда встречаются зоны окварцевания. Подобные проявления гидротермальных изменений вулканитов служат индикатором нахождения на глубине скарново-полиметаллических рудных тел.

Кольцеобразную скарновую залежь вокруг блока известняков, окруженных терригенными породами, представляет Садовое месторождение. Оно является наиболее ярким примером многоэтапности рудного процесса и интенсивного проявления пропилитизации, ореолы которой послужили основанием для поискового бурения и вскрытия на глубине рудных тел.

По данным Н.С. Благодаревой и И.Н. Говорова [12], формирование Садового месторождения происходило в пять стадий: I – образование гранат-волластонитовых скарнов (внедрение даек диабазовых порфиритов); II – образование геденбергитовых и пироксен-аксинитовых скарнов (внедрение гранитоидных даек); III – отложение пропилитового минерального комплекса; IV – отложение сульфидных руд (внедрение даек диабазовых порфиритов); V – образование безрудных кальцитовых прожилков. Минералого-геохимической особенностью Садового месторождения, отличающей его от месторождений правобережной группы и сближающей с участками боросиликатного оруденения, является развитие обильных микровыделений сульфидов и арсенидов кобальта – кобальтина, джулукулита, феррокобальтина, линнеита, карролита, кобальт-пирита, типичных для медно-колчеданных месторождений [11].

Особый тип минерализации проявлен в Дальнегорском борном месторождении. Здесь устанавливается следующий порядок отложения минералов: волластонит – гранат – геденбергит – аксинит – датолит – данбурит – кварц I – сульфиды – кварц II – кальцит – апофиллит. Кристаллизация минералов происходила в условиях перепада температур от 400 до 50°С с перекрытием диапазонов отложения скарновых силикатов и датолита.

Касситерит-сульфидные месторождения (галенит-сфалеритовый тип) сосредоточены главным образом в пределах Мономаховского поднятия (Ново-Монастырское, Монастырское, Ахобинское месторождения).

Рудные тела их представлены трещинными жилами, выполненными пирротином, галенитом, сфалеритом, кварцем, карбонатом, хлоритом, мусковитом. В отличие от других месторождений подобного типа оловорудных районов Сихотэ-Алиня здесь слабо проявлена ранняя арсенопирит-касситерит-кварцевая ассоциация. По данным В.П. Соляника, Л.Н. Хетчикова [123] и М.И. Ефимовой [47], в формировании месторождений выделяются четыре последовательные стадии: I – кварц-арсенопирит-касситеритовая; II – галенит-сфалерит-халькопиритовая со станнином; III – кварц-карбонатная со сфалеритом и халькопиритом и IV – заключительная стадия кварц-кальцитовых прожилков с цеолитами и сульфидами.

Особый тип представляют свинцово-цинковые (иногда с оловом) близповерхностные месторождения в вулканитах, приуроченные к дугообразным и кольцевым разломам вокруг вулкано-тектонических структур или к крупным линейным разломам в вулканитах. К последнему типу относится Черемуховое месторождение, залегающее в кислых туфах кварцевых порфиров, пересеченных мощной длительно развивавшейся зоной дробления северо-западного направления. Эта тектоническая зона отмечена широкой полосой пиритизации, серией сближенных примыкающих друг к другу даек основного и среднего состава и сульфидных линз. Стержень этой жильной серии составляет относительно мощная дайка микродиоритов, обрамленная с обоих сторон линзами сульфидно-карбонатных жил и базальтовыми дайками. Микродиоритовая дайка является, возможно, межминерализационной, поскольку она содержит касситерит, но в то же время как-будто срезает контакты полосчатых сульфидных линз. Жилы сложены массивными сульфидными рудами – галенитом, сфалеритом и "псевдотиллитом" – сульфостаннатом, преобразованным в тонкие агрегаты галенита и касситерита. Четыре более поздние маломощные дайки базальтов секут рудные тела и разобщают их на линзы, срезая полосчатость руд и метаморфизуя руды. В результате метаморфизма по железо-марганцевому карбонату-олигониту развивается в процессе его

окисления тонкая сыпь магнетита, силикаты – тефроит, родонит, спессартин. Выделения сфалерита обрамляются каемками вюртцита. Именно с этим процессом, возможно, связано и разложение тиллита на агрегат касситерита и галенита, образующих тонкие закономерные графические срастания.

Уникальное Черемуховое месторождение, сходное с боливийскими, показывает возможность открытия в вулканическом поясе и других месторождений сульфостаннатов в первую очередь в устойчивых зонах глубинных разломов, сообщавшихся во всяком случае на последнем этапе развития зоны с базальтоидным магматическим резервуаром.

Существуют и другие типы месторождений в вулканитах – свинцовые и свинцово-цинковые жилы в обрамлении вулканотектонических структур.

В заключение характеристики Дальнегорского района отметим, что особенности его металлогении определялись сочетанием различных факторов: литологических (развитие известняков, вмещающих скарновые месторождения); тектонических (развитие сети разломов, определивших блоковое строение района); магматических (проявление вулканического пояса с рудоносными вулкано-интрузивными ассоциациями). Немаловажную роль сыграло также положение района вблизи тектонически активной Япономорской зоны, откуда поступали мантийные расплавы в связи с активизацией мантии при образовании Япономорской впадины. Влияние мантийных процессов отмечено в повышенном содержании сидерофильных элементов в магматических породах и развитии минералов кобальта, меди, никеля в сульфидных рудах и боросиликатных скарнах.

Глава 7

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ, НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

В направлении на север общие особенности структуры, а также петрохимические черты магматических образований Сихотэ-Алиня существенно меняются. Примерно на широте Хабаровска происходит "погружение" или "срезание" палеозойских сооружений Главного антиклинория: палеозойские отложения (С, Р), довольно широко распространенные на юге, уступают место юрским и триасовым, которые занимают, в основном, западную половину Сихотэ-Алиня, а еще далее, к северо-востоку – меловым. Юрские отложения протягиваются до бассейна р. Гур, где проходит широтный разлом. На широте около 50° меловые осадочно-вулканогенные образования слагают всю структуру Сихотэ-Алиня. Складки ориентированы косо под углом к главным Сихотэ-Алинским складчатым сооружениям и ограничивающему их на западе Центральному структурному шву. Границы антиклинория и синклинория косо подходят к Татарскому проливу, а Прибрежное антиклинальное поднятие севернее Тернея вообще не прослеживается.

Гранитоидные массивы в юрских полях имеют в большинстве нижнемеловой возраст [31], в то время как в синклинории развиты верхнемеловые, а в Прибрежном поднятии – и палеогеновые гранитоиды. Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня на западе ограничены зоной развития базальтоидов, протягивающихся по окраине Амурской депрессии.

Особенности этого звена Сихотэ-Алиня в целом являются глубокое

залегание антиклинория, замещение палеозойских осадочных и вулканогенных отложений юрскими, триасовыми и более молодыми, уменьшение роли кислых верхнемеловых эффузивов, большое развитие средних андезито-дацитов верхнего мела – палеогена и значительное увеличение неогеновых андезито-базальтов и неоген-четвертичных базальтов. В целом вулканический пояс на этом отрезке характеризуется большей основностью и значительно большим количеством молодых вулканитов. По всей вероятности, широкое развитие базальтоидов в Прибрежной зоне субмеридионального направления связано с влиянием разлома, ограничивающего Татарский пролив. Полоса развития этих базальтоидов характеризуется положительными изостатическими аномалиями силы тяжести.

К северу от этой тектонической зоны происходят дальнейшее погружение структур, исчезновение юрских и нижнемеловых пород и широкое развитие в верхах разреза мелового комплекса (сеноман-туронский). Вулканические толщи распространяются далеко к западу и фактически перекрывают на многих участках складчатые сооружения. В их составе еще большее развитие получают отмеченные выше базальто-андезитовая формация неогена и очень незначительные проявления верхнемеловых андезитов, липаритов, липарито-дацитов и их щелочных производных – трахилипаритов и трахиандезитов. В неогеновых вулканогенных образованиях породы базальто-андезитовой формации сопровождаются субщелочными и щелочными производными базальтовой магмы – трахиандезитами, трахибазальтами.

Повышение роли базальтоидного магматизма и общей основности пород, совпадающее со сменой металлогенического профиля – олова на вольфрам, видимо, отражает изменение состава фундамента – распространение в эту область под мезозойские сооружения Монголо-Охотских структур. На проявление неогеновых базальтоидов и их производных, вероятно, оказывает влияние глубинный меридиональный разлом, ограничивающий континент от Татарского пролива.

Для позднемелового-раннепалеогенового крайнего северного звена вулканогена – Нижне-Амурского блока характерны пространственная связь и генетическая связь контрастных формаций базальт-липаритового вулканизма, получившего широкое распространение на заключительных этапах развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Вулканогенные образования Нижне-Амурской вулканической зоны существенно отличаются от близких по кислотности, описанных ранее вулканических пород внутриконтинентальных зон, имеющих более низкие содержание кальция, более высокие щелочей и более высокую магнезиальность темноцветных минералов. Кристаллизация пород вулканической зоны происходила в условиях высокой активности кислорода, о чем, в частности, свидетельствуют признаки ранней кристаллизации магнетита.

Контрастная формация в пределах рассматриваемой площади выделяется в составе трех эффузивно-экструзивных комплексов [86]: эоценового кузнецовского (базальты, андезито-базальты, андезиты), олигоценового колчанского (кислые и средние вулканиты), миоценового кизинского (андезито-базальты). Вулканогенные образования всех трех комплексов тесно пространственно совмещены и выполняют, по существу, единые крупные (до 700 км^2) полигенные вулканоструктуры, примером которых могут служить Амуро-Акчинская и Коль-Тывлинская структуры.

Базальтоиды кузнецовского и кизинского комплексов близки между собой по основным петрохимическим, геохимическим характеристикам, по составу минералов-вкрапленников. Эти олигоцен-клинопироксеновые породы с высоким содержанием глинозема (18,3–17,0%) и сравнительно

низким – элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V) по совокупности возможно отнести к группе высокоглиноземистых базальтов. Породы колчанского эффузивно-экструзивного комплекса выполняют сравнительно небольшие (до 70 км^2) грабенообразные вулкано-тектонические депрессии – "грабен-кальдеры", располагающиеся в центральных, реже в краевых (зоны кольцевых разломов) частях полигенных вулканоструктур. Средние (андезито-дациты) и кислые (липариты) породы связаны между собой антидромной последовательностью формирования. Петрохимическое изучение показало, что вулканиты колчанского комплекса, видимо, полигенны по своему происхождению.

Генезис липаритовых игнимбритов нижней части разреза, по-видимому, связан с анатектическим плавлением корового вещества вокруг магматических каналов и периферических магматических очагов базальтоидов. К отличительным особенностям этих пород следует отнести сравнительную однородность состава, а также значительные объемы извергнутого материала (до 75% от всего объема кислых вулканитов контрастной формации).

Более молодые по времени формирования вулканиты колчанского комплекса, видимо, генетически родственны к базальтоидам. По составу они варьируют от субщелочных плагиолипаритов до андезито-дацитов, но пространственно совмещены. Как правило, совмещены и их основные магмоконтролирующие структуры, которые имеют форму линейных зон длиной до 5 км при ширине 0,5–1,0 км. Эти структуры располагаются в центральных частях "грабен-кальдер" и трассируются зонами гидротермально-измененных пород, дайками и интрузивными телами.

Для субщелочных плагиолипаритов и андезито-дацитов характерны и общие петрологические особенности, к которым следует отнести их повышенную натриевость (Na_2O/K_2O = 0,93–1,45), глиноземистость и окисленность пород, а также высокую титанистость, магнезиальность и глиноземистость их минералов-вкрапленников. Кристаллизация вулканитов происходила при фугитивности кислорода, существенно превышающей кварц-магнетит-фаялитовый буфер.

Вывод о полигенной природе кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации, оценка условий их кристаллизации имеют определенное значение для решения вопроса об источнике рудного вещества. Действительно, все известные рудопроявления и месторождения пространственно располагаются только в пределах полей развития вулканитов – производных базальтоидных расплавов. В структурном плане поля гидротермально-измененных пород совмещены с основными магмоконтролирующими разломами, а рудные тела – штокверки имеют форму линз, простирание которых также совпадает с простиранием магмоконтролирующих структур. Это свидетельствует о парагенетической связи оруденения с кислыми производными базитовых магм и, в конечном счете, о глубинной природе рудного вещества месторождений малоглубинной, убого-сульфидной формации Нижнеамурской вулканической зоны.

Характерной особенностью металлогении этой области является зональное распределение месторождений: проявление вольфрама и редких металлов в западной половине в связи с нижнемеловыми гранитоидами (скарновой, кварцевой формаций) и олово-полиметаллических более низкотемпературных в зоне Сихотэ-Алинского синклинория по окраине вулканического пояса. Здесь распространены месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы, представленной хлорито-сульфидным типом.

Широтный Гурский разлом продолжается на западе в пределы Комсомольского и Баджальского рудных районов, на восток его продолжение

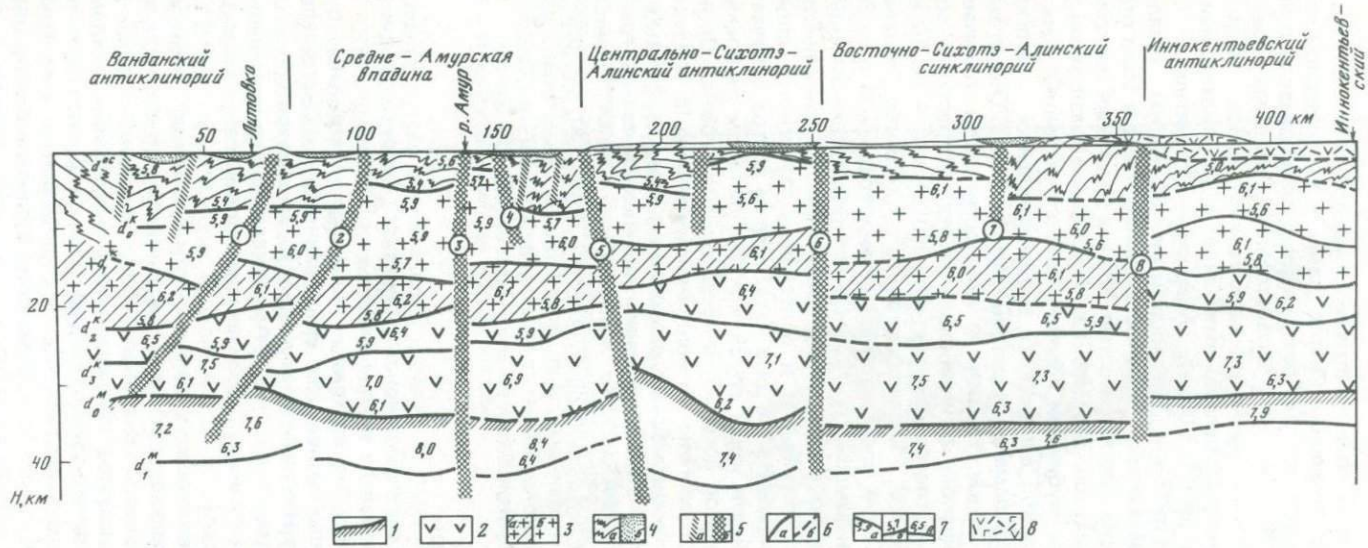


Рис. 36. Сейсмогеологический разрез вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский (составили С.В. Потапьев, В.И. Мараханов)

1 — поверхность Мохоровичича; *2* — базальтовый слой; *3* — гранитно-метаморфический слой: *а* — нижняя толща, *б* — верхняя толща; *4* — вулканогенно-осадочный слой: *а* — вулканогенная и *б* — осадочная толщи; *5* — разломы по: *а* — геологическим и *б* — сейсмическим данным — цифры в кружках: 1 — Литовский, 2 — Даргинский, 3 — Болоньский, 4 — Амурский, 5 — Арсеньевский, 6 — Хорский, 7 — Анюйский, 8 — Центральный Сихотэ-Алинский, *5* — границы раздела: *а* — достоверные и *б* — предполагаемые; *7* — скорости: *а* — граничные, *б* — эффективные, *в* — пластовые; *8* — Приморский вулканический пояс

можно связать с широтным уступом очертания о. Сахалина в районе г. Паранайска,

Глубинное строение этой области отражено на профиле ГСЗ Литовка—Инокентьевский, пересекающем Сихотэ-Алинь в его северной части. На этом профиле в "гранитном" и "базальтовом" слоях выделяются по два слоя: "гранитные" K_1 и K_2 и "базальтовый" и "метабазальтовый". Профиль пересекает депрессию р. Амур, характеризующуюся мощным осадочным слоем неоген-четвертичных отложений и подстилающими их мезозойскими толщами (около 10 км). Мощность "гранитного" слоя под депрессией составляет 15 км, "метаандезитового" — 5 км, "базальтового" — около 5 км. Наименьшая мощность земной коры в этом отрезке 32 км. Профиль общей протяженностью 350 км пересекает несколько структурно-формационных зон, разделенных глубинными разломами. Характеристика положения глубинных границ меняется от зоны к зоне. На западе по окраине Амурской депрессии и в зоне Западных прогибов происходит некоторое воздымание подошвы земной коры. Общая мощность составляет около 30 км. Увеличение мощности коры отмечается восточнее, в Сихотэ-Алинском антиклинории за счет возрастания мощности всех геофизических слоев (осадочно-вулканогенного — до 10 км; "гранитного" — до 10—12 км; "метаандезитового" — до 5 км; "базальтового" — до 10 км). При этом происходит погружение границы М (рис. 36).

Сокращение мощности земной коры с воздыманием мантии отмечается к востоку от Центрального структурного шва в области синклинория. Происходит воздымание границы М и основания "гранитного" слоя с повышением уровня фундамента с 8 до 2 км. Далее на восток отмечается общее возрастание мощности коры до 35 км. По системам разломов и здесь происходит ступенчатое погружение геофизических границ. Причем выделяются блоки — с относительным понижением границы М, совпадающий с полем развития нижнемеловых осадочных пород, и расположенный далее к востоку блок с относительным повышением тех же границ в области Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Общая мощность земной коры в Прибрежном поднятии составляет около 30 км, причем мощность осадочно-вулканогенного слоя около 8 км, "гранитный" слой заметно сокращается — около 10 км, а "метаандезитовый" и "базальтовый" слои значительно увеличиваются до мощности около 12 км.

НИЖНЕ-АМУРСКИЙ РАЙОН

Под Нижне-Амурским рудным районом понимается территория в нижнем течении р. Амур. На западе района развиты юрские и меловые геосинклинальные образования, на востоке — послегеосинклинальные вулкано-плутонические комплексы позднего мела, раннего и позднего палеогена и неогена, входящие в Нижне-Амурскую вулканогенную зону.

В геосинклинальных структурах Нижне-Амурского района выделяются две зоны — западная и центральная, различающиеся строением и историей развития.

Западная зона включает северо-восточные части Горинского и Амгунского синклинориев. В пределах этой зоны широко распространены терригенные толщи ранней и средней юры общей мощностью около 10 тыс. м. Среди них преобладают алевролиты, аргиллиты и песчаники, местами образующие грубый песчанико-алевролитовый флиш, при подчиненном развитии яшм, кремнисто-глинистых сланцев, диабазов и спилитов; Б.А. Иванов [51] относит эти толщи к аспидной и флишевой формациям, характерным для стадии геосинклинального погружения. Породы ранне-

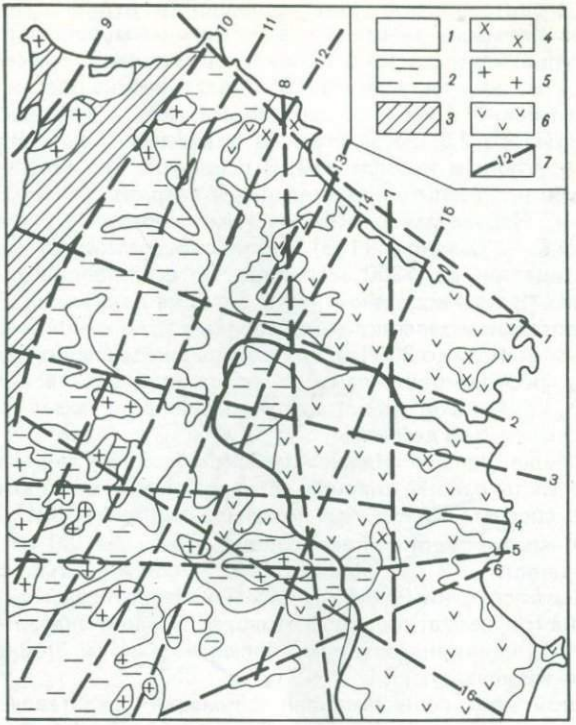


Рис. 37. Структурная схема Нижне-Амурского района

1 — олигоцен-четвертичные отложения и озера; *2, 3* — геосинклинальные структуры: *2* — центральная, *3* — западная; *4* — позднемеловые-третичные комплексы гранитоидов; *5* — позднемеловые комплексы гранитоидов; *6* — позднемеловые-неогеновые вуканогенные комплексы; *7* — глубинные разломы: 1 — Северобережный, 2 — Николаевский, 3 — Акчинский, 4 — Джевдахинский, 5 — Чаятынский, 6 — Удыльский, 7 — Татаркинский, 8 — Срединный, 9 — Александровский, 10 — Нижне-Амурский, 11 — Улский, 12 — Бекчи-Орельский, 13 — Члянский, 14 — Белогорско-Белоглинский, 15 — Иска-Бухтянский, 16 — Херпучинский

среднеюрского терригенного комплекса смяты в складки северо-восточного простирания, срезаемые на востоке Куканским (Нижне-Амурским, по Б.А. Иванову) разломом. На севере зоны ранне- и среднеюрские терригенные породы несогласно перекрыты толщей верхнеюрских отложений общей мощностью до 2,5 км. Разрез их начинается конгломератами и грубозернистыми песчаниками, постепенно переходящими в песчаниково-алевролитовую флишоидную толщу, насыщенную линзами грубозернистых песчаников и гравелитов.

В центральной зоне, отделяющейся от западной по Нижне-Амурскому разлому, распространены позднеюрские и меловые вулканогенно-терригенные толщи, расчлененные на позднеюрско-валанжинский и готерив (?)-альбский комплексы [51]. В основании первого комплекса залегают мощные горизонты базальных конгломератов, гравелитов и брекчий с пластами диабазов и яшм. Выше них залегает толща мощностью около 7,5 км терригенно-вулканогенных образований с постепенными переходами от грубой аспидной (аргиллито-песчаниково-конгломератовой) через вулканогенно-кремнисто-аргиллитовую к флишевой (песчаниково-алевролитовой)

формации. Характерно, что зоны аспидной и вулканогенно-кремнисто-аргиллитовой формаций тяготеют к зоне Нижне-Амурского разлома. Здесь же внутри серий более широко проявлены осадочные брекчии, гравелиты и конгломераты, количество которых с удалением на восток уменьшается. Готерив(?)-альбский комплекс центральной зоны (уктурская свита) общей мощностью до 2,5 км залегает на позднеюрском – валанжинском с перерывом и угловым несогласием. В основании его залегают горизонты конгломератов и гравелитов, сменяющиеся вверх по разрезу песчаниками, алевролитами, эффузивами и кремнистыми породами. На востоке, близ выделяемого С.А. Салуном [138] Тахтинского массива, мощность комплекса сокращается до 1300 м, состав же его становится существенно песчаниковым. В юго-восточной части зоны на отложениях раннего мела с резким несогласием залегают молассоидные отложения сеномана – турона мощностью от 1000 до 3000 м, для которых характерно грубое чередование мощных песчаниковых пачек с алевролитовыми и аргиллитовыми, развитие структур косой слоистости, насыщенность пород туфовым материалом и растительным детритом.

Вулканогенная зона в Нижне-Амурском районе занимает восточную прибрежную часть района, ширина ее на современном эрозионном срезе составляет в среднем 70 км. Как показывают расчеты В.И. Сухова [151], площадь, занимаемая вулканитами района, превышает 30 тыс. км^2, их наибольшая мощность – 2 км, общий объем – свыше 8 тыс. км^3. Вместе с ассоциирующимися с ними интрузивными комплексами они могут быть расчленены на три магматические формации: 1) дацит-андезитовую (позднемеловую); 2) риолит-андезитовую (палеоценовую) и 3) андезито-базальтовую (эоцен-миоценовую).

Дацит-андезитовая позднемеловая формация представлена вулканическими, в том числе экструзивными образованиями, сформировавшимися, как показывают многочисленные определения абсолютного возраста [151], в конце раннего сенона – дата. Состав эффузивов варьирует от андезито-базальтов до риолитов, при преобладании андезитов, а состав интрузий – от диоритов до аляскитов, при преобладании гранодиоритов. По количественным подсчетам В.И. Сухова [151], в эффузивной серии формации по объему составляют: андезиты – 72%, дациты – 25%, риолиты – 3%. Интрузивные массивы формации (нижнеамурская серия) развиты преимущественно в западной части района в отличие от вулканитов, более широко распространенных в восточной. Это связано, возможно, с большим эрозионным срезом западной части района и перекрытием интрузивов восточной части более молодыми послемеловыми вулканитами. Позднемеловой вулканизм на ранних этапах протекал в условиях мелководного морского бассейна, а на поздних этапах носил субаэральный характер. Нижнюю часть комплекса слагают вулканиты андезитового (больбинская свита), среднюю – дацитового и риолитового (татаркинская свита) и верхнюю – риолитового (маломихайловская свита) состава. Риолит-андезитовая палеоценовая формация, представленная в эффузивной части рядом андезиты – андезито-дациты – дациты, прорвана массивами гранитов и гранодиоритов нижнеамурского комплекса.

В соответствии с особенностями геологического строения находится и характер геофизических полей. Аномальное магнитное поле (ΔT) геосинклинальных зон западной части района спокойное. Величины ΔT редко превосходят 1000 гамм, оставаясь на уровне $\pm 0{,}1$–$0{,}2$ мэ. Локальные аномалии ориентированы большей частью беспорядочно, и лишь отдельные из них сохраняют отчетливое северо-восточное, субмеридиональное (либо северо-западное) простирание.

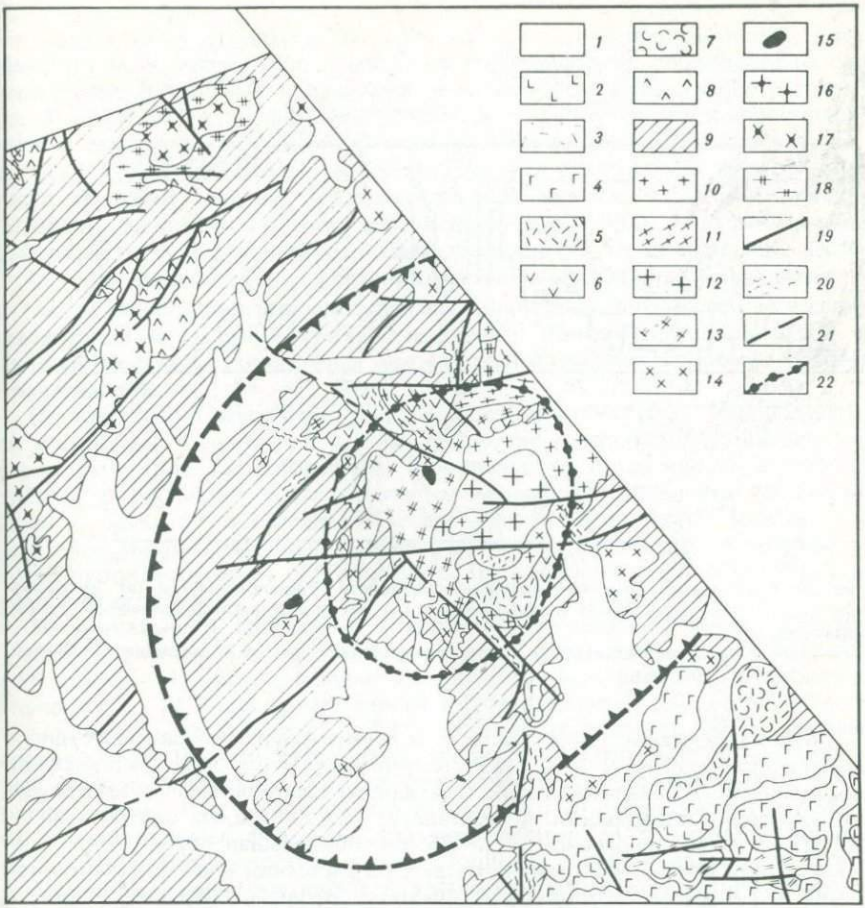


Рис. 38. Схематическая геологическая карта вулкано-плутонической структуры (по Зарембскому Е.П. с дополнениями авторов)

1 — озерно-речные отложения; *2–8* — вулканические породы: *2* — олигоцен-плиоценовые базальты, *3* — олигоценовые трахидациты, трахилипариты, *4* — эоценовые базальты, андезито-базальты; *5,6* — позднемеловые палеоценовые: *5* — дациты и липарито-дациты, *6* — андезиты и андезито-дациты; *7, 8* — позднемеловые: *7* — липариты, *8* — дациты и андезито-дациты; *9* — юрско–меловые осадочные породы — алевролиты, песчаники, кремнистые породы, седиментационные брекчии, кремнисто-глинистые сланцы; *10–19* — интрузивные породы: *10, 11* — эоценовые: *10* — лейкократовые биотитовые граниты VI фазы, *11* — биотит-роговообманковые гранодиориты V фазы; *12, 13* — палеоценовые: *12* — аплитовые биотитовые граниты IV фазы, *13* — биотит-роговообманковые гранодиориты и граносиениты III фазы; *14, 15* — позднемеловые-палеоценовые: *14* — гранодиориты и кварцевые диориты II фазы, *15* — монцодиориты и кварцевые монциниты I фазы; *16–18* — позднемеловые: *16* — граниты, *17* — грансдиориты, *18* — кварцевые монциниты; *19* — разломы; *20* — зоны развития даек; *21* — граница внешнего концентра структуры; *22* — граница внутреннего концентра структуры

Аномальное магнитное поле восточной части района, где развиты вулканогенные образования Нижне-Амурской вулканогенной зоны, сложно дифференцировано. Величины (ΔT) здесь варьируют от 4000 до 3500 гамм, не превышая в среднем 1–1,5 мэ. Простирание аномалий преимущественно северо-восточное или субмеридиональное.

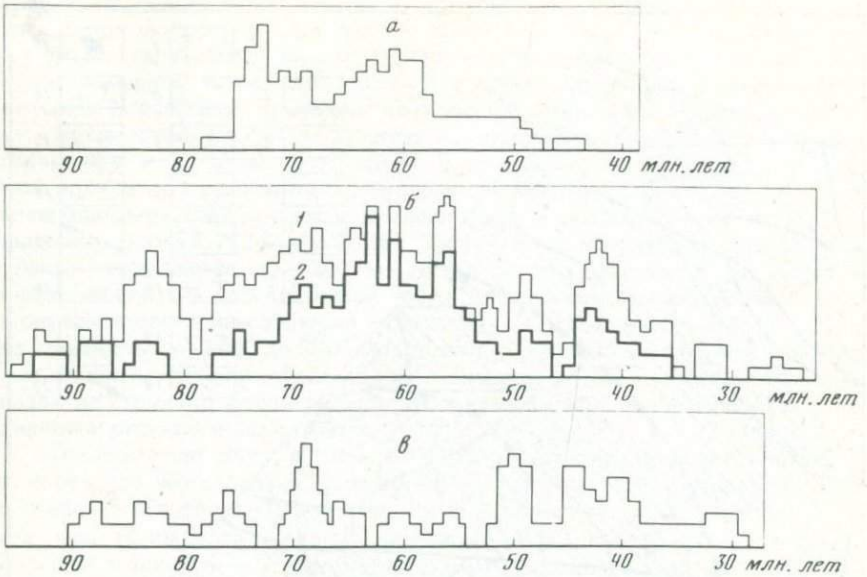


Рис. 39. Гистограмма значений изотопного возраста гидротермалитов (*а*), интрузивных (*б–1*), дайковых (*б–2*) и эффузивных (*в*) пород вулкано-плутонической структуры [15, 16, 134]

а–в — количество анализов: *а* — гидротермалиты 52 ан.; *б* — интрузивные 157 ан., *в* — эффузивные 88 ан.

Глубина залегания поверхности М в Нижне-Амурском районе, судя по экстраполяции данных ГЭС И.П. Косминской и др. [65], закономерно увеличивается с запада на восток. В западной геосинклинальной зоне глубина залегания поверхности М составляет 20–26 км, в центральной – 25–30 км и вулканогенной – 30–35 км. Наибольшая глубина залегания поверхности М (более 35 км) отмечается в восточной части вулканогенной зоны, в Татарском проливе и на Сахалине. В целом погружение поверхности М соответствует выделяемому С.А. Салуном [137, 136] Тахтинскому выступу ранней консолидации. Скорости сейсмических волн в этом гипотетическом выступе равны 5,6–6,0 км/с, т.е. являются типичными для гранитоидного слоя. Скорость в подошве консолидированной коры (у границы М) составляет около 8 км/с.

Ниже приводится характеристика наиболее полно изученных вулкано-плутонических узлов Нижне-Амурской вулканогенной зоны.

Северная вулкано-плутоническая (очаговая) структура (рис. 38) представляет собой радиально-концентрическую, поперечником около 35 км, купольно-глыбовую структуру, сформированную в течение позднего мела – неогена (не менее 50 млн. лет). Глубина заложения очаговой структуры оценивается зоной разуплотнения на уровне, примерно, в 20 км, близ границы земной коры и верхней мантии в этом районе. Структура заложена в зоне субширотных разломов на фундаменте из песчано-сланцевых отложений позднеюрского и раннемелового возраста. Центральная часть ее сложена гранитоидами. В гранодиоритах массива установлен ксенолит (2 × 4 км) серпентинизированных перидотитов, не показывающих признаков остаточной намагниченности и, очевидно, испытавших прогрев выше точки Кюри. Этот факт подтверждает большую

глубину заложения структуры и указывает на определенную связь гранитоидных магм с мантией. Внутренний концентр, опоясывающий рассматриваемый массив, прослеживается по эффузивам, сложенным на северо-западе андезитами и дацитами, а на юге преимущественно дацитами. По возрасту эти эффузивы относятся к дат-палеоцену и сопоставляются с самаргинской свитой. В этом же концентре располагаются несколько полей базальтов и андезито-базальтов олигоцен-миоценового возраста. Внешний концентр трассируется небольшими массивами монцонитоидов, диоритов и гранодиоритов двух ранних фаз. Многочисленные дайковые поля и разломы радиально расходятся от центральной части структуры. Радиально-концентрическое строение структуры устанавливается также морфоструктурным анализом. Минерализация, известная в северо-западной и западной частях внутреннего концентра, локализуется в вулканитах и экструзиях в виде жил и метасоматических зон северо-восточного направления.

На протяжении всего периода формирования структуры в ней образуются вулканиты и связанные с ними экструзии, внедряются гранитоиды и серии даек (рис. 39). Магматизм сопровождался интенсивным метасоматизмом и жильным гидротермальным минералообразованием. Большая часть вулканитов образовалась в дат—палеоценовое время, однако не исключен и эоцен-олигоценовый возраст некоторых из них. Среди эффузивно-пирокластических образований вскрываются жерловины и экструзии аналогичного состава.

Интрузивный и эффузивный процессы, проявленные семью фазами [табл. 1], по данным изотопного возраста охватывают период поздний мел — эоцен: 1) позднемеловые-палеоценовые монцодиориты, кварцевые монцониты; 2) кварцевые диориты, гранодиориты; 3) палеоценовые гранодиориты, граносиениты; 4) аплитовидные граниты; 5) эоценовые гранодиориты; 6) лейкократовые граниты с пегматитами; 7) олигоценовые покровы базальтов. Каждая фаза магматизма сопровождается комплексом даек: 1) и 2) диоритовые порфириты; 3) гранодиорит-порфиры; 4) гранит-порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры; 5) гранодиорит-порфиры; 6) диоритовые порфиры и гранит-порфиры. К самым поздним относятся олигоцен-миоценовые дайки базальтов, трахиандезитов и сиенит-порфиров (7). Средние химические составы эффузивных и интрузивных пород, слагающих вулкано-плутоническую структуру приведены в табл. 2, 3, 4. Статистико-петрохимическая диаграмма (рис. 40) наглядно иллюстрирует эволюцию магматизма в рассматриваемой структуре. Сравнение химических составов интрузивных пород структуры с составами пород соответствующих интрузивных серий Сихотэ-Алиня [54] указывает на близость пород 1—4 фаз нижнеамурской и верхнеудоминской сериям, а пород 5—7 фаз прибрежной серии.

По отношению к оруденению вулканиты и интрузивные фазы 1 и 2 оказываются дорудными, фазы 3 и 4 — синхронными с оруденением, 5, 6 и 7 фазы — послерудными. В соответствии с этим выделяются и этапы формирования рудного поля.

Рудное поле расположено в субширотном грабене, ограниченном системой широтных и северо-восточных разломов. Фундамент грабена сложен мезозойскими флишоидными отложениями, а сам грабен заполнен дат-палеоценовой сложно построенной вулканогенной толщей, прорванной телами гранитоидов и разнообразными дайками преимущественно северо-западного и субширотного направлений. Рудоносные зоны приурочены к северо-восточным цепочкам вулканических жерл, не выходящим за пределы грабена. Они имеют северо-восточное простирание с крутым падением

Таблица 1

Схема развития магматизма в пределах одной из вулкано-плутонических структур

Возраст	Фаза	Интрузивные породы	Эффузивные породы	Малые интрузии
Дат-палеоцен	I	Монцодиориты и кварцевые монцониты	Эффузивно-экструзивные андезиты и андезито-дациты (больбинская и самаргинская свиты)	Субвулканические штоки и дайки диоритовых порфиритов
	II	Кварцевые диориты и гранодиориты		
Палеоцен	III	Гранодиориты и граносиениты		Дайки гранодиорит-порфиров
	IV	Аплитовидные граниты		Дайки гранит-порфиров, фельзитов и фельзит-порфиров
Эоцен	V	Гранодиориты	Андезиты и андезито-дациты (кузнецовская, кизинская свиты)	Трещинные тела гранодиорит-порфиров и их ответвления
	VI	Лейкократовые граниты		Дайки диоритовых порфиритов и гранит-порфиров
Олигоцен	VII	—	Покровы базальтов (кизинская и совгаваньская свиты)	Дайки базальтов, трахиандезитов и сиенит-порфиров

Таблица 2

Средний химический состав эффузивных пород вулкано-плутонической структуры, по данным В.Э. Пилацкого и В.Р. Поликанова, в вес. %

Окислы	Андезиты		Базальты
	дат—палеоцен	эоцен	олигоцен—миоцен
SiO_2	60,57	59,61	48,17
TiO_2	0,72	0,73	2,36
Al_2O_3	16,65	16,38	16,33
Fe_2O_3	3,16	3,22	2,79
FeO	2,87	3,12	7,32
MnO	0,15	0,11	0,15
MgO	2,47	2,83	6,44
CaO	3,65	5,18	8,74
Na_2O	3,60	3,16	3,03
K_2O	2,84	2,95	2,19
Количество анализов	65	12	6
Индекс Ритмана	2,4	2,2	5,3

на северо-запад. Минерализация прослеживается на глубину до 600 м от поверхности. По системе послерудных северо-западных сбросо-сдвигов отдельные части зон сдвинуты на 100—200 м и рассечены серией жил и даек послерудных интрузивных пород, вследствие чего зоны имеют ступенчатое строение.

Таблица 3

Средний химический состав интрузивных пород вулкано-плутонической структуры, по данным Б.Л. Залищака и Ю.Г. Пискунова, в вес. %

Окислы	Интрузивные фазы и количество анализов пород					
	1 (2)	2 (16)	3 (16)	4 (14)	5 (12)	6 (7)
SiO_2	53,14	61,42	62,68	73,59	63,64	71,60
TiO_2	1,03	0,57	0,55	0,21	0,44	0,29
Al_2O_3	17,21	17,23	16,52	14,61	15,66	15,14
Fe_2O_3	4,73	2,57	3,49	0,55	2,61	0,93
FeO	4,52	3,03	2,28	0,72	2,46	0,99
MnO	0,14	0,13	0,15	0,06	0,10	0,10
MgO	3,37	2,50	1,85	0,28	1,45	0,64
CaO	7,08	4,73	3,69	1,02	4,14	1,55
Na_2O	3,64	3,02	3,19	3,38	3,14	3,43
K_2O	3,27	3,17	4,14	4,73	4,12	4,49
H_2O^+	0,11	0,72	0,15	0,05	0,67	0,32
H_2O^-	0,09	—	0,01	0,02	0,15	—
П.п.п.	0,67	0,66	1,19	0,65	1,28	0,81
P_2O_5	0,94	0,29	0,38	0,39	0,24	—
Сумма	99,95	99,91	100,03	100,01	100,04	100,29
$f_{ок}$	47,9	44,8	54,8	35,1	50,5	37,7

Таблица 4

Средние содержания элементов-примесей в породах интрузивных фаз вулкано-плутонической структуры, по данным Б.Л.Залищака и Ю.Г. Пискунова, в вес. %.

Элементы	Интрузивные фазы и количество анализов пород					
	1 (2)	2 (16)	3 (16)	4 (14)	5 (12)	6 (7)
Ga	0,0020	0,0019	0,0018	0,0018	0,0018	0,0014
Sn	0,0001	0,0004	0,0003	0,0002	0,0002	0,0004
Pb	0,0004	0,0019	0,0036	0,0024	0,0013	0,0040
Zn	0,0085	0,0038	0,0062	0,0024	0,0045	0,0045
Cu	0,0100	0,0048	0,0076	0,0026	0,0054	0,0036
Ni	0,0040	0,0042	0,0019	0,0006	0,0020	0,0011
Co	0,0040	0,0031	0,0023	0,0003	0,0015	0,0066
Cr	0,0017	0,0109	0,0012	0,0002	0,0017	0,0007
V	0,0340	0,0244	0,0154	0,0029	0,0106	0,0040
B	0,0026	0,0050	0,0067	0,0008	0,0014	0,0017
Ag	19,0	5,9	12,5	5,2	5,6	7,2
Au	2,94	2,98	6,62	2,88	3,4	3,4

Примечание. Содержания серебра приведены в $n \cdot 10^{-6}$ вес. %, а золота в $n \cdot 10^{-7}$ вес. %.

Дорудный этап характеризуется интенсивным метасоматозом в вулканитах и дорудных гранитоидах — автометасоматическими преобразованиями в вулканитах, пропилитизацией и биотитизацией.

Рудный этап начинается с кислотного выщелачивания пропилитизированных и биотитизированых пород, а на более поздней стадии (первая рудная

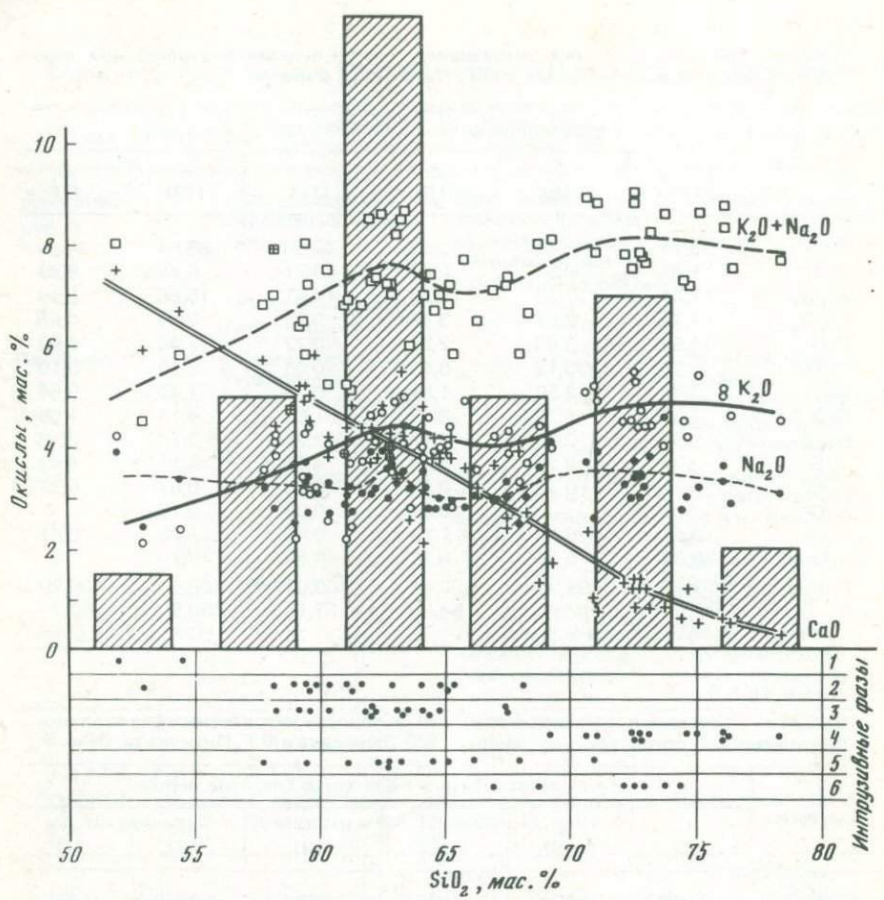


Рис. 40. Диаграмма зависимости окислов Ca, Na, K от SiO_2 в породах интрузивных фаз вулкано-плутонической структуры

стадия) при повышении активности калия выражен зонами серицит-адуляр-кварцевых метасоматитов (нередко с характерной полосчатой текстурой). К зонам этих метасоматитов приурочены жилы (вторая кварцевая стадия) кварца или кварца и адуляра с апатитом, тетраэдритом, фрейбергитом, теннантитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом, реже гесситом, тетрадимитом, арсенопиритом. Необходимо отметить поисковое значение адуляр-кварцевых метасоматитов с прожилками такого же состава, сгущение которых указывает на близость рудных тел. Завершает рудный этап карбонатная стадия, проявленная сеткой прожилков, неправильными гнездами и значительными по размерам агрегатами кальцита, преимущественно марганецсодержащего, реже доломита с вкрапленностью галенита, сфалерита, и иногда теллуридов. К ранней ассоциации этой стадии относятся немногочисленные кварц-карбонат-родонитовые прожилки с такими же рудными минералами. Температура минералообразования рудного этапа составляет 450–200°С. Рудам характерны неправильные формы выделений и тонкодисперсные частицы.

Минеральные ассоциации следующего, скарново-гидротермального этапа (700—150°С) пространственно и генетически связаны с внедрением гранитоидов 5 и 6 фаз, которые в виде многочисленных апофиз, мощностью до 800 м, рассекают рудные тела. Процесс скарнирования привел к перекристаллизации существенно кварцевых участков рудных тел и развитию скарнов в участках, обогащенных карбонатами, а также проявился в вулканитах и ранних дайках. По механизму образования скарны являются инфильтрационными и относятся к формации известковых скарнов. Установлены следующие минеральные ассоциации скарнов: пироксен-гранат-волластонитовая с кнебелитом, бустамитом (температура образования 700—550°С), эпидот-гранатовая с аксинитом, турмалином, пьемонтитом, спессартином (550—500°С), тремолит-эпидотовая с магнетитом (500—400°С), актинолит-хлоритовая с цеолитами, карбонатами, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом (400—150°С).

Кроме скарнов, в пределах рудного поля установлены связанные с гранитоидами 5 и 6 фаз пегматоидные образования с мусковитом и турмалином, грейзены, ореолы ороговикования, а также секущие все образования гидротермальные прожилки (температура образования 370—125°С) северо-западного простирания: кварцево-турмалиновые с мусковитом, андалузитом и касситеритом, карбонатно-полиметаллические, глинисто-гидрослюдистые, с повышенными содержаниями молибдена, олова, меди и др.

Горизонтальная зональность рудного поля определяется сменой ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций кварцевой стадии более поздними низкотемпературными ассоциациями карбонатной стадии в сторону от массива гранодиоритов, синхронных по времени внедрения рудному этапу. Вертикальная зональность в рудных телах не выявлена, но установлено, что рудному горизонту отвечают зоны с большим количеством кварц-адулярных прожилков.

Формирование рассматриваемой вулкано-плутонической структуры связано с процессом многофазной гипабиссальной интрузивной деятельности, что обусловило многоэтапность постмагматической минерализации. Смена этапов минерализации осуществлялась не в обычном регрессивном направлении, а с неоднократным изменением кислотности—щелочности растворов и чередованием средне- и высокотемпературных этапов. Максимум калиевости растворов соответствует рудному этапу, начавшемуся стадией кислотного выщелачивания (образование кварцево-слюдистых метасоматитов по пропилитизированным породам). Высокая калиевость растворов первично кислого состава может быть объяснена частичным их вскипанием и удалением кислотных компонентов, хотя некоторые из них реализовались в виде апатита в адуляр-кварцевых зонах. Основная масса рудного минерала выпадала в этот этап, а ассоциация его с кварцем, адуляром и апатитом дает основание предположить перенос его в хлоридных кремниево-калиевых растворах. Длительность и однотипность магматизма при относительно постоянном химизме были благоприятными факторами для отделения водно-хлоридных флюидов с экстрагированными металлами даже при кларковом содержании хлора в магме (0,055% массы). Парагенетическая связь интрузивных пород и оруденения выражается в следующем: максимальное содержание рудных элементов свойственно породам 3-й фазы и заметно ниже в породах остальных фаз; содержания водорода максимальны в породах 3-й фазы и минимальны в породах 4-й фазы; содержания кислорода обратны, если судить по степени окисления железа в биотитах (высокая степень окисления железа свойственна биотитам из гранитов 4-й фазы). Эти данные могут рассматриваться как показатели возникновения рудоносных флюидов в вулкано-плутонической структуре.

1/2 9. Зак. 1565

Часть III
ТРЕТИЧНАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В этой части охарактеризована Внутренняя мегазона Камчатско-Курильского сектора Тихоокеанского пояса, примыкающая непосредственно к океану и протягивающаяся вдоль фестонов островных дуг, отделенных от мезозоид континента окраинными морями. Эта область представляет современную геосинклиналь с островами сложного гетерогенного строения. В пределах островной суши преобладают третичные складчатые сооружения, являющиеся внутренними поднятиями современной околоокеанической геосинклинали, но отмечаются и сиалические блоки более древних структур, формировавшихся с нижнего палеозоя или даже протерозоя (?). Можно предположить, что эти блоки являются фрагментами структур, палеогеографически связанных в прошлом с континентальными.

На восточной стороне островных сооружений, обращенных к океану, устанавливаются преимущественно эвгеосинклинальные зоны, последовательно омолаживающиеся к востоку и отмечающие смещение границ океанического бассейна по мере разрастания суши. В эвгеосинклиналях проявлены основные вулканиты и базиты, с которыми связана минерализация фемического профиля.

На западной стороне островных дуг нередко прослеживаются миогеосинклинальные зоны и располагаются блоки мощной сиалической коры, металлогенически связанные с континентом. В связи с кислыми магматическими породами здесь известны многочисленные, хотя и незначительные рудопроявления Mo, Sn, W и месторождения Pb, Zn.

Глава 8
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ О. САХАЛИН

Остров Сахалин относится к зоне третичной складчатости и располагается на северном замыкании Нипонской палеогеновой геосинклинали. Татарский пролив, отделяющий о-в Сахалин от Сихотэ-Алиня, в своей наиболее узкой части имеет глубину 10 м, а осадки представлены неогеновыми торфяниками, отложившимися на суше.

Таким образом, доказывается, что о-в Сахалин до недавнего времени представлял полуостров, соединявшийся с материком. В настоящее время к югу от этой субконтинентальной перемычки располагается глубокий прогиб с мощной толщей морских осадков, включающих меловые, палеогеновые (?) и неогеновые отложения. По направлению к югу мощность осадочно-вулканогенного слоя в прогибе возрастает с переходом к Япономорской глубоководной котловине. И с запада, и с востока Татарский пролив, ориентированный в меридиональном направлении, ограничен крупными глубинными разломами, которые вдоль Западного разлома обусловливают проявление неогеновых базальтов на окраине материка, а вдоль Восточного — неогеновые массивы щелочных базальтоидов.

Остров Сахалин имеет зональное строение. В его осевой части вскрываются юрские или палеозойские (?) образования, представленные метаморфическими сланцами, а также верхнеюрские – нижнемеловые терригенные толщи. Меридиональный Тымь-Поронайский разлом, вдоль которого протягивается широкая четвертичная депрессия, отделяет эту положительную структуру от западной палеогеновой складчатой области, сложенной в ядре антиклинали верхнемеловыми, а на крыльях – палеогеновыми и неогеновыми терригенными отложениями. В целом эта Западная зона представляет миогеосинклиналь или эпиплатформенный прогиб – "тупиковое" окончание Нипонской третичной геосинклинально-складчатой области.

На востоке крупный продольный разлом отграничивает Центральный горст-антиклинорий от Восточной меловой эвгеосинклинальной зоны, протягивающейся по побережью Охотского моря до мыса Шмидта. Таким образом, о-в Сахалин представляет субмеридиональную зональную структуру с чередованием прогибов и поднятий и в целом имеет антиклинорную асимметричную структуру с разновозрастным и разнотипным "набором" осадочных и вулканогенных пород в ее западном и восточных крыльях.

Характерной особенностью Сахалина является проявление продольных и меридиональных разломов, разграничивающих структурно-формационные зоны, контролирующих размещение здесь слабопроявленных магматических пород и определяющих положение современных депрессий рельефа.

Для Сахалина характерно небольшое развитие интрузивных пород. Наиболее древние верхнемеловые основные и ультраосновные породы вскрываются в Восточной зоне, отмечая собой глубинный разлом. Здесь известны офиолитовые комплексы с набором соответствующих формаций. Верхнемеловые гранитоидные массивы повышенной основности также характерны для Восточной зоны. Они представлены небольшими интрузивными телами, образующими цепочки вдоль разломов. С ними связаны проявления свинца, цинка, молибдена. С крупным Центральным меридиональным разломом, разграничивающим Восточную и Западную части острова, связаны проявления киновари. На крайнем западе вдоль разлома, параллельно Татарскому проливу, протягивается цепочка неогеновых щелочных базальтоидов. Вдоль побережья на шельфе известны титансодержащие пески.

Представление о глубинном строении Сахалина дает профиль ГСЗ (рис. 41). Для Татарского пролива характерно резкое воздымание границы М (до 22 км) и ее уступ по разлому с опусканием Восточно-Сахалинского блока. Мощность коры возрастает к востоку до 42 км в зоне антиклинория. Поверхность К здесь образует такой же изгиб с воздыманием в Татарском проливе и погружением ее в зоне антиклинория, но более пологим.

Мезозойская эвгеосинклинальная зона восточной окраины Сахалина характеризуется повышением поверхностей К и М к востоку по направлению к Охотоморской впадине. В этом же направлении происходит исчезновение гранитно-метаморфического слоя, что связано с приближением к глубоководной котловине. Новое утолщение земной коры отмечается в зоне Курильской дуги (о-в Итуруп), где снова проявляется "гранитный" слой, возрастает мощность "базальтового" слоя, а граница М опускается. Наряду с продольными разломами на ограничения тектонических блоков различного состава, а также на элементы современной морфологии оказывают влияние и поперечные разломы, видимо, продолжающиеся сюда из континентальной области Сихотэ-Алиня. Так, можно предположить, что широтный Хунгарийский разлом имеет продолжение в

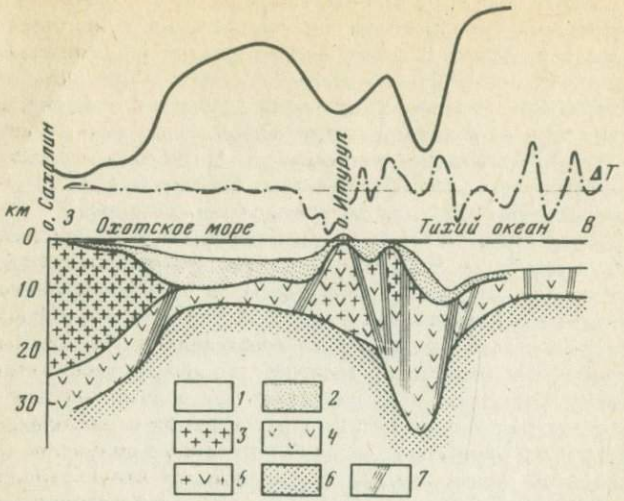


Рис. 41. Геолого-геофизический профиль по линии о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан (составлена Н.М. Сытной по материалам [65])

1 — вода; *2* — осадочные породы; *3* — гранитный слой; *4* — базальтовый слой; *5* — слой с промежуточным значением скорости; *6* — подкоровый слой; *7* — зоны глубинных разломов

области Сахалина, где граница его совпадает с северным побережьем залива Терпения и определяется резким расширением территории острова.

Сахалинская область характеризуется не только продольной, но и поперечной дифференциацией. Об этом дает представление сравнение двух профилей. На профиле Северный Сахалин – Камчатка отмечается значительная мощность осадочно-вулканогенного слоя (около 10 км), такая же "гранитного" с увеличением его к западу близ Татарского пролива до 20 км. Здесь же отмечается значительная мощность "базальтового" слоя (до 15 км). Общая мощность земной коры для Северного Сахалина составляет 35 км.

По направлению к Охотскому морю в этом профиле прослеживается осадочно-вулканогенный слой той же мощности, постепенно выклинивающийся к середине Охотоморской впадины. "Гранитный" и "базальтовый" слои прослеживаются непрерывно до Западной Камчатки. Близ побережья у Западной Камчатки прослеживается и осадочный слой, постепенно выклинивающийся на значительном протяжении, мощностью до 5–6 км. Таким образом, документируется непрерывное продолжение сиалической коры в Охотском море, что подтверждает представление о существовавшем в этой области массиве суши [69]. Некоторое утонение мощности земной коры и подъем границы М отмечается в центральной части Охотского моря.

На профиле Южный Сахалин – о-в Итуруп устанавливается раздув "гранитного", "базальтового" и осадочно-вулканогенного слоев в области Центрального Сахалинского антиклинория (область Сусунайского хребта) с прогибанием границы М и постепенное уменьшение их мощностей как в западном (к Татарскому проливу), так и в восточном (к Охотскому морю) направлении. "Гранитный" слой прослеживается и восточнее о-ва Сахалин, что позволяет трассировать в область акватории продолжение палеозойских и мезозойских структур юго-восточной части Сахалина. Выклинивание гранитного слоя и резкое снижение мощности базальтового до 7 км с подъемом границы М характерны для юга Охотоморской впа-

дины. При этом возрастает мощность "базальтового слоя" (до 20 км) и осадочно-вулканогенного слоя на о-ве Итуруп и далее к востоку вплоть до глубинного желоба. Своеобразной особенностью этой притихоокеанской части профиля является резкое возрастание мощности "базальтового" слоя до 25 км и значительное погружение границы М.

Мощность земной коры под островами изменяется от 14 до 35 км. "Гранитный" слой, отмеченный в южных и северных Курильских островах, полностью отсутствует в средних Курильских островах. Мощность "базальтового" слоя резко увеличивается в депрессии Курило-Камчатского желоба. Граница М достигает максимума на тихоокеанском склоне поднятия Малых Курильских островов. С зоной наиболее мощного базальтового слоя совпадает ось крупной положительной магнитной аномалии" [6].

Граничные скорости вдоль поверхности М в островной зоне снижаются и возрастают с приближением к Курильскому глубоководному желобу. Вероятно плотность верхней мантии под островной дугой ниже, чем в зоне глубоководного желоба и в области Тихого океана. Н.А. Беляевский предполагает, что нижняя часть земной коры под Курильской дугой может быть образована комплексом метаморфических пород [6]. Он же предполагает возможную вертикальную расслоенность "базальтового" слоя.

Глава 9

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Курильская островная дуга, расположенная непосредственно на переходе к океану и развивавшаяся на протяжении верхнего мела и до настоящего времени, характеризуется сложным строением. Вопросы ее геологического и тектонического строения освещались многими авторами, особенно в последнее время, в связи с развитием идей глобальной тектоники. Среди них следует указать Г.М. Власова [25, 22, 23, 24], Е.А. Радкевич [118, 119, 120], К.Ф. Сергеева [143, 144], В.К. Ротмана [128–130]. Высказываются самые различные взгляды на природу островной гряды, на развитие ее фундамента и отдельных элементов этой характерной для Тихоокеанского кольца структуры.

Вулканические процессы, отражающие глубинное строение коры и мантии, происхождение магм разного состава, петрологические аспекты, формационная принадлежность магматических продуктов рассмотрены в многочисленных публикациях [26, 106, 105, 107, 158, 159, 16, 175]. В последнее десятилетие установлено, что в Курильской островной зоне проявлены вулканиты не только основного и среднего, но и кислого состава [45, 93]. Широкое распространение кислых вулканогенных пород объясняется наличием континентального типа коры на флангах дуги. Ю.Л. Неверовым [94] выявлены центры кислого вулканизма, существовавшие длительное время и оказавшие большое влияние на размещение и формирование различных типов минерализации.

Последними работами в шельфовой зоне островной дуги выявлена общая структура дуги, представляющая чередование синклиналей и антиклиналей с относительно спокойным залеганием слоев, разбитых поперечными разломами на ряд блоков. В пределах блоков устанавливаются различные условия формирования ассоциаций вулканических пород.

Изучение ксенолитов в Южно-Курильской зоне, вынесенных лавами

вулканов, показывает присутствие среди них гранулитов, амфиболитов, плагиоклазсодержащих пироксеновых сланцев, диоритов, плагиогранитов, анортозитов. В связи с этим высказываются предположения, что нижняя часть консолидированной земной коры под Курильской островной дугой может быть образована комплексами метаморфических пород [8], сходных с теми, что известны в Сусунайском хребте на о-ве Сахалин, в зоне Хидака на о-ве. Хоккайдо. Развитие же грауваковых песчаников на о-ве Шикотан и в западной части о-ва Хоккайдо позволяет даже предположить существование в прошлом источника размыва где-то к востоку от Японо-Курильской островной дуги в области, ныне занятой Тихоокеанской акваторией и характеризующейся развитием океанической коры. В пользу такого предположения свидетельствует и наличие галек в ордовикских конгломератах на юге-западе Японии. Океаническая кора этих участков, таким образом, может рассматриваться как вторичная.

По мнению Б.И. Васильева и др. [21], островной блок представляет материковую структуру с гранитно-метаморфическим комплексом основания, отделенный от океанической области современным глубоководным желобом. Осевая часть желоба со временем перемещалась к востоку.

Курильская островная система состоит из нескольких сопряженных элементов — поднятия островной дуги, глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны (зона Беньофа), являющейся границей раздела океанического ложа и континента. С сейсмофокальной зоной связаны изменения состава магматических продуктов, в частности содержаний калия, рубидия, стронция, кремнезема [108], а также процессов рудообразования и размещение оруденения.

В пределах островного поднятия выделяются внутренняя и внешняя островные дуги, развитие которых, по мнению ряда исследователей [150], носило автономный характер, по крайней мере с позднемелового времени. Внутренняя или Большая островная дуга, протягивающаяся от о-ва Хоккайдо на юге до Камчатки на севере на 1250 км, сложена вулканогенно-осадочными породами миоцен-четвертичного возраста.

На островах Внешней и Малой дуги, примыкающей к глубоководному желобу, развит мощный комплекс вулканических и вулканогенно-осадочных пород мелового возраста, подразделяемых на три свиты: матакотанскую (кампан), сложенную брекчиями, лавами диабазов и спилитов, малокурильскую (маастрихт) — флишоидно-переслаивающиеся сероцветные отложения и зеленовскую, состоящую из базальтов, андезитов, их туфолав, лавобрекчий, агломератов и туфов.

Вулканиты этих свит представлены двумя типами пород — кварцевотолеитовыми базальтами и ассоциацией щелочных базальтов и трахитов [131]. Большая часть щелочных пород с очень высоким содержанием K_2O приурочена к малокурильской свите. В ней же залегают многочисленные тела трахидолеритов, монцонитов и сиенитов, абсолютный возраст которых составляет 65—88 млн. лет.

На о-ве Шикотан известны интрузии габброидов габбро-пироксенит-дунитового формационного типа. Они представлены оливиновыми габбро, габбро, анортозитами и интрудируют отложения малокурильской свиты.

Эффузивы, залегающие в основании разреза Малой дуги, по содержаниям и соотношениям сидерофильных и халькофильных элементов имеют мантийную природу [183]. Геохимически породы отличаются высокой концентрацией меди (97—115 г/т), ванадия (173 г/т), никеля (140 г/т) и хрома (202 г/т), причем медь является "сквозным" элементом. Рудная минерализация на островах Малой дуги проявлена крайне слабо в виде вкрапленности хромита.

Вулканогенные и рудные формации Большой дуги более разнообразны — они формировались на протяжении миоцен-четвертичного времени. И эволюционируют, и изменяются по простиранию дуги в зависимости от строения и тектонического развития и вулканической активности отдельных ее отрезков (блоков): установлены различные мощности и различные типы земной коры. Так, на флангах мощность сиалической коры достигает 28—33 км [50], в то время как в центральной части дуги она не превышает 10—15 км. В пределах отдельных блоков, ограниченных глубокими разломами субширотного направления, петрохимический тип вулканических пород меняется от толеитового известково-щелочного до оливин-базальтового с различными соотношениями продуктов основного и кислого состава. На островах Кунашир и Уруп большой объем в составе вулканогенно-осадочных толщ занимают кислые вулканиты и их туфы, широко развиты интрузии и экструзии гранитоидов. В то же время на островах Итуруп, Парамушир и Шумшу преобладают вулканические породы среднего и основного состава при относительно слабом развитии гранитоидов.

В основании толщи вулканогенно-осадочных пород Большой Курильской дуги залегают нижнемиоценовые диабазы, спилиты и гиалокластиты основного состава с горизонтами туфов и туффитов, которые по петрохимическим (соотношение щелочей в них $Na_2O/K_2O = 1{,}14$) и геохимическим особенностям близки породам димитровского и матакотанского комплексов Малой дуги. Они характеризуются нередко высокими концентрациями элементов сидерофильной группы (Cr, Ni), указывающими на их мантийное происхождение.

С дайковыми и мелкими интрузивными породами габбродиоритов и диабазов связана медно-никелевая (о-в Итуруп) вкрапленная и прожилковая минерализации и геохимические ореолы меди и никеля вокруг небольших тел кварцевых диоритов и габбро-диоритов. Возможно, к этому же времени относится магнетитовое оруденение (прожилковое и вкрапленное) в некоторых диоритах и габбро-диоритах островов Кунашир и Парамушир.

Наиболее продуктивной по рудной нагрузке является нижнесреднемиоценовая формация, известная под названием зеленые туфы. Она представляет собой последовательно дифференцированную натриево-калиевую (или переходную от натриевой и натриево-калиевой) формацию с преобладанием андезитов и дацитов или плагиолипаритов. Максимальные мощности этих пород наблюдаются на флангах дуги, где она примыкает к материковым структурам и имеет континентальный тип коры.

Интрузивные породы, относящиеся к формации зеленых туфов, принадлежат к габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации. Размещение их контролируется разломами северо-западного и северо-восточного направлений. По геологическим данным возраст их определяется как среднемиоценовый. Радиологическая датировка интрузивных пород островов Кунашир и Уруп дает цифры 11—6 млн. лет и, вероятно, отражает возраст вторичных газо-гидротермальных изменений и связанного с ним рудоотложения.

В породах формации отмечается резкий дефицит элементов мантийной группы (Ni, Co, Cr, V). Содержание Cu и Sn для базальтовой толщи формации выше кларка в 1,5—2 раза, а в кислой части комплекса возрастает концентрация меди. Проявляются сильные корреляционные связи элементов, определяющих профиль (Zn, Cu, Pb и др.), с летучими (B, F, Cl). Наиболее высокие концентрации рудных компонентов отмечаются в кислых дифференциатах — в экструзивных фациях липарито-дацитов и липаритов. Анализ газово-жидких и расплавленных включений также

указывает на высокие содержания свинца, меди, цинка — элементов, определяющих металлогеническую специализацию формации зеленых туфов в поздних магматических продуктах кислого состава.

Типичными для формации зеленых туфов рудопроявлениями являются медно-полиметаллические и серно-колчеданные [93, 105]. Пространственно они приурочены к нижне-среднемиоценовым толщам, обнаружены практически на всех островах и представлены преимущественно жилами и штокверками среди пропилитизированных и серицитизированных туфов. Рудные поля заключают экструзивные тела кислого состава, дайки диабазов, субвулканические интрузивы диоритов, гранодиоритов, несущие нередко жильную и рассеянную вкрапленную минерализацию.

К группе медно-полиметаллических рудопроявлений на о-ве Кунашир относятся Валентиновское, Филатовское, Спиридоновское, Полыновское, Заливное; на о-ве Уруп — ряд проявлений тихоокеанского побережья; на островах Симушир и Онекотан — мелкие проявления меди и цинка в минерализованных зонах. На островах Парамушир и Шумшу — рудопроявления Кошкина, Васильевское и др. Большинство рудопроявлений концентрируется в узлах пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Рудные тела имеют форму крутопадающих жил и прожилков небольшой мощности и протяженности. Среди рудных минералов присутствуют халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькозин, реже энаргит, арсенопирит. По величине отношения $Zn/Cu \geqslant 1{,}5$ они относятся к медно-цинково-колчеданной формации.

По металлогеническим особенностям некоторые рудопроявления, в частности Валентиновское, сходны с месторождениями типа куроко, широко распространенными в области развития зеленых туфов северо-восточной Японии. Однако они не являются полными аналогами куроко по ряду признаков: 1) преимущественно жильная, а не пластообразная форма тел; 2) высокая (более 250°С) температура отложения рудных минералов; 3) образование рудных тел после формирования толщи зеленых туфов (в верхнем миоцене); 4) незначительные глубины морского бассейна во время накопления туфов.

Тем не менее нельзя полностью исключить возможности образования залежей типа куроко на Курильских островах. Благоприятная обстановка существовала на островах Итуруп и Парамушир. Некоторые жильные рудные зоны могут быть корневыми частями пластовых залежей. Полиметаллическая минерализация в миоценовых вулканитах представлена несколькими рудопроявлениями, среди которых представляют интерес Докучаевское (о-в Кунашир), Туманное (о-в Уруп) и Чистореченское (о-в Итуруп). Кроме того, имеются и более мелкие проявления этого типа на других островах. Отличаются они от медно-полиметаллических преобладанием в рудных жилах сфалерита (клейофан) и галенита. Полиметаллические рудопроявления парагенетически связаны с экструзивно-интрузивными образованиями основного и кислого состава миоценового возраста.

Представляет интерес открытие в последние годы оловянного оруденения, связанного с кварцевыми диоритами и экструзивными телами кварцевых порфиров натрового ряда, на о-ве Итуруп [104]. Касситерит установлен в зоне метасоматического окварцевания, в центральной части палеовулканической постройки. На периферии рудного поля в вулканитах залегают рудные жилы с галенитом и сфалеритом. В измененных породах обнаруживаются высокие концентрации хрома, что в сочетании с другими данными может указывать на глубинный источник олова.

На других проявлениях о-ва Кунашир (мыс Спиридонова, оз. Ильинское и др.) олово находится преимущественно в виде станнина и реже —

касситерита. Вулканиты верхнемиоцен-плиоценового возраста отвечают известково-щелочной и отчасти толеитовой сериям пород, среди которых выделяются базальт-андезитовая и андезит-липаритовая формации. В составе толщ много игнимбритов андезито-дацитового и дацитового, реже липарито-дацитового состава, распространены также "вспененные лавы", пемзовые туфы, андезитовые и дацитовые туфобрекчии, экструзивные купола гиперстеновых и двупироксеновых андезитов, дацитов и плагиолипаритов, субвулканические интрузии диоритов.

Базальтовая формация характеризуется резким дефицитом элементов мантийного профиля (Ni, Co, Cr, V). В породах андезит-липаритовой формации этот дефицит сокращается. Общим для обеих формаций является высокое содержание меди (в 6 раз выше нормы) и олова (в 1,5 раза).

В породах известково-щелочной серии по мере дифференциации растет уровень содержания свинца и цинка одновременно с медью, т.е. проявляется полиметаллическая геохимическая специализация расплавов. Повышенные концентрации рудных компонентов отмечаются в кислых дифференциатах — экструзивных липарито-дацитов и липаритов. Степень дифференциации и роль флюидов резко возрастают на заключительных этапах формирования серии; одновременно увеличивается калиевость.

Рудная минерализация этого времени во многом сходна с оруденением в зеленых туфах и нередко локализуется в тех же подновлявшихся разломах или в узлах их пересечения. Особенно благоприятными являются подножья вулканических хребтов и отдельных построек, где происходят разгрузка натриево-хлоридных гидротерм и отложение рудного вещества.

Типичными представителями оруденения верхнемиоцен-плиоценового возраста могут быть полиметаллические рудопроявления.

Рудные тела обычно сопровождаются пропилитизацией с широким развитием адуляровых фаций и локализуются в зонах разломов субмеридионального (о-в Парамушир) или северо-западного направления (острова Кунашир и Итуруп). Сильной адуляризации подвергаются интрузивные и дайковые образования, а также эксплозивные брекчии. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и разнообразными сульфосолями.

Вмещающие породы, как правило, имеют натриевую щелочность, поэтому источник калия, очевидно, глубинный. По комплексу вторичных изменений, составу рудных тел такие рудопроявления близки к проявлениям в континентальных вулканических поясах.

На Курильских островах пока неизвестны представители медно-порфировой формации, однако здесь обнаружены многочисленные проявления молибдена, которые непосредственно не связаны с гранитоидными массивами. Это рассеянная вкрапленность молибденита или прожилки во вторичных кварцитах в экзоконтактовых частях экструзий, а на активных вулканах — в околожерловых фумарольных образованиях.

Вулканические породы четвертичного возраста относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. Ими сложены вулканические постройки островов Курильской гряды. Для базальтов известково-щелочной серии установлен дефицит элементов мантийного профиля (Ni, Co, Cr), особенно никеля. В молодых лавах и экструзивных образованиях одни рудные элементы (Sn, Mo, Zn) имеют концентрации, равные или несколько выше кларковых, другие (Pb, Cu) — почти во всех комплексах находятся ниже кларковых содержаний.

В верхних частях вулканических построек в сольфатарной обстановке отлагаются самородная сера, сульфиды железа, аурипигмент, реальгар, гематит, киноварь, молибденит, халькопирит, халькозин, сфалерит, барит

и др. [93, 95, 77]. Высокие содержания рудных элементов (Sn, Mo) отмечаются в подрудных частях метасоматических залежей серы. Наиболее интересными для обнаружения руд металлов являются участки повышенной трещиноватости и разломы в основании вулканических хребтов и отдельных построек, где происходит разгрузка минерализованных вод.

Широкий спектр рудных элементов в четвертичных вулканитах определенно указывает на геохимическую преемственность пород основного и среднего состава от миоценовых аналогов. Усложнение состава минерализации может быть объяснено частичной переработкой материала фундамента, использованием одних и тех же рудопроводящих и рудоконцентрирующих структур, а также близповерхностным характером рудоотложения. Все это указывает на стабильное положение крупных тектонических элементов, влияющих на латеральную и продольную петрохимическую зональность и размещение рудной минерализации в пределах Большой Курильской дуги, по крайней мере в миоцен-четвертичное время.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Типы минерализации и профилирующие элементы меняются в зависимости от глубины фундамента и мощности коры. На островах с океаническим и переходным типом коры преобладают медные и медно-полиметаллические проявления на всем интервале от нижнего миоцена до четвертичного времени.

2. От неогена к четвертичному времени происходит усложнение минерального состава рудопроявлений и морфологии рудных тел в связи с приближением процессов рудоотложения к поверхности. В этом же направлении нарастает интенсивность калиевого метасоматоза в породах известково-щелочной серии.

3. Выявляется широкое распространение эпитермального полиметаллического оруденения, во многих чертах сходного с аналогичными месторождениями материковых вулканических поясов.

4. Повышенная мышьяковистость руд различных типов на флангах дуги с миоцена до четвертичного времени включительно может свидетельствовать о большом влиянии континентальной коры, на которой собственно заложились участки дуги, примыкающие к материковым структурам.

5. Обнаруживается связь проявлений с экструзивными и субвулканическими телами кислого и среднего состава. Структурно рудные поля тяготеют к жерловым частям вулканических построек или к основанию вулканических построек в местах выхода глубинных натриево-хлоридных гидротерм.

6. Высказывается предположение о вторичной природе океанической коры, отмечаемой в центральном звене Большой Курильской дуги и Курило-Камчатском желобе.

ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море, ограничивающее область Сихотэ Алиня с востока и отделяющее его от третичных складчатых сооружений островов (о-в Сахалин острова Японии), имеет неоднородное строение. По периферии его протягивается узкая полоса шельфа, ширина которой увеличивается на севере в Татарском проливе и на юге Цусимского пролива. Узкая полоса материкового склона отграничивает континентальный шельф от глубоководных впадин Японского моря. Главная глубоководная котловина расположена в северной половине акватории и клином вдается на север в

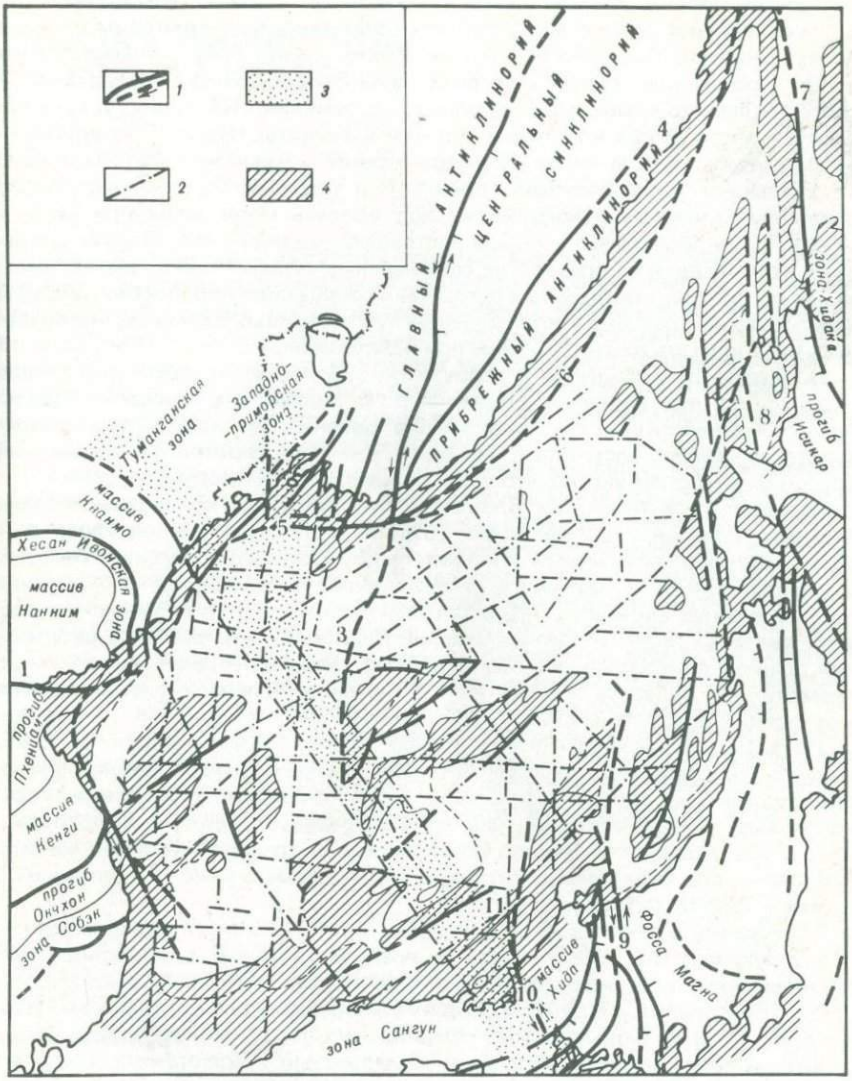


Рис. 42. Главные разломы Япономорского региона

1 — разломы установленные и предполагаемые по геологическим и геофизическим данным (берг-штрихами показано опущенное крыло, стрелками — направление горизонтальных смещений); *2* — разломы, предполагаемые по аномалиям гравитационного, магнитного и геотермического полей; *3* — сейсмофокальная зона Идзу—Огасавара; *4* — шельф и подводные возвышенности, 1—11 — главные разломы и разломные зоны: 1 — Восточно-Корейская, 2 — Западно-Приморская, 3 — Центральный Сихотэ-Алинский, 4 — Прибрежный Сихотэ-Алинский, 5 — Южно-Приморская зона, 6 — Восточно-Приморская зона, 7 — Западно-Сахалинский; 8 — Мариока-Сиракава, 9 — Итоигава-Судзуока; 10 — Бива; 11 — Западно-Хонсюйский

Татарский пролив. Южная половина акватории моря в геоморфологическом отношении сложно дифференцирована. Здесь выделяются подводные возвышенности: Восточно-Корейская, Ямато, хребта Ребуно-Монеронского и др. Разделенные глубокими впадинами возвышенности представляют собой складчато-глыбовые островные сооружения. На одних устанавливаются палеозойские комплексы, включая граниты (Ямато), на других – более древние, в том числе метаморфические докембрийские (?) породы (в возвышенностях Восточно-Корейской и хребта Оки). Уже эти данные позволяют говорить о погружении под уровень моря обширной суши и предполагать первоначальное распространение сиалической (континентальной) коры далеко за пределы ее современных ограничений. Однако складчатые структуры континента и островных сооружений, погружаясь под уровень моря, не прослеживаются далее в глубоководных впадинах, что позволяет предполагать их уничтожение при погружении.

Процессы раздробления и погружения блоков континентальной коры происходили под влиянием движения по разломам, образующим правильную геометрическую сеть закономерно ориентированных систем северо-западного, северо-восточного, меридионального, широтного направлений (рис. 42), аналогичную той, что устанавливается и на континентах.

Сведения о погруженных блоках в глубоководных котловинах неопределенны. Главная глубоководная котловина Японского моря характеризуется резко выраженными положительными аномалиями силы тяжести. С приближением к материку и подводным возвышенностям значение положительных аномалий снижается. Магнитометрические данные показывают линейную ориентировку аномалий в областях контрастного расчленения рельефа с чередованием поднятий и прогибов и неправильные контуры аномалий в областях глубокого погружения (главная глубоководная котловина Японского моря).

Интерпретация геофизических данных (МОВ, ГСЗ) позволила В.М. Ковылину [62] прийти к выводу, что земная кора в глубоководной котловине состоит из двух слоев: осадочного и базальтового. Строение коры напоминает океаническое. В районах Центральной котловины, прилегающих к возвышенности Ямато, устанавливается трехслойное строение земной коры: под осадками лежит слой со скоростью 6 км/с ("гранитный"), а ниже – "базальтовый".

По вопросу о происхождении впадины Японского моря имеются разные точки зрения. Н.П. Васильковский предполагает, что в глубоководной Япономорской впадине сохранилась первичная океаническая кора. И.И.Берсенев [9] говорит о крупном раздвиге и обнажении при этом "базальтового слоя", В.М. Ковылин [62] предполагает погружение обширной суши и превращение сиалического слоя в "базальтовый". При этом он допускает существование горизонтальных раздвигов, обусловленных погружением блоков, и зияющих разломов, служивших каналами для подъема больших объемов базальтовой магмы, что привело к "перестройке" земной коры.

Анализ геолого-геофизических данных по Японскому морю позволил В.М. Ковылину [62] прийти к выводу о превращении сиалической коры в фемическую при погружении ее на большие глубины, сопровождаемом внедрением мощных масс базальтового материала, существенно изменивших состав и физические свойства бывшего "гранитного" слоя. К выводу о погружении под уровень Охотского моря обширной суши байкальской (?) консолидации приходят Л.И. Красный [69] и С.А. Салун [136]. По-видимому, суша распространялась также восточнее Японии и Курильской островной дуги.

Часть IV
СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Проблема состава и металлогенической специализации земной коры и верхней мантии разработана еще сравнительно слабо. Вместе с тем, как предполагают многие исследователи, именно мантия, и в частности ее верхняя часть, является источником рудогенных, особенно легкоплавких элементов, вынос которых из верхней мантии идет с опережением выноса легкоплавких петрогенных элементов. В результате этого формируются крупные металлогенические провинции за счет зон верхней палеомантии, обогащенной легкоплавкими элементами.

Помимо верхней мантии на формирование металлогенических провинций большое влияние оказывает и состав фундамента складчатых регионов. Это видно из следующего. Кристаллические сланцы, например, чагарского комплекса, областей Становика и Джугджура, Буреинского и Ханкайского массивов, залегающих в фундаменте Монголо-Охотского пояса и частично Сихотэ-Алиня, характеризуются повышенными и высокими (140—200 г/т) содержаний цинка, меди и других элементов. Имеются также осадочные концентрации бора в виде турмалиновых пород. В фундаменте мезозойской Сихотэ-Алинской металлогенической провинции залегают, например, железистые офиолиты, характеризующиеся высокими (150—200 г/т) содержаниями легкоплавких рудогенных элементов, широко представленных и в ряде случаев являющихся главными в месторождениях полезных ископаемых. Это показывает, что влияние фундамента складчатых регионов нельзя сбрасывать со счетов при разработке металлогенических концепций.

Глава 10
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Проблема изучения вещества верхней мантии, как известно, является весьма актуальной, ибо с ней связаны такие важнейшие процессы, как вулканизм, рудообразование, землетрясения, протекающие в земной коре. Состав земной коры с ходом геологического времени не остается постоянным и изменяется в процессе развития геологических структур и эволюции магматических процессов. Но как же подойти к решению этой проблемы? Какие пути и возможности имеются на этот счет? Технические возможности, как известно, ограничены на сегодняшний день. Геофизические же методы дают сведения о вероятной плотности верхней мантии и не более, а экспериментальные методы позволяют только моделировать те или иные мантийные процессы.

Указанные выше методы используются и будут использоваться в даль-

нейшем для решения проблемы верхней мантии, однако возможности их ограничены применительно к изучению подкоркового субстрата конкретных регионов. В то же время петрологи, как никто другой, имеют в своем распоряжении богатейший природный материал о вещественном составе производных глубинных зон Земли (офиолиты, кимберлиты, коматииты, базальты и т.п.), который несет драгоценную информацию для решения проблемы верхней мантии. Так что проблема эта является в основном петрологической. Но с чего и как начать ее решение не вообще, а применительно к конкретным регионам? Очевидно, что нужно знать, какой имела состав верхняя мантия в том или ином регионе в ранние этапы его развития. Иными словами, необходимо располагать данными о химическом составе палеомантии, что и будет рассмотрено ниже.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕЙ ПАЛЕОМАНТИИ И ФОРМИРОВАНИЕ НЕОМАНТИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В основу изучения химического состава и эволюции верхней палеомантии должен быть положен метод анализа состава офиолитовых парагенезисов [49]. Основания к этому следующие: 1) офиолиты и коматииты относятся к самым ранним из магматических образований регионов; 2) офиолиты и коматииты образуют пояса огромной протяженности. Благодаря этим особенностям для познания химического состава верхней мантии офиолиты более информативны по сравнению с кимберлитами и продуктами вулканической деятельности средних и поздних этапов развития регионов. Офиолитовые парагенезисы различны по составу слагающих их магматических комплексов вулканитов, гипербазитов и габброидов. В каждом парагенезисе составляющие его члены тесно сопряжены по времени, пространству, составу пород и минералов, геохимическим и металлогеническим особенностям и представляют собой родственные магматические образования, возникшие в рифтовых зонах земной коры за счет селективного или полного плавления верхней мантии. Стало быть, эти образования, особенно офиолитовые вулканиты, коматииты и гипербазиты можно, в известной мере, рассматривать как индикаторы вещественного состава верхней палеомантии, существовавшей накануне их формирования в том или ином сегменте Земли. Офиолитовые вулканиты при этом являются первыми и наиболее низкотемпературными выплавками из верхней мантии, а гипербазиты — продукты плавления мантийного рестита, возникшего после выплавления из мантии офиолитовых вулканитов. Вероятный состав верхней палеомантии будет отвечать средней пробе из офиолитовых вулканитов и гипербазитов. Коматииты же, по мнению А.А. Маракушева, образуются при полном плавлении подкоркового состава. И эти породы также могут рассматриваться индикаторами верхней мантии. Исследования с этой точки зрения показывают, что верхняя палеомантия Тихоокеанского пояса накануне формирования офиолитов и коматиитов была неоднородной и зональной в горизонтальном направлении. В пределах ее, как можно судить по диаграмме состава офиолитов [49], выделялись зоны палеомантии, обогащенные железом, титаном, кальцием, марганцем, и зоны, объединенные этими элементами, но обогащенными магнием, никелем и хромом. Зоны первого типа трассируются размещением более железистых офиолитов, а зоны второго типа — размещением магнезиальных гипербазитов. Зоны эти перемежались, как перемежаются офиолиты разного состава в поперечных разрезах Тихоокеанского пояса. В плане зональность верхней палеомантии, вероятно, имела характерный полосовый вид как у современ-

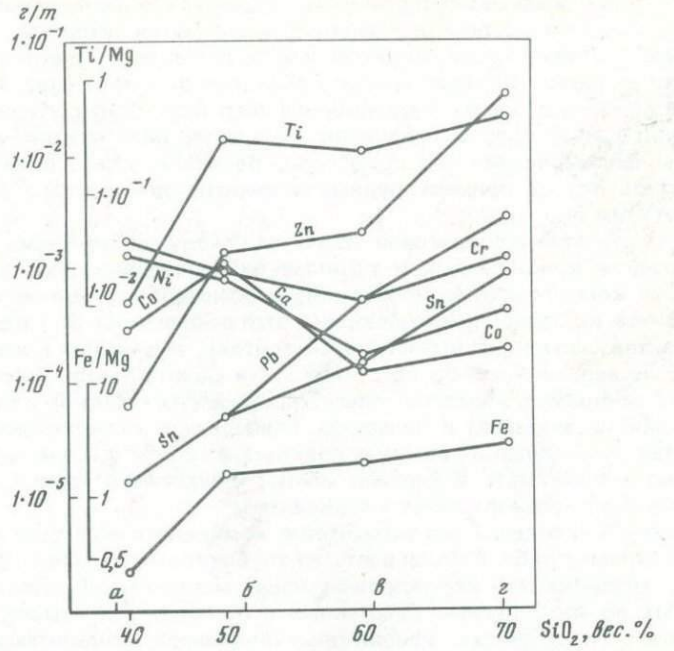


Рис. 43. Диаграмма отношений рудных элементов к магнию в породах Сихотэ-Алиня
а — гипербазитах, *б* — офиолитовых вулканитах, *в* — андезитах, *г* — липаритах

ного магнитного поля Тихого океана. Эта зональность в дальнейшем предопределила размещение металлогенических провинций Тихоокеанского пояса.

Изложенное отчасти можно видеть на диаграмме (рис. 43), где показаны количества и распределение, например, цинка между офиолитовыми вулканитами и гипербазитами. Из диаграммы видно, что содержания этого элемента в гипербазитах Тихоокеанского пояса варьируют в широких пределах (30—174 г/т), причем наиболее богатые цинком гипербазиты Сихотэ-Алиня, характеризуются и более высокой железистостью. В соответствии с этим находится и распределение цинка в гипербазитах, сосуществующих с вулканитами. Его больше в вулканитах, причем цинка больше в тех вулканитах, которые связаны с более богатыми железом и цинком гипербазитами и меньше в вулканитах, находящихся в парагенезисе с магнезиальными гипербазитами. В связи с этим в пределах Тихоокеанского пояса можно предполагать существование в палеозое и мезозое зон палеомантии, отличавшихся содержанием в них цинка и отношением цинка к никелю, что и отражено на рассматриваемой диаграмме.

Из диаграммы видно, что офиолитовый вулканит всегда богаче цинком, чем родственные ему гипербазиты. Такое же соотношение между офиолитами намечается и по меди. Пользуясь этой закономерностью можно, как нам кажется, решить и обратную задачу: по составу офиолитовых и других толеитовых вулканитов определять примерный состав подкоркового субстрата, который существовал в регионе в тот или иной отрезок времени. Иными словами, открывается возможность выявлять эволюцию состава верхней палеомантии вплоть до неомантии в том или ином регионе, что и будет рассмотрено ниже.

С ходом развития геологических структур Тихоокеанского пояса неоднородная по составу его верхняя палеомантия испытала изменения в составе, которые имели направленный характер, как будет показано ниже.

Чтобы выяснить характер изменений палеомантии с ходом геологического времени и понять металлогению того или иного региона необходим сравнительный анализ продуктов плавления палеомантии в различные этапы формирования его структуры. Весьма полезно, в частности, рассмотреть это на примере рудных элементов конкретного региона типа Сихотэ-Алиня.

Для решения поставленной задачи за основу анализа нами были взяты отношения легкоплавких и тугоплавких (в соединениях) рудных и нерудных компонентов в гипербазитах и офиолитовых вулканитах, образовавшихся в Главном антиклинории в этап рифтогенеза (P_1) и в формациях андезитов, липаритов (отчасти игнимбритов), возникших в ходе орогенеза в конце верхнего мела в восточной части Сихотэ-Алиня. Рассматривалось также отношение элементов (легкоплавкий/тугоплавкий) в офиолитовых вулканитах, андезитах и липаритах, приведенное к отношению их в гипербазитах — тугоплавких остатках подкоркового субстрата, наличие которых можно предполагать в верхней мантии в восточной части Сихотэ-Алиня накануне верхнемезозойского вулканизма.

Данные по содержанию элементов в комплексах андезитов и липаритов, приведенные в табл. 5, были взяты из опубликованных работ [39, 142, 140], а по гипербазитам использованы наши материалы. Результаты анализа данных по соотношению рудогенных и петрогенных элементов и компонентов в гипербазитах, офиолитовых вулканитах, андезитах и липаритах приведены на диаграммах (см. рис. 43).

В соответствии с приведенными фактами и данными табл. 5 можно предполагать, что верхняя палеомантия перед мезозоем характеризовалась повышенным содержанием Fe, Ti, Cu, V, Ca и других элементов по сравнению с их кларками (по А.П. Виноградову) в ультраосновных породах и содержанием в гипербазитах, например, Индийского океана [39].

Из табл. 5 видно, что при переходе от гипербазитов к офиолитовым вулканитам, андезитам и липаритам Сихотэ-Алиня наблюдается уменьшение никеля, меди, кобальта и возрастает количество свинца. Содержание олова в этом ряду почти не изменяется. Количество цинка увеличивается от гипербазитов к офиолитовым вулканитам, падает в андезитах и снова увеличивается в липаритах. Содержание меди уменьшается в липаритах и игнимбритах по сравнению с таковым в гипербазитах.

Из диаграммы (см. рис. 43) видно, что отношения Ti/Mg, Fe/Mg, Zn/Mg, Sn/Mg возрастают от гипербазитов до липаритов соответственно в 10, 30, 35, 200 раз, в то время как отношения Cr/Mg, Ni/Mg и Co/Mg уменьшаются. При этом поведение титана напоминает поведение железа, вероятно потому, что эти элементы совместно входят в темноцветные, магнетит и ильменит в рассматриваемых комплексах пород и верхней мантии, и пути миграции их при магматизме сходны. Из диаграммы (см. рис. 43) и таблицы 5 следует, что наибольший вынос железа, титана и цинка из верхней мантии происходит при формировании офиолитовых вулканитов.

Интересно проследить, как же меняются соотношения рудных легкоплавких и тугоплавких элементов в серии последовательных выплавок из верхней палеомантии. Особенно наглядно картина эволюции состава мантийных выплавок в отношении рудогенных элементов выглядит на диаграмме (рис. 44), где показаны отношения легкоплавких и тугоплавких элементов в офиолитовых вулканитах, андезитах и липаритах, приведенные к отношению их в гипербазитах, состав которых, как мы отметили выше,

Таблица 5

Содержание (г/т) элементов-примесей в гипербазитах, офиолитовых вулканитах, андезитах и липаритах

Типы формаций пород	MgO*	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	V	Ag	TiO_2*
Гипербазиты Восточного пояса Сихотэ-Алиня	28,07	912	572	163	144	174	–	5,1	73	0,11	0,84
Гипербазиты Западного пояса Сихотэ-Алиня	33,99	957	474	118	41	93	–	3,5	42	0,03	0,22
Офиолитовые вулканиты себучарской свиты Сихотэ-Алиня	4,79	63	36	47	38	100	3,3	3,2	135	–	2,47
Гипербазиты Индийского океана	36,9	2000	1350	77	14	49	4,6	2,4	88	–	–
Андезиты Восточного вулканического пояса Сихотэ-Алиня	2,07	12,3	5,3	3,4	10,0	76,5	13,9	4,1	27,7	0,553	0,85
Липариты богопольской свиты Восточного пояса Сихотэ-Алиня	0,77	10,2	3,4	2,8	9,2	114	33,7	7,1	21,6	0,39	0,50
Игнимбриты Восточного пояса вулканитов Сихотэ-Алиня	0,52	9,5	2,5	1,4	8,2	124	31,5	5,5	8,1	0,553	0,32

*Содержание MgO и TiO_2 даны в вес.%.

по всей вероятности, отвечал составу палеомантии восточной части Сихотэ-Алиня в мезозойское время.

Из диаграммы следует, что если отношение SiO_2/MgO в липаритах богопольской свиты и в толще игнимбритов по сравнению с отношением их в вероятном исходном мантийном субстрате Сихотэ-Алиня возросло в 60 раз, то отношения Zn/Ni, Sn/Co, Sn/Ni увеличились при этом соответственно в 80, 100, 200. Из этого видно, что соотношения в группе рудных элементов в процессе выплавления кислых пород из верхней мантии изменяются и нарастают быстрее в пользу легкоплавких рудных элементов по сравнению с этим в группе петрогенных элементов. Именно в этом состоит одна из причин того, почему рудоносными являются дифференцированные или контрастные толщи вулканитов и интрузивные комплексы гранитоидов.

Результаты выноса из подкорового субстрата легкоплавких рудных элементов и формирования месторождений полезных ископаемых, а также металлогенических провинций в процессе магматизма средних и поздних этапов формирования регионов должны привести в конечном счете к изменению состава верхней мантии. Но как это выявить? С этой целью необходимо указанную выше закономерность (в паре комплексов гипербазит – офиолитовый вулканит, последний всегда богаче легкоплавкими

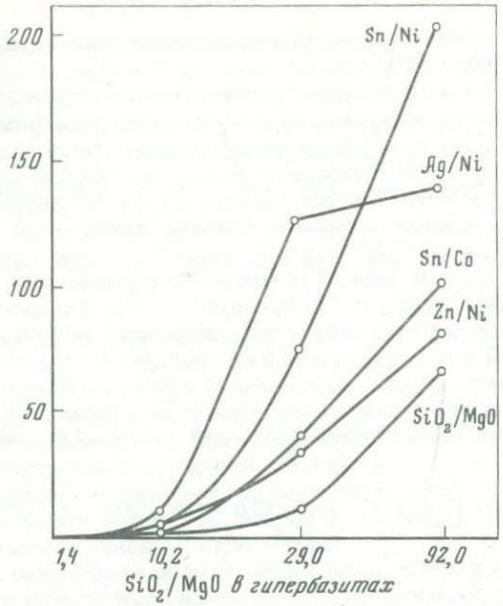


Рис. 44. Диаграмма отношений различных элементов в офиолитовых вулканитах, андезитах, липаритах к гипербазитам

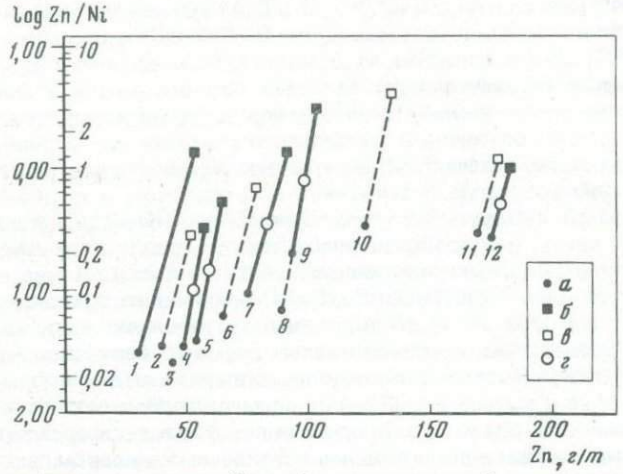


Рис. 45. Диаграмма содержания Zn в офиолитах и верхней палеомантии в различных районах Тихоокеанского пояса

а — гипербазиты; *б* — офиолитовые вулканиты; *в* — вероятные вулканиты; *г* — вероятный состав палеомантии в офиолитовых поясах

1 — гора Пиндос (Греция); *2* — Индийский рифт; *3* — Папуа; *4* — Тамватная; *5* — Усть-Бельское; *6* — Новые Гебриды; *7* — Ватынское; *8* — Гебрид; *9* — Западный Сихотэ-Алинь; *10* — Буреинский массив; *11* — Наданьхада-Бикинский антиклинорий; *12* — Восточный Сихотэ-Алинь

рудными элементами) распространить на все толеитовые базальты, формировавшиеся после офиолитов в той или иной структурно-фациальной зоне. Парой комплексов в данном случае будут базальт-перидотитовый субстрат. Последний, оставшийся под земной корой как рестит после выплавления базальта, может быть примерно определен по составу базальта, связанного с ним во времени и генетически, но разобщенного в пространстве на расстояние, равное мощности земной коры или несколько более.

Таким образом, используя метод анализа офиолитовых парагенезисов и располагая материалом о составе толеитовых базальтов разного возраста (от офиолитов до новейших базальтов), залегающих в одной и той же структурно-фациальной зоне, можно судить не только о ее металлогенетических возможностях и составе палеомантии, но и об эволюции последней во времени до состава неомантии.

Рассмотрим это на конкретных примерах. Наиболее сильные изменения состава претерпела верхняя мантия Сихотэ-Алиня за большой период времени от ранней перми, когда сформировались офиолиты, до излияния неогенных базальтов. За это время, особенно в позднем мелу, здесь были сформированы многочисленные комплексы вулканитов и гранитоидов, а также оловорудные месторождения, состоящие на 60–80% из колчеданов, железа и меди. В разных зонах Сихотэ-Алиня процессы изменения состава верхней мантии протекали неодинаково. В соответствии с этим в неогене здесь формировались базальты с различной нагрузкой легкоплавкими рудными элементами, в том числе цинком, как показано на диаграмме log Zn/Ni–Zn, приведенной на рис. 45. Эта диаграмма нами выбрана потому, что цинк, как и железо, в земной коре является сквозным элементом, который входит в состав всех магматических пород, их минералов и руд. На диаграмме сплошными линиями показаны направления трендов в паре комплексов: гипербазит – офиолитовый вулканит. Соответственно этому из точек, отвечающих базальтам, вниз с наклоном влево проведены тренды в паре: базальт – подкорковый перидотитовый субстрат (прерывистые линии). Длина трендов и угол наклона взяты средними между крайними величинами их на диаграмме офиолитов (рис. 46). Несмотря на эти допущения, на диаграмме отчетливо видно, что предполагаемый состав верхней мантии Сихотэ-Алиня до неогена изменился очень сильно и по-разному в разных районах. Содержание цинка в неомантии уменьшилось на величину 50–120 г/т по сравнению с исходной палеомантией (100–174 г/т), стало меньшим, но как и раньше неодинаковым в разных зонах неомантии (40–115 г/т).

Сходная картина и эволюция состава верхней палеомантии видна на другой диаграмме (рис. 47). На ней видно, что в области Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня содержание цинка в верхней мантии за период от ранней перми до неогена уменьшилось на 80 г/т и стало равным 60 г/т в неомантии. При формировании же улиглинской свиты (от начала до окончания) содержание цинка за небольшой отрезок кембрия (Cm_1) уменьшилось на гораздо меньшую величину (35 г/т) и стало равным 15 г/т.

На рис. 48 рассматривается изменение состава неомантии в процессе деятельности вулкана Уксичан на Камчатке и палеомантии Олюторской зоны складчатости и Мало-Курильской гряды. Как видно в период деятельности вулкана Уксичан содержание цинка в неомантии уменьшилось на 50 г/т и стало примерно равным 80 г/т, а в Олюторской же зоне складчатости с позднего мела до неогена содержание цинка в верхней мантии уменьшилось на 35 г/т. За время формирования базальтов (K_2) крабозаводской и матакотанской свиты, а также ноторотомаринского комплекса (верхний в разрезе) содержание цинка в верхней мантии уменьшилось незначительно

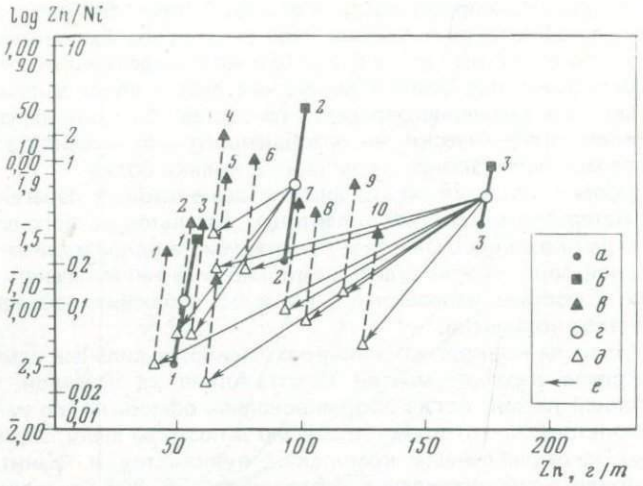


Рис. 46. Диаграмма эволюции палеомантии и состава неомантии Сихотэ-Алиня по содержанию Zn

а — гипербазиты; *б* — офиолитовые вулканиты; *в* — базальты; *г* — вероятный состав палеомантии; *д* — вероятный состав неомантии; *е* — направление изменения состава палеомантии

1 — толеитовые базальты Шисловского вулкана; *2–4* — оливиновые и кварцевые толеиты разных районов Шкотовского плато; *5* — андезито-базальты Барановского вулкана; *6–10* — толеитовые базальты Зеркальненского (*6*), Вострецовского (*7*), Борисовского (*8*), Чернятинского (*9*) вулканов и Борисовского плато (*10*)

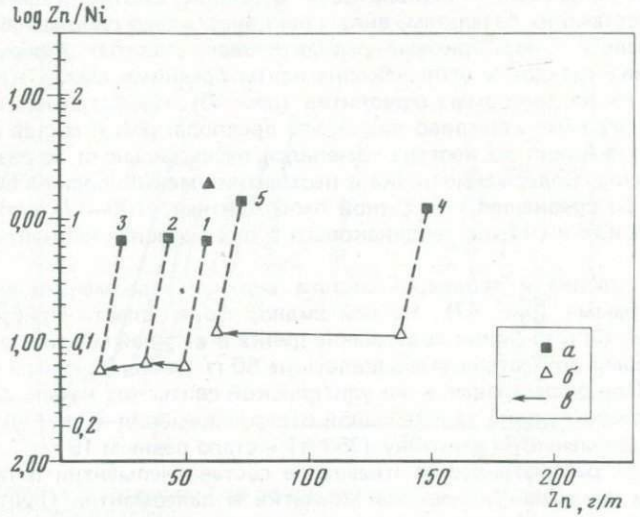


Рис. 47. Диаграмма эволюции палеомантии Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня и Удско-Шантарской зоны по содержанию Zn

а — базальты; *б* — вероятная верхняя мантия; *в* — направление изменения состава палеомантии

1–5 — базальты: *1* — нижней, *2* — средней, *3* — верхней подсвит улиглинской свиты нижнего кембрия Удско-Шантарской зоны; *4* — раннепермской свиты Пантового ключа; *5* — горбушинской свиты средней юры Прибрежного антиклинория

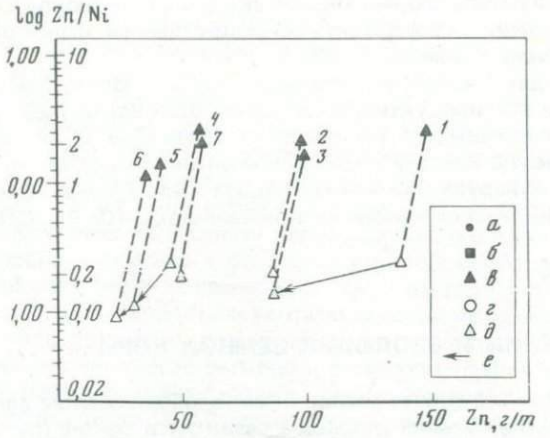


Рис. 48. Диаграмма эволюции состава палеомантии Малой Курильской гряды, Ватынского пояса и Камчатки по содержанию Zn и Ni
Усл. обозначения *а-е* те же, что и на рис. 46
1–3 — нижний, средний и верхний потоки базальтов вулкана Уксичан (Камчатка); *4–6* — базальты крабозаводской (*4*), матакатанской (*5*) свит и ноторотомаринского комплекса (*6*) Малой Курильской гряды; *7* — неогеновые базальты Ватынского пояса

(до 20 г/т). Таким образом, неомантия этой гряды содержит меньше цинка, чем неомантия Олюторской зоны, а последняя беднее цинком по сравнению с неомантией под вулканом Уксичан на Камчатке.

Диаграммы (см. рис. 48, 49) однозначно показывают, что с ходом геологического времени из перидотитового состава выплавляются базальты, все более бедные легкоплавкими рудными элементами, в частности цинком. Точки состава их на диаграммах при этом сдвигаются справа налево и сверху вниз, как и точки состава соответствующей им неомантии. Смещение точек состава неомантии подобно смещению точек на аналогичной диаграмме для гипербазитов. Это дает основание заключить, что эволюция верхней мантии с ходом геологического времени в той или иной структурно-фациальной зоне идет в направлении обеднения ее легкоплавкими рудными и нерудными компонентами (Zn, Cu, Pb, Sn, Ag, SiO_2) и обогащения тугоплавкими компонентами (Cr, Ni, Co), что отмечалось и ранее [49].

Анализ приведенных материалов позволяет сделать следующие выводы.

1. Верхняя палеомантия Сихотэ-Алиня, особенно восточной его части, накануне мезозоя содержала повышенные концентрации таких рудогенных элементов как Sn, Cu, Zn, Fe, Pb. Эти концентрации были более высокие, чем концентрации большинства других регионов северо-западной части Тихоокеанского пояса. В этом состоит одна из причин металлогенической продуктивности восточной части Сихотэ-Алиня, а также некоторых зон Буреинского массива и Комсомольского района. Однако наличие палеомантии, относительно обогащенной рудными элементами, является необходимым, но недостаточным условием для формирования продуктивных металлогенических провинций.

2. Для формирования металлогенических провинций, продуктивных на олово, цинк, медь, свинец и другие металлы, помимо верхней палеомантии, обогащенной этими элементами, необходимо еще проявление интенсивного магматизма с образованием дифференцированных вулканических или плутонических серий пород (от основных до кислых) в

средние и поздние этапы формирования складчатых регионов, при котором из такой палеомантии и происходит преимущественный вынос относительно легкоплавких рудных элементов (Sn, Zn, Fe, Pb).

3. Указанные два главных условия могут быть использованы для выделения провинций и зон, продуктивных на промышленное оруденение.

4. Неомантия складчатых регионов по сравнению с их палеомантией менее контрастна по составу рудных элементов. Она обеднена легкоплавкими рудными и нерудными компонентами (Sn, Zn, Fe, Pb, Cr, Ni, SiO_2 и др.) и обогащена тугоплавкими их эквивалентами (Cr, Ni, Co).

Глава 11
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассматриваемый в работе регион имеет особое значение для выяснения условий становления земной коры, ее развития и реконструкции глубинного строения в аспекте его возможного влияния на металлогению. Широтная полоса, выделенная нами вкрест границы Тихоокеанского пояса, позволяет составить представление о различных структурных типах территорий.

Нами рассмотрены области различного структурного положения, тектонического плана, с развитием коры различного геохимического профиля и находящиеся на разных стадиях развития: древнейший Алдано-Становой массив, где запечатлены начальные этапы развития земной коры и его сводообразно приподнятая краевая часть — Становая область, а многократная магматическая активность проявилась особенно интенсивно; срединные массивы Буреинский и Ханкайский, сложенные древними образованиями, но в значительной степени преобразованными в процессе активизации; своеобразная Монголо-Охотская эвгеосинклиналь, отделившая Алдано-Становую область от Буреинского массива, и расположенных восточнее палеозойских и мезозойских складчатых и складчато-блоковых сооружений собственно тихоокеанского субмеридионального направления и, наконец, область третичной складчатости о. Сахалин и п-ва Камчатка, область окраинных морей и Курильской островной дуги с ее современными тектоно-магматическими процессами.

Эти структурные элементы различны не только по составу доступных геологическому изучению частей земной коры, но и глубинных ее частей и, несомненно, мантии, что накладывает существенный отпечаток на металлогению.

На Алданской антеклизе вскрываются наиболее древние части разреза — нижнеархейские толщи возрастом до 3,5 млрд. лет (?). По В.И. Шульдинеру, они представляют преобразованные базальтоиды эогея (раннего архея) — первые вулканические породы Земли. Петрологическое и тектоническое изучение пород этой области позволяет с некоторой долей условности воссоздать природу первичных пород, формировавшихся в условиях массового сплошного проплавления тогда еще тонкой земной коры. Едва ли среди этих образований, подвергшихся неоднократному и глубокому метаморфизму, мы различим признаки протокоры, образованной при падении планетезималей на формирующуюся Землю, но несомненно, этот этап, предшествовавший геологическому, сыграл важную роль в формировании основания, на которое в дальнейшем накладывались последующие геологические образования. Не исключена возможность,, что именно на этом этапе были заложены основы будущей гетерогенности и асимметрии

Земли с разделением ее коры на океаническую и континентальную. Возможно, что последняя возникла там, куда упали относительно легкие частицы проносящегося "краем" потока углистых хондритов.

К наиболее древним образованиям Алданской антеклизы можно отнести зверевскую фемическую серию. Имелись ли аналоги этих древнейших толщ в других местах региона, например, в Тихом океане, как предполагает А.М. Смирнов, или эти толщи отвечают начальным ядрам формирования земной коры и не были проявлены повсеместно? Можно предположить, что этот комплекс был связан непосредственно с нижнеархейскими толщами Анабарского массива и образовал вместе с Анабарской антеклизой зону северо-западного направления. Такое направление подчеркивается некоторыми структурными элементами древних комплексов – ориентировкой массивов архейских гранитоидов, которые при общей куполообразной форме все же иногда вытянуты в северо-западном направлении. В таком же направлении ориентированы дайки. Но позднее Алданский и Анабарский массивы были разобщены наложенными прогибами, которые были вызваны частичной деструкцией (растяжением) земной коры. Так, в наложенном молодом Вилюйском прогибе мощность земной коры резко сокращена. Алданский щит занимает южную часть обширной Алдано-Анабарской складчатой области, характеризующейся высокими значениями положительных и отрицательных полосовых магнитных аномалий, двумя ветвями расходящихся к югу от Анабарского массива. Между этими ветвями локализуются разноориентированные интенсивные отрицательные магнитные аномалии южного склона Анабарской антеклизы и положительные изотермичные аномалии в центральной части Алданского щита. На этот фон магнитного поля накладывается субширотная полоса нормальных и слабых отрицательных магнитных аномалий, приуроченных к Вилюйской синеклизе. Вилюйская синеклиза и западная часть Предверхоянского прогиба делят Алдано-Анабарскую складчатую область на Алданскую и Анабарскую антеклизы (блоки).

По данным измерения абсолютного возраста архейских пород Алданского щита (2500 млн. лет для мусковитых пегматитов, 4500 млн. лет для пироксенов метаморфических пород йенгрского комплекса) он древнее Анабарского массива (3550 млн. лет для пегматитов). Об этом говорит и отсутствие на Анабарском массиве аналогов йенгрского комплекса пород Алдана [154].

Для понимания эволюции земной коры региона определенный интерес представляет рассмотрение особенностей глубинного строения Анабарской и Алданской антеклиз и характера их сочленения. Антеклизы представлены на разрезе земной коры по субмеридиональному профилю, составленному по данным Н.К. Булина и С.В. Потапьева [17, 111] (рис. 49). Профилем пересечен восточный борт Анабарской антеклизы, западное погружение Предверхоянского прогиба, участками пересечены Вилюйская синеклиза и Алданский щит.

Поверхность М на Анабарской антеклизе характеризуется сложным блоковым строением, определяемым ортогональной системой глубинных разломов. На Анабарском массиве поверхность М расположена на глубине 42–44 км, а в северном и южном направлениях погружена до 50 км. Анабарская антеклиза в целом погружена в верхнюю мантию на 6 км больше, чем окружающие ее структуры.

По мере приближения к Алданскому щиту мощность гранитно-метаморфического слоя возрастает за счет сокращения мощности "базальтового" слоя, а отношение мощностей этих слоев на Алдано-Учурском поднятии повышается до 1,5. Заметим, что на Мунском своде Анабарской антекли-

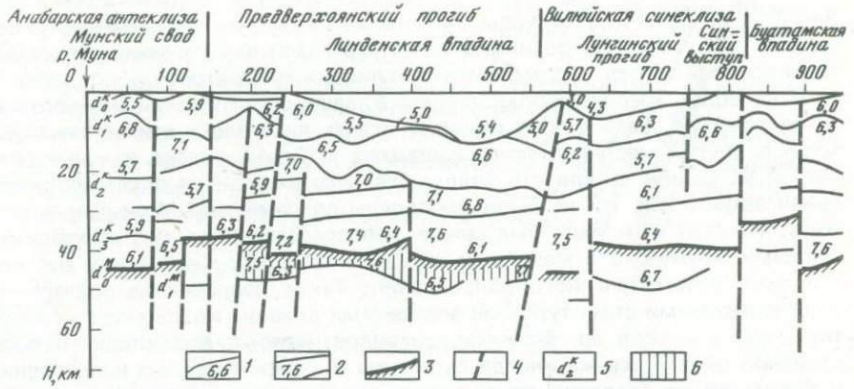


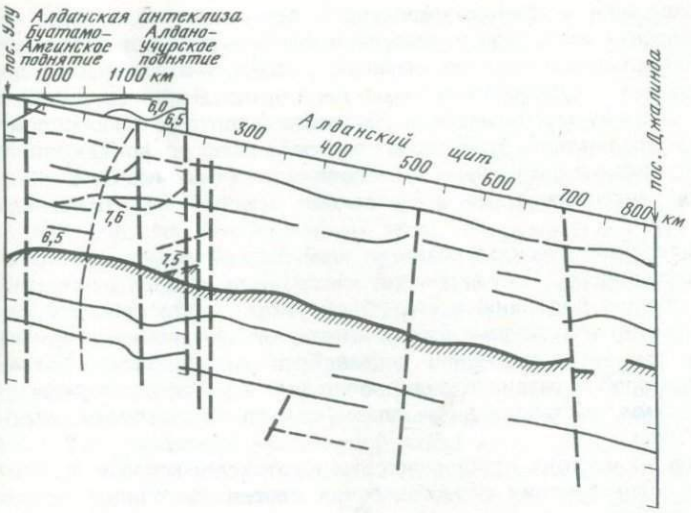
Рис. 49. Сводный сейсмический разрез земной коры Сибирской платформы [19, 111]
1 — сейсмические границы и граничные скорости; *2* — пластовые скорости; *3* — поверхность Мохоровичича и эффективные скорости; *4* — разломы по сейсмическим данным; *5* — индексы границ; *6* — слои с пониженной скоростью

зы это отношение равно 1,2, а в разделяющей антеклизы Линденской впадине отношение мощностей гранитно-метаморфического и "базальтового" слоев составляет 0,75. Максимальная мощность коры на Алданской антеклизе отмечается на Баппагайском выступе, где она достигает 45 км. Впадинам на Алданском щите соответствует приподнятое положение кровли "диоритового" слоя (горизонт Г, по Н.К. Булину), и поверхности М (Чульманская впадина). Вблизи Анабарского и Алданского щитов кровля "базальтового" слоя погружается до 30 км, тогда как в окраинных частях этих антеклиз и в Линденской впадине "базальтовый" слой расположен на глубине 20 км.

Осадочный слой на Анабарской и Алданской антеклизах не превышает 1—3 км, тогда как в Линденской впадине и Вилюйской синеклизе он достигает 8—14 км. Общая мощность земной коры составляет 43—45 км в антеклизах и сокращается до 35 км в разделяющих их прогибах.

Приведенные данные о глубинном строении Анабарской и Алданской антеклиз показывают, что эти крупнейшие структуры Сибирской платформы характеризуются рядом сходных черт, выделяющих их среди других структур. Но в то же время между Анабарской и Алданской антеклизами в глубинном строении усматривается и ряд различий, основным из которых является более высокоскоростной разрез Алданской антеклизы, где эффективная скорость до поверхности М равна 6,5 км/с, тогда как на Анабарской антеклизе она не превышает 6,1 км/с (Мунский свод). На Анабарской антеклизе скорость в гранитно-метаморфическом слое на 0,6 км/с выше, а в "базальтовом" слое на 0,5 км/с ниже по сравнению с Алданской. В пределах Алданской антеклизы шире развиты впадины фундамента и глубина их больше (Буотамская впадина глубиной 3 км), но Анабарская антеклиза характеризуется более насыщенной сетью глубинных разломов.

Метаосадочные породы Алданского комплекса возрастом более 3,5 млрд. лет отражают этап образования морей, видимо, эпиконтинентального типа. Физико-географические особенности этой стадии развития, как считает В.И. Шульдинер, характеризовались высокими температурами процессов, протекавших на поверхности. Парниковый эффект при на-



личии плотной горячей атмосферы способствовал быстрому химическому разложению первичных основных вулканитов, физической дифференциации продуктов разрушения и химической дифференциации растворенных соединений. В это время формировались монокремнистые породы типа кварцитов, железистые кварциты, глиноземистые толщи, а также мощные карбонатные отложения — известняки, доломиты, магнезиты, формировавшиеся в условиях повышенного парциального давления углекислоты. Высокая магнезиальность метаосадочных древних толщ позднее нашла отражение в формировании метаморфогенных месторождений флогопита, а железистость — в формировании железорудных скарнов, в которых магнетитовые руды сочетаются с флогопитовыми. На образование последних, вероятно, влияли архейские граниты, широко распространенные в Алданской антеклизе и образующие гранито-гнейсовые купола.

Земная кора Алданской антеклизы, вероятно, была очень мощной — до 70 км, поскольку и ныне ее мощность достигает 40 км. Предполагается, что не менее 30 км было эродировано. После длительного периода эрозии воздымающегося Алданского свода и пенепленизации его структур в рифее произошло погружение с образованием мелководных карбонатных отложений платформенного чехла, достигавших мощности — от 2—2,5 до 8—10 км (в Учуро-Майском прогибе).

Раннеархейские комплексы продолжались в область нынешнего Станового хребта, где они вскрываются в приподнятых пластинах и клиньях среди позднеархейских и раннепротерозойских метаморфических толщ. Позднеархейская широтная Становая эвгеосинклиналь была заложена на раннеархейском фундаменте вдоль широтной зоны глубинных разломов, разобщивших пластины и клинья древнего основания. Здесь проявлены контрастные магматические и рудные образования с сочетанием фемического (базиты, анортозиты с никелем) и сиалического профиля (граниты).

Интересной особенностью Становой зоны является ее высокая "насыщенность" массивами гранитоидов различного возраста — протерозойского, палеозойского, ранне- и позднемезозойского с преобладанием последних (юрско-меловых). Это была какая-то фантастическая глубинная

"щель", сообщавшаяся в течение миллиардов лет с мантией, откуда исходили тектонические импульсы и поступали флюиды для формирования в коре гранито-гнейсовых куполов, начиная с архея, интрузивных уплощенных неправильных субгоризонтальных линз на позднем мезозойском этапе. Такому подъему магматических расплавов и флюидов способствовало длительное воздымание этой сводо-горстообразной зоны. Тенденции устойчивого воздымания отмечены и в расположенной севернее Сутамской зоне Алданской антеклизы, где вскрываются древнейшие комплексы архея.

Особенности геодинамического развития этой системы широтных структур нельзя недооценивать. При огромной массе гранитоидных выплавок, составляющих больше половины всего объема коры, естественно предположить, что мантия в этой зоне была существенно изменена и обеднена некоторыми (в том числе рудными) составляющими. Вероятно, именно этим объясняется слабое развитие рудопроявлений в связи с позднемезозойскими гранитами, составляющими главную часть магматических образований этой зоны.

Становая зона на востоке приближается к Охотскому морю и подстилает отложения палеозойских и мезозойских геосинклинальных притихоокеанских прогибов.

Монголо-Охотская эвгеосинклинальная зона, обрамляющая Становую с юга, была заложена вдоль рифта и характеризовалась формированием пород фемического профиля, начиная с протерозоя и вплоть до конца палеозоя. Мезозойские отложения — триасовые и местами юрские представлены миогеосинклинальными комплексами. Именно они в основном и аккумулировали рудный обломочный материал, сносимый со Станового поднятия, что и определило специфику зоны. Гранитный магматизм в этой зоне, в отличие от Становой, почти не развит. Таким образом, в тектоно-магматическом отношении Монголо-Охотскую эвгеосинклиналь можно характеризовать как зону неполного развития. По степени воздымания эта зона не идет в сравнение со Становой, которая по-прежнему сохраняет значение главного свода с наиболее активным гранитным магматизмом.

Гранитные интрузии от протерозоя до позднего мела интенсивно "пронизывали" и южнее расположенное поднятие Буреинского массива. Таким образом, Монголо-Охотский эвгеосинклинальный трог, заключенный между гигантскими областями длительного воздымания, был "мертвой зоной" в отношении гранитного магматизма. Однако дайковые комплексы пород среднего и основного состава здесь весьма обильны. Они следуют как по диагональным, так и по поперечным разломам. Именно к ним приурочены многие месторождения, расположенные на скрещении продольных и поперечных разломов. К продольным глубинным разломам приурочены и месторождения ртути. В целом, Монголо-Охотская зона характеризуется отчетливым фемическим профилем. Ее отличают положительные гравитационные и магнитные аномалии.

Эндогенные месторождения связаны, видимо, с более глубинными мантийными источниками, как и редкометальные, ассоциирующие со щелочными породами. Древние толщи могли давать материал при ремобилизации и для других месторождений, например, вольфрамовых.

Особенностью протерозойских и тем более архейских комплексов этой зоны является высокая степень метаморфизма, при которой рудные компоненты могли быть вынесены, что в дальнейшем обусловило относительную стерильность и более молодых пород, развившихся в процессе многократной гранитизации.

Раннеархейский алданский и позднеархейский становой комплексы можно рассматривать как источник для образования россыпей в протерозойских трогах и медного оруденения типа медистых песчаников. При наложении поздних гранитоидов могли протекать и процессы ремобилизации рудного вещества. Месторождения иногда пространственно связаны с палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, но чаще с системами даек пород повышенной основности — производными более глубинных магматических источников, чем коровые граниты. Дайковые серии образуют многочисленные сближенные тела, обнаруженные в трещинах, оперяющих диагональный Становой разлом. Количество даек иногда столь велико, что по объему они превосходят пластины разделяющих их пород. Таким образом, можно говорить об обстановке растяжения в обрамлении глубинных левосторонних сдвигов, ограничивающих эту мобильную зону.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о заложении периферических геосинклиналей, в том числе Сихотэ-Алинской. В большинстве эти прогибы эв-миогеосинклинального типа возникли на сиалическом фундаменте при раздвигах сиалической коры и проникновении разломов в мантию. В образовании их существенную роль играли разломы сдвиговой природы, сопровождавшиеся зонами объемного расширения, которые и содействовали активизации расплавов мантийного происхождения. Главная же часть расплавов формировалась в нижних горизонтах коры, причем особенности состава магмы во многом определялись геохимической природой фундамента.

Проявление в восточном обрамлении (американская ветвь) правых, а в западном (азиатском) левых сдвигов отражает планетарную дисимметрию Тихоокеанского подвижного пояса, природа которой пока не расшифрована.

В нашем регионе устанавливается система косоориентированных левых сдвигов, сопровождающих и соединяющих их диагональных трещин отрыва, которые и определили растяжение, проявленное в междвиговых блоках с очень высоким "коэффициентом объемного расширения" (объем даек и других интрузивных тел иногда во многом превышает объем "раздвинутых" ими пластин вмещающих пород). Именно эти условия всеобщего растяжения и стимулировали проявление активного магматизма, начавшегося с первоначального поступления мантийных расплавов или флюидов и последующего расплавления сиалической коры.

Вероятно, такого же типа процессы привели и к образованию расплавов, породивших вулканические пояса. Они тоже подчинены протяженным системам, секущим разнородные структурные элементы, причем состав вулканитов вдоль поясов меняется, очевидно, с изменением состава фундамента.

По всему береговому обрамлению нашего региона устанавливается "косое" срезание структур контакта береговой линией, причем продолжение таких структур в глубоководных впадинах акваторий не устанавливается, что доказывает преобразование или деструкцию континентальной коры или перекрывание ее излияниями базальтов.

Тип таких превращений с активизацией мантийных расплавов может быть сопоставлен с отмеченными для континентальной части процессами раздвигов. В некоторых случаях и на континентах усматривается начало обособления крупных блоков, ограниченных прогибами, с подъемом геофизических поверхностей и воздыманием границы М (базальтовые и мантийные "валы", совпадающие с депрессиями рельефа). Некоторые из подобных продольных зон погружения, может быть, в будущем дадут начало морским прогибам (проливам?), а обособленные ими блоки типа

Сихотэ-Алиня, Береговых хребтов Южно-Американских и Северо-Американских Кордильер превратятся в острова. В недавнем прошлом такие обособления островных систем происходили как в американской ветви (островные зоны Канады и Аляски), так и в азиатской (Сахалин).

Расположенная на крайнем востоке континента сложная дифференцированная система структурно-металлогенических элементов, ориентированных, в основном, в тихоокеанском (северо-восточном) направлении, — перипацифическая Сихотэ-Алинская геосинклиналь наложена вдоль раздвигов на сиалическое основание. Кислый сиалический фундамент — аналог Ханкайского предопределил особенности магматизма (кислый состав вулканитов и интрузивов) и металлогении. Продольная металлогеническая зональность пояса коррелируется с изменением состава слагающих зоны толщ, особенностями магматизма и геодинамического развития. Антиклинорию с его контрастным сочетанием магматических формаций фемического и сиалического профиля отвечает сложный комплекс минерализации — никель, медь, молибден, вольфрам; Центральному структурному шву с батолитоподобными телами гранитоидов — олово-вольфрамово-редкометальная минерализация, Сихотэ-Алинскому синклинорию, сложенному терригенными толщами, — проявления олова; Прибрежному поднятию с известняками и наложенными вулканитами — свинец и цинк. Пример Сихотэ-Алиня, таким образом, показывает определяющее влияние на металлогению прежде всего состава пород земной коры и вероятное заимствование металлов из ее пород под воздействием коровых расплавов при воздымании мантийных флюидов.

Для слабо эродированных районов Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья предполагается относительно неглубокое положение рудогенерирующих магматических резервуаров, что доказывается проявлением контактовых роговиков и полей гидротермальных изменений; наличием плоских линзообразных тел гранитоидных массивов, расположенных или близ поверхностей, разграничивающих ярусы (геосинклинально-складчатый комплекс и его фундамент), или близ пологих поверхностей раздела вулканических толщ, и наряду с этим приближающихся к поверхности штокообразных тел в узлах пересечения разломов. Последние непосредственно являются флюидопроводниками и вмещают телескопированное оруденение в апикальных частях близповерхностных массивов.

Оба установленных структурно-генетических типа касситерит-силикатно-сульфидных месторождений: серии жил большой глубины распространения (1,5—2,0 км), приуроченные к сдвигам, связанные с относительно глубинными гранитоидными массивами, и телескопированные рудопроявления, приуроченные к контактам приповерхностных штоков, связаны с одним близким магматическим источником.

Для золота устанавливается связь с субвулканическими аппаратами и комагматичными им гранитоидными интрузивами при глубинном положении источников растворов. Протяжение жильных серий на глубину значительное, состав руд устоичивый, что предопределялось предрудным прогревом интрузивных и экструзивных тел, служивших флюидопроводниками. Молодые рудопроявления здесь в большей степени отражают влияние мантийных элементов, выраженное в частности в пространственном совмещении рудных тел с многочисленными и разнообразными по составу апобазальтовыми дайками. Другой особенностью региона являются признаки деструкции коры во время, близкое к рудообразованию, с "вторичным" уменьшением ее мощности по мере приближения к акватории и активизации базальтоидного магматизма, совпавшего с процессами образования Япономорской впадины.

В Сихотэ-Алинской зоне оканчивается область интенсивного проявления рудной минерализации. Расположенная восточнее Сахалинская зона — эпимезозойская платформа, по Ю.А. Косыгину и др. [66], слабо рудоносна, почти амагматична, если не считать основных и ультраосновных интрузивных пород и основных вулканитов восточной юрской эвгеосинклинальной зоны, отмеченной проявлениями хромита, полиметаллической и молибденовой минерализации.

Относительно слабую рудоносность Сахалина, характеризующуюся мощной корой и обилием разломов, можно объяснить небольшой глубиной эрозии этой апоплатформенной мезозойской складчатой области. В этом отношении известное сходство с Сахалином обнаруживает и Камчатка, где рудные месторождения (медно-никелевые) приурочены лишь к глубокоэродированному Центральному срединному массиву, представляющему горст в мезозойских структурах.

Определенный комплекс минерализации соответствует неогеновому этапу развития этой области. Минерализация связана с вулканитами, продолжающимися и вдоль Курильской островной дуги. Традиционное представление о вулканитах Курильской зоны как представителях начальных этапов развития геосинклинали опровергается продолжением этих же образований на Камчатку, с одной стороны, и о-вов Японии — с другой, где эти вулканические толщи (формации зеленых туфов и др.) являются явно наложенными на сиалический фундамент, местами значительной мощности. Установление довольно широкого распространения кислых пород среди вулканитов Курильской дуги, а также гранитоидов, говорит о фемическо-сиалическом профиле магматизма и минерализации. Этому соответствуют и обнаруженные в последние годы Е.Д. Петраченко проявления олова. Возникает предположение о вторичном образовании так называемой океанической коры, особенно характерной для островов центральной Курильской группы. Идея о былом продолжении континентальных сооружений в область, ныне занятую океаном, основанная на признаках сноса обломочного материала Малой Курильской дуги и на существовании древних (силурийских) толщ в Японии, позволяет поддерживать эту точку зрения. Подтверждением таких представлений являются выводы Б.И.Васильева и др. о наложенном происхождении Курильского глубоководного желоба, представляющего молодое образование. В этом же аспекте рассматривается происхождение Японского моря и былые связи островных сооружений Японии с континентальной частью Тихоокеанского пояса. Таким образом, можно считать, что современные границы Тихоокеанского бассейна являются наложенными и в прошлом континентальные сооружения распространялись в область, ныне занятую океаном. Если признать трансформацию земной коры при ее растяжении или вследствие перекрытия мощными базальтовыми покровами, возникает вопрос о правомочности реконструкций глубинного строения земной коры и в континентальных областях. Обращают на себя внимание сокращение мощности коры в зонах прогибов (Амурский, Вилюйский и др.) и образование базальтовых и мантийных "валов", с которыми пространственно связаны в некоторых местах повышенные концентрации рудных месторождений (например, оловорудных касситерит-силикатно-сульфидной формации, а также ртутных). Вероятно, степень изменения толщи земной коры и мантии в силу изостатических процессов на нашей территории не столь значительна, как в акватории Тихого океана, но изменение несомненно имело место.

Правомерен вопрос вообще о реальности геофизических границ и их соответствия геологическим и петрографическим образованиям? На примере акваторий такое соответствие все же устанавливается. Драгирова-

ние склонов глубоких каньонов подтверждает представления о смене с глубиной базальтов основными и ультраосновными породами. Видимо, эти же закономерности можно распространить и на окраины континента, куда прослеживается геофизический слой, сопоставляемый с базальтовым. Правомерно и представление о гранито-гнейсовом метаморфическом слое по сопоставлению выходов древнейших пород в Ханкайском массиве и в поднятых блоках Сихотэ-Алинской геосинклинали. Таким образом, сомнения о возможности применения данных ГСЗ и других геофизических методов, возникшие особенно после "кольского парадокса", в нашем случае играют не столь большую роль, как в интерпретации глубинного строения земной коры древнейших блоков, где физическое состояние пород, претерпевших многократный метаморфизм, иное. На основании возраста гранитоидов, проникающих по разломам, ограничивающим тектонические ступени ("сбросы" геофизических границ), можно определенно сказать, что эти границы в основном были заложены еще в доверхнемеловое время, однако на участках геотектонических погружений границы явно воздымались к поверхности и позднее в силу проявления изостазии.

Для древних массивов устанавливаются противоречивые данные. Блоки длительного "высокого стояния", типа Алдано-Станового, характеризуются мощной земной корой (40 км), которая в значительной части была эродирована и в прошлом в два раза превосходила современную. В наложенных прогибах она снижается до 20 км. Срединные массивы (Ханкайский), характеризующиеся проявлением относительно глубинных месторождений и гранитоидов, имеют пониженную мощность — это или результат эрозии или погружения и действия фактора изостазии в связи с растяжением земной коры.

Общей интересной особенностью региона является влияние сдвиговых нарушений на тектонический режим и активизацию мантийных элементов. В зонах трещин отрыва, оперяющих сдвиги (Становой, по Е.А. Радкевич), возникала обстановка всеобщего растяжения, определявшая плавление земной коры, внедрение гранитов, а на поздних этапах мезозойской активизации и основных даек мантийного происхождения.

Многократная активизация при проявлении высоких степеней метаморфизма в некоторых случаях определяла скорее рассеяние, чем концентрацию рудных элементов. Это можно предполагать для Становой зоны активного магматизма, которая глубоко эродирована при сводовом воздымании с уничтожением месторождений, располагавшихся в верхних ярусах над зоной гранитизации и метаморфизма.

Приведенные пересечения (профили от Алдана до Курил) охватили металлогенические области различного структурного положения разного возраста и типа развития. Сравнительный анализ их позволяет в общих чертах представить эволюцию земной коры во времени от древнейших этапов (Алдано-Становой щит) до современных (Курильская зона) и в то же время пространственную дифференциацию разного типа зон а зависимости от положения в области перехода от континента к океану.

Хотя геофизическая изученность региона в общем намного ниже, чем изученность западных регионов, рассмотрение данных геофизики в комплексе с геологическими и геохимическими данными позволяет все же установить определенную их корреляцию и изложить соображения о зависимости металлогении от глубинного строения земной коры и, в меньшей степени, мантии.

Неясные вопросы соответствия геофизических слоев с геологическими, возможно, прояснятся после проведения глубокого бурения, которое в первую очередь должно быть осуществлено в рудных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. *Архипов Г.Н.* Перспективы зоны Байкало-Амурской магистрали на железные руды. — Сов. геология, 1979, № 11, с. 78—89.
3. *Ахметьев М.А.* К стратиграфии нижнего мела северо-западной окраины Амуро-Уссурийского прогиба. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 6, с. 1341—1343.
4. *Бакулин Ю.И., Усанов Г.Е.* Некоторые аспекты металлогении олова и золота Приамурья. — В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976, с. 3—9.
5. *Бевзенко П.Е.* Металлогеническая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
6. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 279 с.
7. *Беляевский Н.А., Родников А.Г.* Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Статья 1. Островные дуги. — Бюл. МОИП, 1971, т. 46, вып. 1, с. 5—24. Статья 2. Дальневосточные моря и вулканогенные поясы. — Бюл. МОИП, 1971, т. 46, вып. 2, с. 17—35.
8. *Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С.* Глубинное строение территории СССР. — Сов. геология, 1967, № 11, с. 56—84.
9. *Берсенев И.И.* Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—35.
10. *Бескин С.М., Лишневский Э.Н.* Связь касситеритсульфидных рудных районов с гранитными криптобатолитами. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 903—906.
11. *Благодарева Н.С.* Микроминералы сульфидных руд Дальнегорского района. — В кн.: Геохимия вулкано-плутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 69—72.
12. *Благодарева Н.С., Говоров И.Н., Лаговская Е.А., Славкина С.П.* Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 78—92.
13. *Богданов В.И., Кокорин А.М., Коростелев П.Г.* Вещественный состав и условия образования Правоурмийской оловорудной зоны. — В кн.: Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток, 1979, с. 36—51.
14. *Бондаренко Е.И.* Эволюция мезокайнозойского магматизма и оруденения северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы по радиологическим данным: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1977. 32 с.
15. *Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К.* Геохронология вулканогенных образований Нижнего Приамурья. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 42—44.
16. *Бондаренко В.Н., Соловьев В.А., Шилов В.Н.* Изменение во времени петрохимических особенностей продуктов вулканизма Курильских островов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 149—150.
17. *Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эглис Э.Н.* Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1972, №10, с. 134—140.
18. *Быковская Е.В.* Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. — В кн.: Геология северо-восточной части Азии. Л.: Недра, 1973, т. 3, с. 248—258.
19. *Быковская Е.В., Кангур М.А., Кабаков О.Н., Таркнаев А.А.* Позднемезозойские — раннекайнозойские вулканогенные пояса и зоны. — В кн.: Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979, с. 38—57.

20. *Василенко В.П., Клюев В.К.* Глубинное строение восточной части Приамурья и закономерности размещения оловорудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10, с. 175—182.
21. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-восточной части Курильской системы дуга—желоб. М.: Наука, 1979. 104 с.
22. *Власов Г.М.* Типы вулканических зон у Тихого океана. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 86—89.
23. *Власов Г.М.* Происхождение зонального строения тихоокеанского рудного пояса: (на примере Курило-Камчатской дуги). — В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 84—92.
24. *Власов Г.М.* Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое и кайнозойское время. — Сов. геология, 1972, № 4, с. 5—16.
25. *Власов Г.М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника. — Геотектоника, 1976, № 1, с. 5—16.
26. Общие условие магматизма и рудообразования в геосинклиналях/ Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.И. Попкова. М.: Наука, 1978. 202 с.
27. *Путинцев В.К., Быковская Е.В., Вольский А.С.* и др. Возрастная и формационная корреляция магматических образований. — В кн.: Проблемы петрологии Дальнего Востока. Хабаровск, 1981, ч. 1, с. 14—17.
28. *Воларович Г.П.* Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 7—35.
29. *Вольский А.С., Вольская И.П., Карсаков Л.П.* Стратиграфия докембрия Гонжинского выступа (Верхнее Приамурье). — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 41.
30. *Гааз А.Я.* Геологическое строение одного из вольфрамовых месторождений в Приморье. — В кн.: Материалы 4-й конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1981, раздел 1/2, с. 4—5.
31. Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000/ Под ред. Л.И. Красного, 1964.
32. Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали масштаба 1:1 500 000/Под ред. Л.И Красного. М.: Всесоюзное Аэрогеологическое объединение "Аэрогеология", 1978.
33. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья/Е.А. Радкевич, Г.М. Лобанова, И.Н. Томсон и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 328 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 34).
34. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района/Е.А. Радкевич, В.Я. Асманов, Ю.И. Бакулин и др. М.: Наука, 1971. 385 с.
35. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении/Е.А. Радкевич, В.В. Аргентов, Г.С. Гнибиденко и др. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 3—15.
36. *Говоров И.Н.* Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10, с. 153—167.
37. *Говоров И.Н.* Связь полиметаллического оруденения с вулкано-плутоническими комплексами на примере Дальнегорского района Приморья. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 44—52.
38. *Говоров И.Н.* Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, с. 186—189.
39. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
40. *Гоневчук Г.А.* Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности.: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1980. 31 с.
41. *Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А.* Металлогеническая зональность Комсомольского рудного района как критерий связи оруденения с магматизмом. — В кн.: Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 62—70.
42. Гранитоиды Комсомольского района и связанные с ними постмагматические образования/М.Г. Руб, В.В. Онихимовский, Ю.И. Бакулин и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 62. 171 с.
43. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.

44. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоких давлениях. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 240—249.
45. *Дуничев В.М.* К вопросу об оловоносности Курильских островов. — Геология и геофизика, 1972, № 7, с. 124—127.
46. *Емельянов Н.П.* Структурные особенности формирования оловорудных месторождений Хингано-Олонойского района. — В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976, с. 105—112.
47. *Ефимова М.И.* Температурные условия образования жильных оловянно-свинцово-цинковых месторождений южной части Тетюхинского рудного района. — Геология, и геофизика, 1966, № 3, с. 125—132.
48. *Заблоцкий Е.М.* Юрско—меловая Становая вулканогенно-плутогенная область. — В кн.: Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979, с. 69—80.
49. *Зимин С.С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
50. *Злобин Т.К., Немченко Г.С., Попов А.А.* и др. Глубинная структура и геодинамика юга Курильской островной дуги по данным МОВЗ, ГСЗ и сейсмологии. — В кн.: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981, вып. 1, с. 28—29.
51. *Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 115 с.
52. *Иванов В.С.* Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса. — ЗВМО, 1980, ч. 109, с. 658—668.
53. *Изосов Л.А.* Палеозойские формации и геологическое развитие юго-западного Синегорья (Приморье).: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1981. 33 с.
54. *Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
55. *Ициксон М.И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 232 с.
56. *Ициксон Г.В., Лови Б.И., Чеботарев М.В.* Структурное районирование и история геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л., 1961. 179 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 55).
57. Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) СССР масштаба 1:2 500 000, 1974.
58. *Кашинцев Г.Л.* Интрузивные породы. Метаморфические породы. — В кн.: Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 38—68.
59. *Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И.* Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. Океанология, 1978, т. 18, вып. 1, с. 64—69.
60. *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формация и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979, 111 с.
61. *Кицул В.И., Шкодзинский В.С.* Гранулитовая фация Алданского щита. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. (Докл. сов. геологов. 25-я сес. МГК). М.: Наука, 1976, с. 275—286.
62. *Ковылин В.М.* Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
63. *Козырева И.В.* Петрология верхнеархейских метаморфических образований Удско-Майского грабена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1975. 22 с.
64. Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока/Под общ. ред. Ю.А. Косыгина. Владивосток, 1977. 144 с.
65. *Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В.* Общие черты строения земной коры переходной зоны. — В кн.: Строение земной коры. М.: Наука, 1964, с. 247—293.
66. *Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Попеко В.А.* Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Тектоника Срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 13—28.
67. *Красный Л.И.* Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Гостоптехиздат, 1960. 161 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Вып. 34).
68. *Красный Л.И., Андреев Б.А.* Основные вопросы тектоники центральной части Дальнего Востока (юг Хабаровского края и Амурской области). — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, т. 1, с. 279—298.
69. *Красный Л.И.* Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Законо-

мерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1973, т. 10, с. 7–18.
70. *Краузе Д.К.* Экваториальная зона сдвига. – В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 250–278.
71. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
72. *Кудрявцев В.А.* Архей бассейна р. Сутам. – В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 34–50.
73. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
74. *Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 368 с.
75. *Лазарев А.З.* Допалеозой Дальневосточного края. – В кн.: Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 209–212.
76. *Лазько Е.М.* Основы региональной геологии СССР. М.: Наука, 1971, Т. 3. 344 с.
77. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б.* Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головнина). – В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977, с. 5–25.
78. *Леликов Е.П., Мишкина И.В., Милов А.П.* Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива. – В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 16–18.
79. *Литаврина Р.Ф., Косенко В.И.* Магматизм и оруденение Высокогорского оловорудного месторождения. В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 55–62.
80. *Лишневский Э.Н.* Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. – В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 21–32.
81. *Лишневский Э.Н.* Металлогеническое районирование Буреинского массива по остаточным гравитационным аномалиям. – Сов. геология, 1975, № 6, с. 46–61.
82. *Лишневский Э.Н., Овчинников Л.Н.* Основные черты стереометаллогении восточного фланга зоны БАМ.– Геология руд. месторождений, 1977, т. 19, № 5, с. 55–73.
83. *Ляхович В.В., Овчинников Л.Н.* Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 47–82.
84. *Максимов С.О.* Геологоструктурная позиция и особенности магматических образований Баджальской зоны. – В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 21–33.
85. *Максимов С.О.* Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала. – В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 70–102.
86. *Мартынов Ю.А.* Петрология кислых вулканитов эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1980. 25 с.
87. Магматические формации СССР/ В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, И.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. Т. 25. 279 с.
88. Минерализованные зоны Комсомольского района/Е.А. Радкевич, П.Г. Коростелев, А.М. Кокорин. М.: Наука, 1967. 116 с.
89. *Мишкин М.А.* Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива. М.: Наука, 1969. 184 с.
90. *Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С.* Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. – Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6; , с. 1426–1429.
91. *Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 445 с.
92. *Нагибина М.С., Потапов Ю.И.* Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье). – В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965, с. 30–59. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 139).
93. *Неверов Ю.Л.* О типах минерализации южной группы Курильских островов (Кунашир, Итуруп, Уруп). – Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 34–40.
94. *Неверов Ю.Л.* Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов.: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1970. 25 с.
95. *Неверов Ю.Л., Хведченя О.А.* О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. – Геология руд. месторождений, 1966, № 8, с. 123–126.
96. *Никольский Н.С.* Петрология щелочных базитов о. Сахалин и хр. Мяо-

Чан: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1970. 25 с.
97. *Огнянов Н.В.* Особенности магматизма, тектоники и оловянного оруденения центральной части Восточного Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1976. 32 с.
98. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Геология, вещественный состав, генезис/Г.В. Ициксон, Д.В. Рундквист, И.Г. Павлова и др. 1959. 344 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 27).
99. *Онихимовский В.В., Гаврилов В.И.* Оловорудные пояса Земли. М.: Наука, 1979. 126 с.
100. *Осипова Г.А., Сапрыкина Г.М.* О ксенолите гранита в дайке диабазового порфирита из месторождения Левицкого (Кавалеровский район, Приморье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 52—56.
101. *Осипова Г.А., Королев Н.В., Лаврентьев Ю.Г.* Высокохромистая шпинель в сульфидно-касситеритовых месторождениях и дорудных дайках диабазового порфирита Кавалеровского района (Приморье). — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 414—416.
102. Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР/Под ред. А.Д. Щеглова. Л.: Недра, 1979. 303 с.
103. *Иванов В.С., Степанов Г.Н., Сахно В.Г.* и др. Особенности магматизма и рудной минерализации Среднего Сихотэ-Алиня. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 50—67.
104. *Петраченко Е.Д.* Оловянная минерализация на острове Итуруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1, с. 173—175.
105. *Петраченко Е.Д., Сахно В.Г.* Особенности распределения олова в базальт-липаритовой ассоциации Курильской островной дуги. — В кн.: Тез. докл. на IV Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1973, с. 150—151.
106. *Пискунов Б.Н.* Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды. — Изв. Сахалин. отд-ния Геогр. о-ва СССР, 1971, вып. 2, с. 129—146.
107. *Пискунов Б.Н.* Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1172—1175.
108. *Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Ч.У.* Соотношение состав—глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение. — Вулканология, и сейсмология, 1979, № 4, с. 57—66.
109. *Попов В.К.* К петрологии палеогеновых вулканических комплексов Зевско-Соболевского вулканического поля (Центральный Сихотэ-Алинь). — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 40—55.
110. *Портнягин Э.А.* Мезокайнозойская история развития Монголо-Охотского глубинного разлома в западной части Верхнего Приамурья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 1, с. 24—30.
111. *Потапьев С.В.* Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
112. *Потапьев С.В., Злобин Т.К.* О взаимосвязи строения земной коры и приповерхностных структур Ханкайского срединного массива в юго-западном Приморье. — В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, 1978, с. 63—68.
113. *Потапьев С.В., Злобин Т.К.* Зависимость между глубинным строением земной коры и оруденением (на примере Восточного участка БАМ). — В кн.: Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 3—11.
114. *Карсаков Л.П., Болтенков Г.С., Васькин А.Ф.* и др. Проблемы стратиграфии докембрия Приамурья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 28—30.
115. *Пуринг В.В., Дитмар Г.В., Максимовский В.А., Смирнова Г.П.* Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМа.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л.: ВСЕГЕИ, 1977, с. 47—57.
116. *Пущаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
117. *Радкевич Е.А.* Проблемы Тихоокеанского пояса и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—35.
118. *Радкевич Е.А.* Сравнительная характеристика западной ветви Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов. — Геология и геофизика, 1967, № 11, с. 23—30.

119. *Радкевич Е.А.* Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 176—184.
120. *Радкевич Е.А.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского рудного пояса. — Геология руд. месторождений, 1971, № 5, с. 3—13.
121. *Радкевич Е.А.* Сихотэ-Алинская минерагеническая область. — В кн.: Геология СССР, 1974, т. 32, с. 17—25.
122. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
123. *Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 5—38.
124. *Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М.* Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 130 с.
125. Решение III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 183 с.
126. *Роганов Г.В.* Формации палеозоя Удско-Селемдокинского рудоносного бассейна. — В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 14—26.
127. *Розен О.М.* Древнейшие терригенные породы Земли. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 76—91.
128. *Ротман В.К.* Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — Учен. зап. Казах. ун-та, 1963, т. 56, с. 44—56.
129. *Ротман В.К.* О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. — Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 54—63.
130. *Ротман В.К.* Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Вулканизм и тектоногенез. М.: Наука, 1968, с. 187—192.
131. *Ротман В.К.* Петрохимические данные о структурных связях ложа Тихого океана и периокеанического геосинклинального пояса в южной части Курильской дуги. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 431—434.
132. *Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
133. *Руб М.Г., Павлов В.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г.* Вулканогенно-плутонические ассоциации Комсомольского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, №12, с. 64—78.
134. *Русинов В.Л.* Некоторые особенности пропилитов субвулканической и приповерхностной фации глубинности. — В кн.: Проблемы метасоматоза. М.: Недра, 1970, с. 121—131.
135. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
136. *Салун С.А.* Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 105—111.
137. *Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
138. *Салун С.А., Потапьев С.В.* Строение земной коры юга советского Дальнего Востока по данным ГСЗ. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 85—94.
139. *Сандомирский А.Я., Остапенко Н.С., Миронюк А.Ф.* Вертикальная зональность первичных ореолов Чагоянского полиметаллического месторождения. — В кн.: Геология Верхнего Приамурья. Владивосток, 1977, с. 64—68.
140. *Сахно В.Г.* Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и вопросы генезиса некоторых типов вулканических пород. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 296—311.
141. *Сахно В.Г.* Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 95 с.
142. *Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Д.* и др. Геохимические особенности ультраосновных пород рифтовых зон и включений в щелочных базальтоидах. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 120—122.
143. *Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 149 с.
144. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.
145. *Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.

146. *Смирнов А.М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
147. *Смирнов А.М.* Западная часть Тихоокеанского пояса. — В кн.: Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 252—273.
148. *Смирнов А.М.* Асимметрия Тихоокеанского сегмента Земли и альтернативная геодинамическая модель. — В кн.: Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981, вып. 1, с. 13—14.
149. *Смирнов А.М., Давыдов И.А., Изосов Л.А.* и др. Кембрийская липаритовая формация Южного Приморья и ее структурное значение. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 417—420.
150. *Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1946, № 2, с. 13—28.
151. *Сухов В.И.* Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 45—56.
152. *Сухов В.И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1975. 113 с.
153. Схема расчленения магматических образований Буреинского массива/ Путинцев В.К., Брагинский С.М., Селиванов В.А. и др. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 120—127.
154. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
155. *Туезов И.К., Красный М.Л., Васильев Б.И.* и др. Геологическое строение южного звена Курильской островной дуги. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 63—71.
156. *Усенко С.Ф., Чеботарев М.В.* Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.
157. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
158. *Федорченко В.И.* Эволюция вулканизма Курильской островной дуги. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 151—154.
159. *Федорченко В.И., Радионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
160. *Федчин Ф.Г.* Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М.: Наука, 1964. 151 с.
161. *Фельдман А.А., Натаров А.Т., Назаров М.П., Русанов Э.Б.* Использование геофизических и геохимических методов для выявления площадей гидротермально-измененных эффузивов в условиях Дальнего Востока. М., 1970, с. 159—167. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 89).
162. *Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Касенко В.И.* и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского района. — В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 71—79.
163. *Фотиади Э.Э.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по геофизическим данным. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики: Докл. сов. геологов. М., 1965, с. 9—14. (22 сес. МГК; Пробл. 2).
164. *Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — Геология и геофизика, 1963, № 10, с. 5—17.
165. *Фремд Г.М., Рыбалко В.И.* Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972. 149 с.
166. *Хорева Б.Я.* Тектоно-метаморфический анализ дорифейских комплексов Востока СССР. — В кн.: Тихоокеанский геологический конгр. XIV. Сек. В II: Тез. докл. М., 1979, с. 121—123.
167. *Шапиро М.Н.* Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги: (На примере Камчатки). — Геотектоника, 1981, № 4, с. 104—119.
168. *Шапочка И.И.* Аномальное магнитное поле мезозойской (Сихотэ-Алинской) складчатой области. — В кн.: VIII конф. молодых ученых Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 31.
169. *Шашкин К.С.* О двух типах мезозойских приразломных прогибов в Монголо-Охотском поясе и природа Верхне-Зейской депрессии. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 139—141.
170. *Шашкин К.С.* Геологическое развитие Монголо-Охотского пояса в палеозое и мезозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1969. 25 с.
171. *Шашкин К.С.* К раннепалеозойской истории развития Шевлинского прогиба хребта Джагди. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 129—141.
172. *Шейнманн Ю.М.* К истории Синий-

ского щита. — Пробл. сов. геологии, 1937, № 7, с. 552—564.
173. *Шехоркина А.Ф.* Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива. М.: Наука, 1966. 96 с.
174. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 220—229. (Междунар. геол. конгр.; 26-я сес. Докл. сов. геологов).
175. *Шилов В.Н.* Эволюция вулканизма Сахалина и Курильских островов. — В кн.: Эволюция вулканизма и истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 148—149.
176. *Шипулин Ф.К.* Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., 1957. 282 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 8).
177. *Школьник Э.Л., Сигов В.Ф., Мамонтов Ю.А.* и др. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хребта Джагды. — Геология и геофизика, 1966, № 12, с. 27—29.
178. *Шульдинер В.И.* Образование раннедокембрийской коры в условиях специфического теплового режима. — В кн.: МГК. 26-я сес. Докембрий: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 56—61.
179. *Шульдинер В.И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ (происхождение и эволюция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Влидивосток, 1980. 41 с.
180. *Шульдинер В.И., Шульдинер И.С., Ершова Н.Г.* О стратиграфической последовательности архейских комплексов Восточной Азии и эволюции древнейшего седиментогенеза.— Геология и геофизика, 1979, № 11, с. 3—9.
181. *Шульдинер В.И., Шульдинер И.С., Панченко И.В.* О расчленении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. с. 34—54.
182. *Щеглов А.Д.* Главные типы областей тектоно-магматической активизации. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 131—135.
183. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н., Петраченко Е.Д.* и др. Основные черты тектонического развития, магматизма и металлогении вулканических поясов Востока Азии. — Вулканогения и сейсмология, 1982, № 2, с. 39—68.
184. *Щербинин В.М., Носенко Н.А., Чернышов А.В., Азарова В.С.* Новые данные о связи известковых скарнов с магматизмом в Дальнегорском рудном районе. — В кн.: Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1979, с. 84—97.
185. *Эйриш Л.В.* Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана. — Сов. геология, 1960, № 3, с. 9—16.
186. *Эйриш Л.В.* Купольные структуры в Монголо-Охотской складчатой области. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 128—132.
187. *Ялынычев Е.В.* Геология Амачар-Гилюйского трога и связанное с ним оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1977. 24 с.
188. *Andrews E.C.* Structural unity of the Pacific region, evidence of the ore deposits. — Econ. Geol., 1925, vol. 30, N 8, p. 30—41.
189. *Brooks C., Hart S.R., Hofmann A., James D.E.* Rb—Sr mantle isochrons from oceanic regions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 1, p. 51—61.
190. *Morioka N., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaian Cherzolite nodules. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, N 2, p. 116—120.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Радкевич Е.А.) 3

Часть I

Западное обрамление Тихоокеанского подвижного пояса 5

Глава 1

Положение региона в Тихоокеанском подвижном поясе (Смирнов А.М.) . . 5

Глава 2

Алдано-Становой щит Сибирской платформы (Радкевич Е.А., Шульдинер В.И.) 10

Глава 3

Восточная часть Монголо-Охотского пояса (Радкевич Е.А., Шашкин К.С., Смирнов А.М., Миронюк А.Ф., Фомин Б.Н., Потапьев С.В.) 24

Часть II

Притихоокеанские позднемезозойские складчатые сооружения 42

Глава 4

Хингано-Охотская складчато-блоковая система (Коростелев П.Г., Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Гоневчук В.Г., Миронюк А.Ф., Потапьев С.В.) 42

Баджальский район 45
Хингано-Олонойский район 48
Дуссе-Алинский район 49
Эзопский район 50
Комсомольский район 51
Ям-Алинский район 58

Глава 5

Ханкайский массив и его палеозойское обрамление (Смирнов А.М., Радкевич Е.А., Потапьев С.В.) 65

Пограничная зона 71
Южно-Приморская зона 72

Глава 6

Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая система (Радкевич Е.А., Уткин В.П., Потапьев С.В., Финашин В.К., Кокорин А.М., Иванов В.С., Степанов Г.Н., Степанова М.В., Ростовский Ф.И., Говоров И.Н., Федчина Г.Н., Благодарева Н.С., Размахнина Э.М.) 72

Зона Западных прогибов 73
Зона Сихотэ-Алинского антиклинория 74
Зона Сихотэ-Алинского синклинория 75
Зона Прибрежного поднятия и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена 77
Глубинное строение Сихотэ-Алинской системы 78
Кавалеровский район 81

Арминский район 91
Ольгинский район 100
Дальнегорский район 105

Глава 7

Особенности строения и металлогении Центрального Сихотэ-Алиня, Нижнего Приамурья (Радкевич Е.А., Мартынов Ю.А.) 116

Нижне-Амурский район (Залищак Б.Л., Пискунов Ю.Г., Петраченко Р.И.) 120

Часть III

Третичная складчатая система 130

Глава 8

Палеогеновая складчатая область о. Сахалин (Радкевич Е.А.) 130

Глава 9

Курильская островная дуга (Петраченко Е.Д., Радкевич Е.А.) 133

Вопросы происхождения и особенности глубинного строения Японского моря (Радкевич Е.А.) 138

Часть IV

Состав земной коры и верхней мантии 141

Глава 10

Химический состав земной коры и формирование металлогенических провинций (Зимин С.С.) 141

Особенности химического состава и эволюция верхней палеомантии и формирование неомантии Тихоокеанского пояса 142

Глава 11

Металлогения и эволюция земной коры (Радкевич Е.А., Потапьев С.В.) 150

Литература 159

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР

Редактор *Д.В. Павлов.* Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художник *Е.Н. Волков.* Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *М.К. Серегина, А.Л. Шелудченко.* Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27945

Подписано к печати 21.06.84. Т — 09169. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,5+0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 11,5.
Уч.-изд. л. 15,1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1565. Цена 2р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

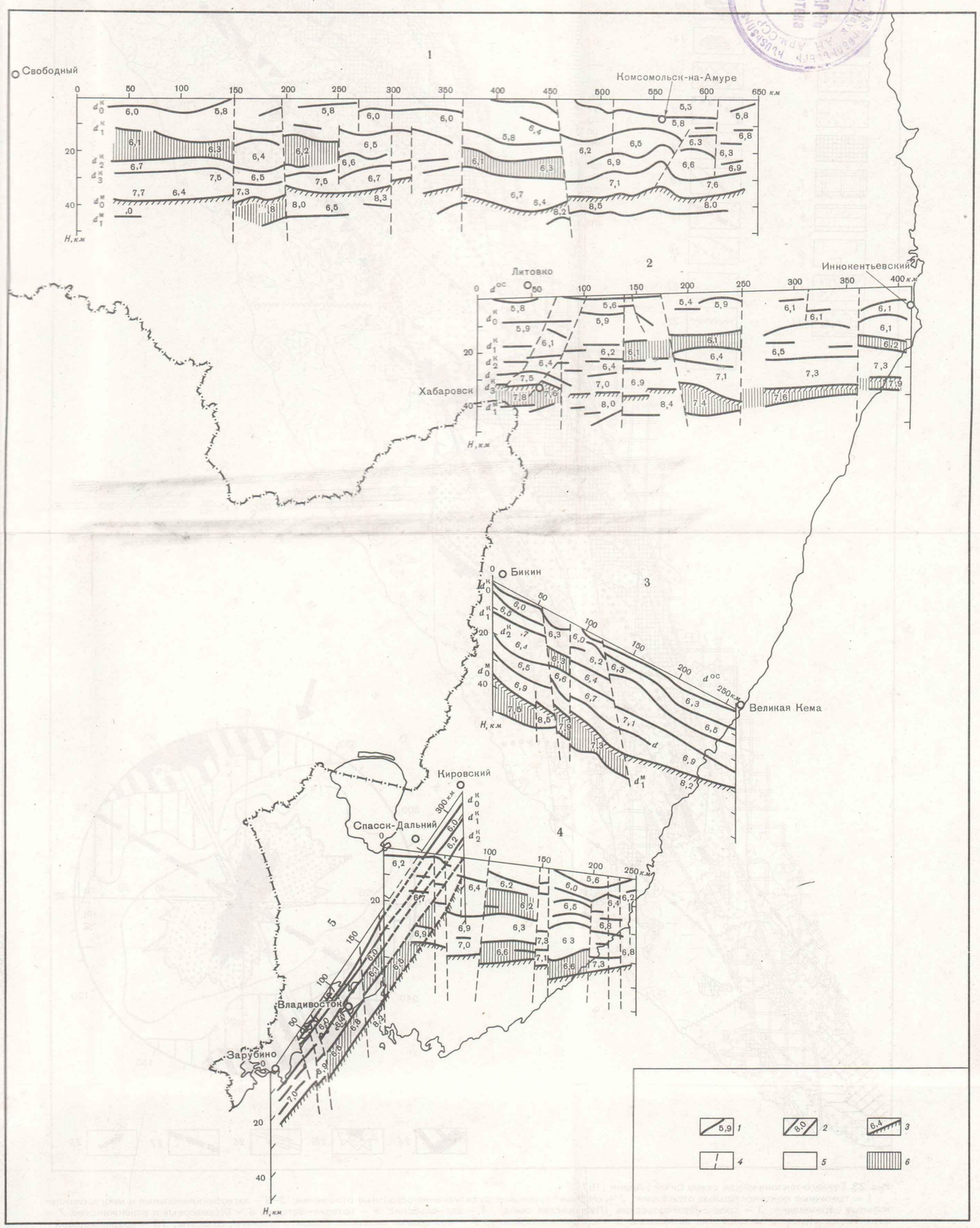


Рис. 26. Блок-схема строения земной коры юга Дальнего Востока (составил С.В. Потапьев)

1 — сейсмические границы и граничные скорости; *2* — пластовые скорости; *3* — поверхность Мохоровичича и эффективные скорости; *4* — разломы по сейсмическим данным; *5* — индекс границы; *6* — слои с пониженной скоростью; Профили ГСЗ: 1 — Свободный — Комсомольск-на-Амуре, 2 — Литовко—Иннокентьевский; 3 — Бикин — Великая Кема; 4 — Спасск-Дальний — р. Зеркальная; 5 — Зарубино — Кировский

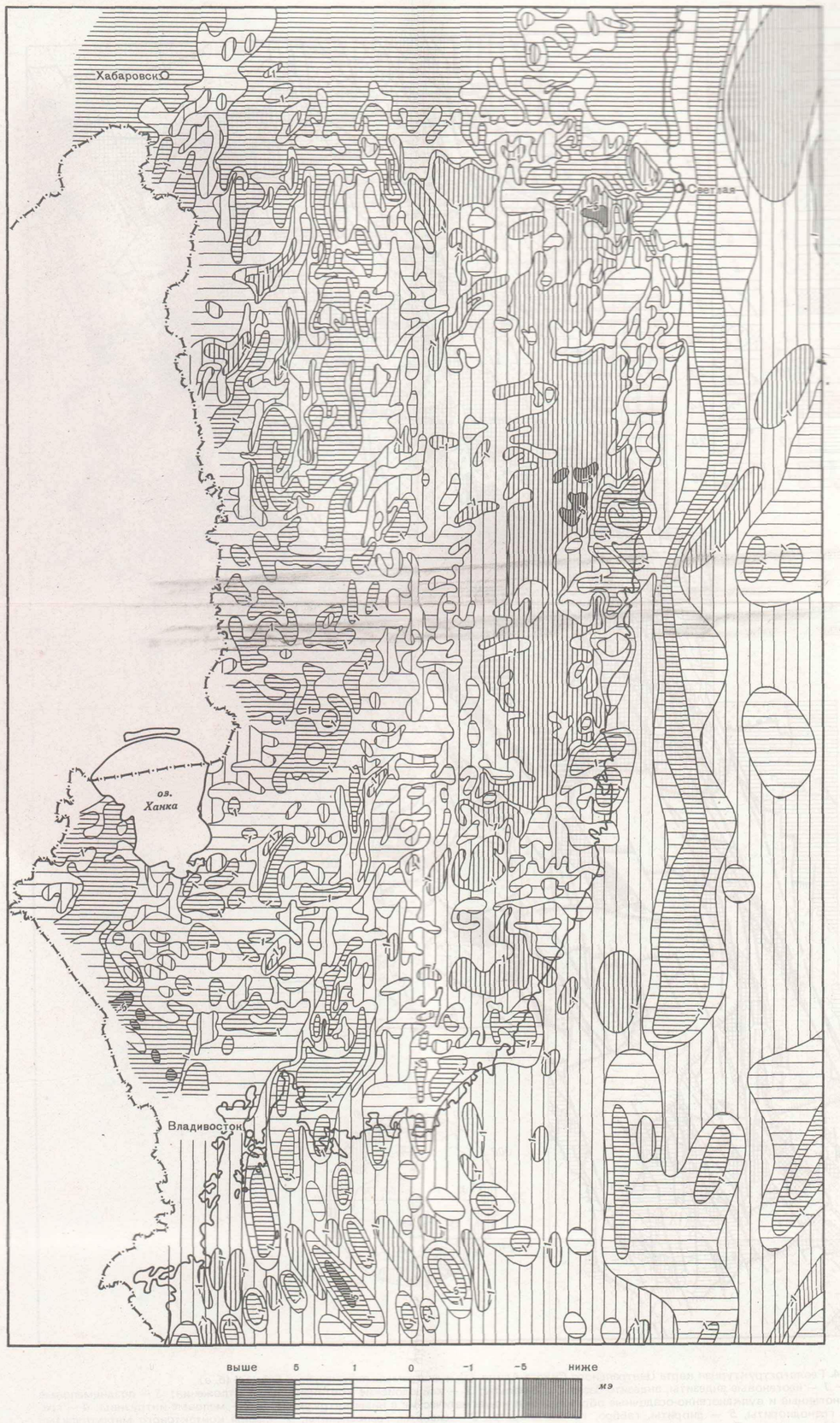


Рис. 25. Карта аномального магнитного поля (ΔT) юга Дальнего Востока

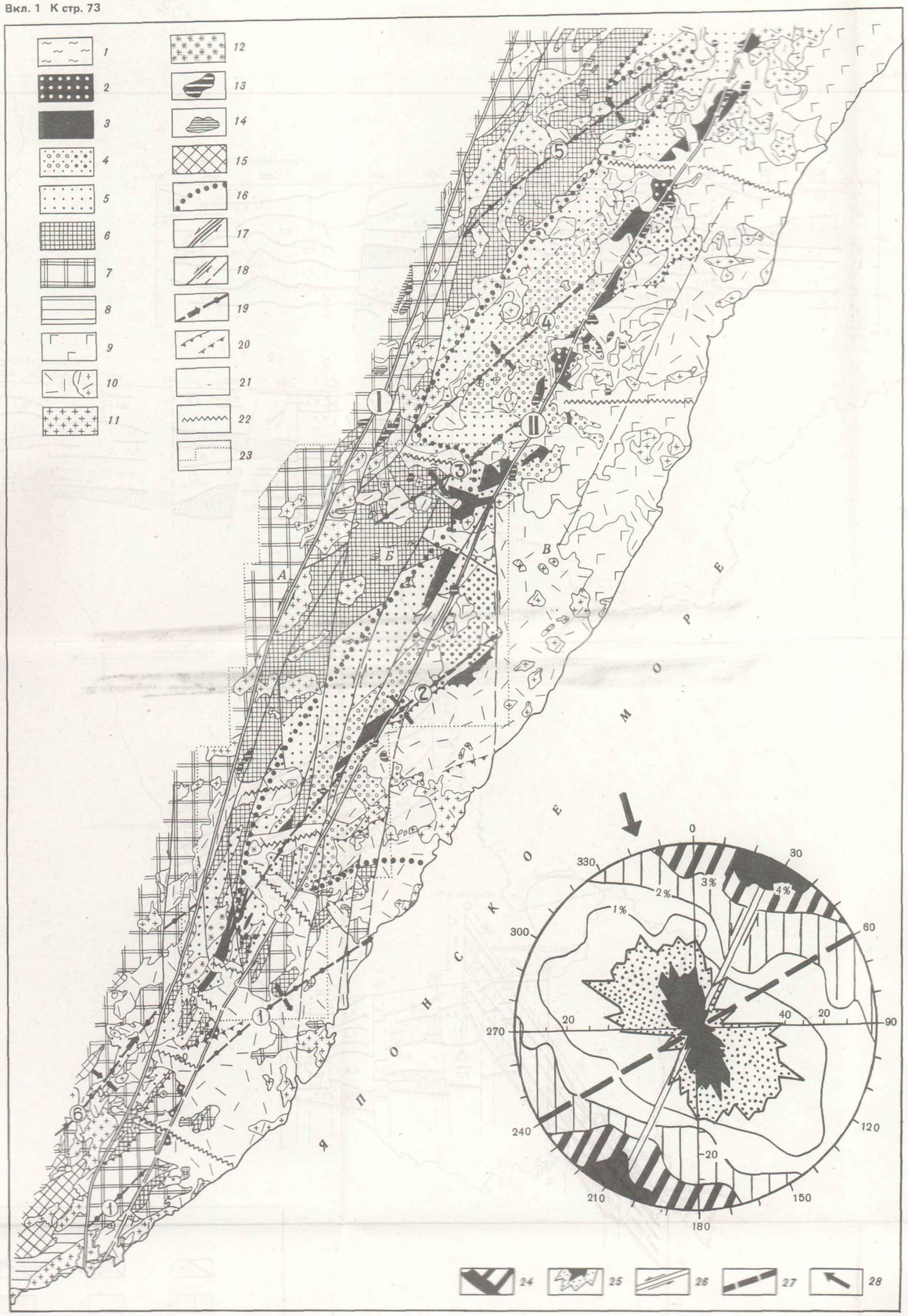


Рис. 23. Геолого-тектоническая схема Сихотэ-Алиня [157]

1 — третичные континентальные отложения; *2* — сеноман—туронские вулканогенно-осадочные отложения; *3–8* — эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования: *3* — средне-верхнеальбские (Лужкинская свита), *4* — апт—альбские, *5* — готерив—аптские, *6* — берриасовые и валанжинские, *7* — верхнепалеозойские и мезозойские домеловые, *8* — среднепалеозойские; *9* — неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты; *10* — позднемеловой—палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс пород и комагматичные с ними интрузии; *11–14* — позднемеловые и реже палеогеновые интрузии: *11* — граниты, гранодиориты, *12* — сиениты, граносиениты, *13* — габбро, габбро-диориты, монцониты, *14* — диориты; *15* — домеловые палеозойские и мезозойские изверженные и метаморфические породы; *16* — восточная граница площадного развития берриасовых и валанжинских отложений; *17* — разломы (сдвиги) первого порядка (пунктир — предполагаемые): *I* — Центральный Сихотэ-Алинский, *II* — Восточный; *18* — разломы (сдвиги) второго порядка; *19* — оси складчатых сооружений: 1 — Прибрежный антиклинорий, 2 — Центральный синклинорий, 3 — Бикинский антиклинорий, 4 — Самаргинский синклинорий, 5 — Хорский антиклинорий, 6 — Окраинский синклинорий; *20* — надвиги; *21* — тектонические блоки: *А* — Западный, *Б* — Восточный, *В* — Прибрежный; *22* — оси раздвигов деструктивного этапа сдвиговых дислокаций; *23* — контуры более детально изученного участка; *24* — пересечение тектонических штрихов с верхней полусферой (13211) замеров); *25* — суммарные розы простираний жильных рудных тел (черное) и даек среднего и основного состава (крап); *26* — доминирующее направление сдвигов; *27* — доминирующее направление осей складок; *28* — направление латерального сжатия

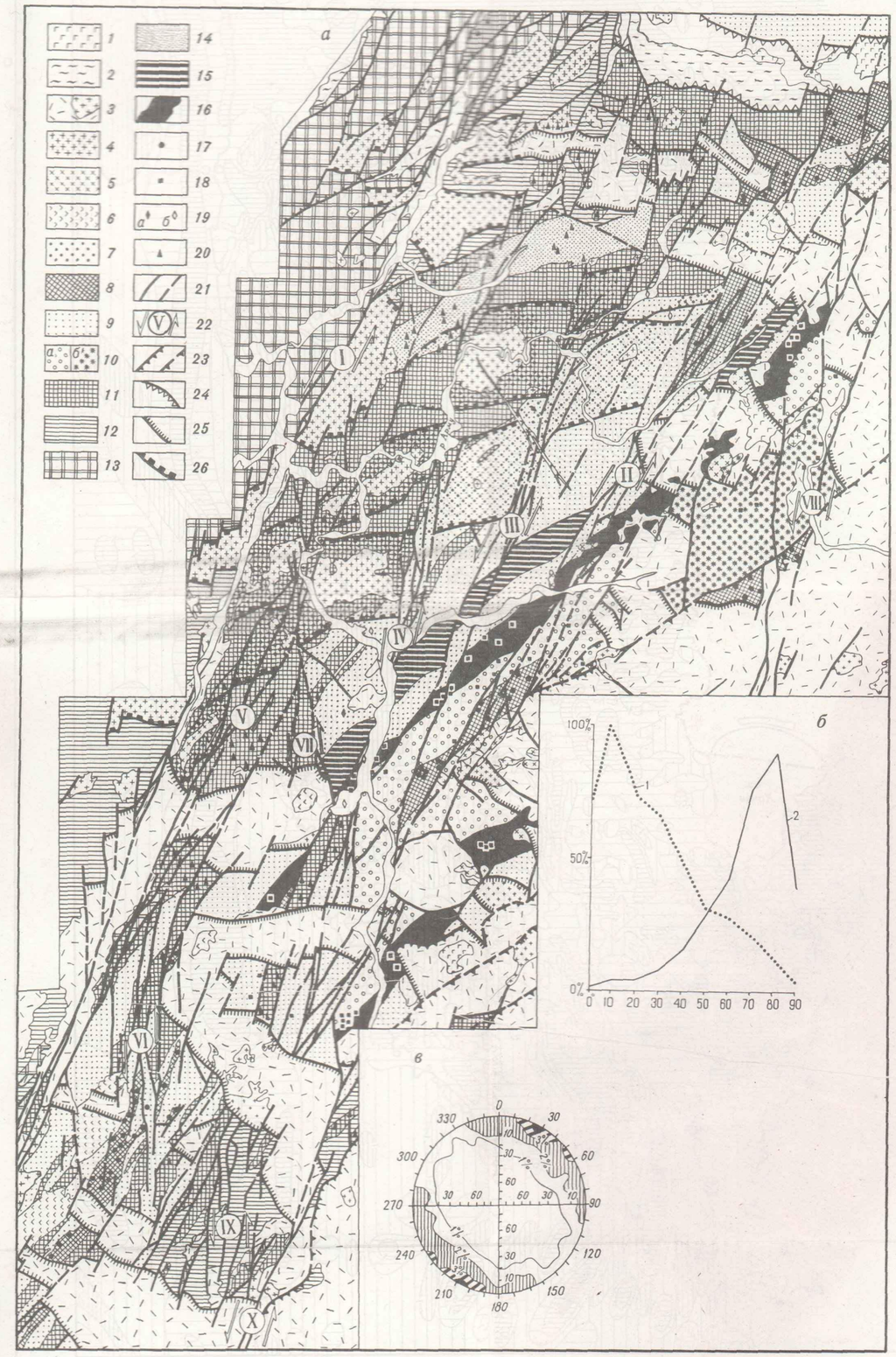


Рис. 24. Геологоструктурная карта Центрального Сихотэ-Алиня (*а*) и диаграммы перемещения блоков (*б, в*)

а — 1 — неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты; *2* — кайнозойские континентальные отложения; *3* — позднемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и комагматические с ними интрузивы; *4–6* — меловые интрузивы: *4* — граниты, гранодиориты, *5* — диориты, габбро, габбро-диориты, *6* — сиениты, граносиениты; *7* — зоны контактового метаморфизма Сихотэ-Алинского и Приморского батолитов; *8–13* — эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные отложения: *8* — средне-верхнеальбские, охарактеризованные фауной тригониид, *9* — готерив—аптские, *10* — апт—альбские: *а* — охарактеризованные фауной ауцеллин, *б* — площади развития нижнемелового вулканизма; *11* — берриасовые и валанжинские; *12* — триасово—юрские; *13* — палеозойско—триасово—юрские нерасчлененные; *14–16* — маркирующие толщи: *14* — туфогенно-конгломератовая ауцеловая, *15* — кремнисто-терригенная, *16* — конгломератовая ауцеллиновая; *17–20* — точки находок нижнемеловой фауны: *17* —альбских тригониид (преимущественно), *18* — готеривских ауцелл, *19* — готерив—аптских иноцерам; *а* — хорошей и *б* — плохой сохранности; *20* — валанжинских ауцелл (преимущественно); *21* — тектонические разрывы (пунктир — предполагаемые); *22* — глубинные разломы (сдвиговые зоны): *I* — Центральный Сихотэ-Алинский, *II* — Восточный, *III* — Микулинский, *IV* — Арминский, *V* — Параллельный, *VI* — Березовский, *VII* — Забытый, *VIII* — Кемский, *IX* — Кавалеровский, *X* — Высокогорский; *23* — надвиги (пунктир — предполагаемые); *24–26* — границы зон растяжения (раздвигов): *24* — кайнозойских депрессий, *25* — позднемеловых вулкано-тектонических структур, *26* — позднеальбских коровых скрытых раздвигов, компенсированных кислой магмой

б — диаграмма перемещения блоков основания верхнемелового вулканогенного чехла по разрывам относительно горизонта: *1* — тектонических штрихов относительно угла погружения блоков; *2* — сместителей со штриховкой в зависимости от угла падения блоков по 6265 замерам

в — суммарные диаграммы (верхняя полусфера) погружения тектонических штрихов по центральной части Сихотэ-Алиня и по всему Сихотэ-Алиню в пределах Приморья (см. рис. 23); замерено штрихов 3000 и 13211, соответственно

зак. 1565

2р. 30 к.

4239

