

ПРОГНОЗНАЯ
ОЦЕНКА
РУДОНОСНОСТИ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ вулканогенных формаций

2198



МОСКВА «НЕДРА» 1977



Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М., «Недра», 1977. 296 с.

В работе обобщен опыт нелинейного металлогенического анализа протяженных вулканогенных геоструктурных зон: современных и древних островных дуг, областей орогенной активизации, раннегессинклинальных и наложенных импозитивных вулканогенных поясов.

На примерах кайнозойских и более древних (вплоть до докембрийских) вулканогенных поясов доказывается наличие в их пределах центров длительной вулканической и металлогенической активности. Среди таких центров, названных вулканогенно-рудными, выделены долгоживущие (сквозные), инициальные (неразвитые) и контрастные.

Наибольшее геолого-экономическое значение имеют длительно и последовательно развивающиеся центры. Они же являются и геолого-экономическими районами. Оценка их рудоносности, проводимая по сумме признаков, характерных для отдельных, развитых в их пределах вулканогенно-рудных формаций, может и должна быть комплексной.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и вулканологов, занимающихся вопросами прогноза рудных месторождений и геолого-экономической оценкой рудных районов.

Табл. 4, ил. 45, список лит. — 148 назв.

К числу важнейших проблем, стоящих перед науками о Земле, относится проблема практического использования в народном хозяйстве познанных закономерностей образования и развития Земли.

В учении о рудных месторождениях, закономерностях и времени их образования и размещении важной научной проблемой является прогнозирование рудоносности как крупных геологических регионов в целом, так и отдельных геологических зон и узлов (экономических районов).

При выделении и классификации геоструктур самых различных уровней учитывается время их заложения и существования, а также наличие тектонических движений и связанных с ними проявлений энергии и вещества. Наиболее отчетливо выражаются закономерности для длительно, направленно и необратимо развивающихся геоструктур. Такие геоструктуры выделяются путем широкого изучения закономерностей геологического развития земной коры. Это изучение является основой научного прогноза геологических явлений самого разного плана.

Необходимость утверждения этих общих гносеологических тезисов вытекает из современного состояния научного прогноза в геологии вообще и металлогении в частности.

Естественно, что развитие научного прогноза в нашей стране осуществляется комплексно: с одной стороны, в плане региональном, т. е. с учетом специфики геологического развития и строения отдельных регионов, таких, как Камчатка, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Приморский пояс Тихоокеанского вулканического кольца, Урал, Северо-Восток СССР и т. д., с другой стороны, путем разработки общетеоретических вопросов генезиса месторождений полезных ископаемых, развития областей, их типизации и т. д.

Отсюда вытекают задачи, во-первых, определения состояния, достижений и путей развития теории прогноза, а во-вторых — практического использования установленных закономерностей при перспективном прогнозе рудоносности и, как следствие этого, при перспективном планировании развития производительных сил соответствующих регионов. Какое же положение сложилось в области научного прогноза в настоящее время?

Этому вопросу уделяется серьезное внимание как научной общественностью, так и производственными организациями. Перспективному прогнозу рудоносности посвящены многочисленные статьи, книги, симпозиумы, совещания.

В книге Г. Ф. Яковлева и В. И. Старостина (1973), в которой излагаются основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов, затрагивается и этот вопрос. Интересными, насыщенными фактическим материалом являются книги В. И. Смирнова (1974), Г. С. Дзодзенидзе (1974), В. Н. Котляра (1974), И. Г. Магакьяна (1967), Е. Т. Шаталова и др. (1960, 1962, 1966 г.), В. Н. Котляра (1970), а также работы С. Н. Иванова (1974 г.), М. Б. Бородаевской, В. С. Требухина и Е. С. Контаря (1970) и многих других, освещающие этот вопрос на многочисленных примерах рудных районов нашей страны.

В 1971 г. в Ленинграде состоялось совещание, посвященное научному прогнозированию и оценке перспектив рудоносности. Главным предметом обсуждения на нем были региональные и статистические особенности размещения рудного и нерудного сырья, местные региональные признаки рудоносности (геохимические, структурные и др.). Основными направлениями научного прогноза были определены: 1) выявление конкретных признаков для конкретных поясов, узлов и зон; 2) поиски методов отображения этих признаков на прогнозных схемах. Такие направления были отражены в программном и многочисленных других докладах. Цель всех их сводилась к тому, чтобы найти некое оптимальное для выбранного объекта (пояса, узла) сочетание статистических признаков его рудоносности. Связано это прежде всего с тем, что историко-эволюционная металлогеническая концепция С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина (1955 г.), разработанная ими для подвижных зон и складчатых областей, оказалась, естественно, малопродуктивной для прогнозирования рудоносности структурно-формационных зон, поясов и узлов, обладающих региональной спецификой.

В связи с этим идеи Ю. А. Билибина были поставлены под сомнение, а концепция эндогенной металлогении: этапы тектоно-магматического развития и их металлогеническая специализация — даже объявлена разрушенной (Судовиков, 1964). Отрицание историко-эволюционного подхода к анализу закономерностей размещения магматических образований и месторождений содержится в последних работах крупных петрологов и тектонистов Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1969 г.), а еще ранее Э. П. Изоха (Позднемезозойские интрузии ..., 1957), которые предлагают отказаться (до времени) от историко-тектонического принципа анализа эволюции эндогенных явлений.

Предпринимаемые в настоящее время попытки реабилитации историко-эволюционной концепции сводятся к выделению новых типов подвижных зон (дива, активизации), этапов развития платформ, областей с особым тектоническим режимом (складчато-глыбовых) и даже к попыткам подменить идеи Ю. А. Билибина об эндогенности оруденения идеями *мобилизации и перераспределения* вещества при метаморфогенном источнике металлов, которая в общем предполагает наличие металлов в рудах верхних этажей при наличии тех же металлов в фундаменте, что возвращает нас к идеям Г. Шнейдерхена (1958).

Для всего этого направления в изучении закономерностей металлогении характерны попытки сравнения и последующей оценки конкретных месторождений по сумме индивидуальных (местных) статистических признаков (формы и мощности рудных тел, содержания металлов) на уровне самих месторождений, а не геологических регионов.

Однако прогнозирование и *перспективное планирование* развития производительных сил состоит не только, и не столько, в оценке уже открытых, сколько в выявлении новых месторождений. Поэтому при перспективной оценке экономического района и отдельного месторождения необходимы анализ и сравнение геологической ситуации с другими районами. Только такой подход может дать правильную перспективную оценку рудоносности и масштабов развития производительных сил.

С другой стороны, решение вопросов генезиса месторождений в их взаимосвязи с явлениями вулканизма, интрузивного магматизма, гидротермального метаморфизма на уровне месторождения всегда обладает тем недостатком, что показывает нам лишь одну точку на кривой закономерной эволюции процесса. В этом смысле изучение современного рудообразования и метаморфизма на гидротермальных системах Камчатки, например, и других районов современной вулканической активности представляет собой изучение эндогенного процесса лишь в близповерхностной термодинамической обстановке самого верхнего структурного этажа земной коры.

Аналогично изучением одних лишь медных, золоторудных, серных либо ртутных месторождений и связанных с ними типов магматизма и метаморфизма достигается тот же результат.

Таким образом, можно уверенно говорить о том, что проблема прогноза и перспективной оценки *рудоносности вулканогенных формаций*, отвечающей закономерно направленной тектоно-магматической эволюции складчатой области, зоны, узла, является комплексной. Для построения кривой этой эволюции, с которой можно было бы снимать желаемые показания, т. е. делать прогнозы, нужно изучение не одного структурного этажа или месторождения. Необходимо изучение общих закономерностей в исторической последовательности и совокупности. Такие общие закономерности есть, и без их познания научный прогноз практически невозможен.

Каковы же достижения в этой области?

На этом пути сделано и много, и в то же время мало. С одной стороны, анализ огромного накопленного эмпирического материала по направленности тектоно-магматического развития складчатых областей показывает, что она закономерно проявляется на всех исторически (геологически) обозримых этапах развития планеты и управляется общими законами преобразования вещества геоболочек, структурных этажей, структурно-формационных зон и т. д. С этой точки зрения объяснение единого интрателлурического подкорового генезиса магматизма и металлогении региональными особенностями строения

(предположим, фундамента) приводит к тому, что в роли источника металлов оказываются глубинные подкоровые геооболочки универсальной инерционной системы (Планеты).

С другой стороны, причины направленного металлогенического развития остаются во многом либо дискуссионными, либо просто неясными. Не случайно до настоящего времени одной из актуальных научных и важных в практическом отношении является проблема металлогенической специализации (этапа, цикла, интрузии и т. д.). Разноречивость мнений по этому поводу общеизвестна и была хорошо заметна на геохимическом совещании в г. Иркутске в 1971 г. В то же время понятно, что эта проблема является ключевой в смысле прогноза и перспективной оценке рудоносности объектов.

Накопленный к настоящему времени фактический материал дает основания для утверждения о *комплексной* изначальной рудной специализации некоего исходного эндогенного агента — потока, по-разному реализующегося, «овеществляющегося», на разных этапах тектонического развития складчатых областей и земной коры в целом (Василевский, 1973; Афанасьев, 1974; Рехарский, 1974; Щеглов, 1974).

Одной из форм представлений об этом глубинном агенте, флюиде, тепло- и массоносителе является концепция интрателлурического потока, вызывающего явления и магмообразования, и метаморфизма, и рудообразования.

В приложении к самому верхнему структурному ярусу, где формируются современные гидротермальные системы, этот интрателлурический поток известен как флюид, или эндогенный пар.

Для названного интрателлурического потока устанавливается определенная, очень устойчивая в пространстве, хотя и меняющаяся во времени корреляционная зависимость по фациям глубинности между такими явлениями, как интрузивный магматизм, метаморфизм и оруденение; изменение признаков глубинности в этих процессах идет однонаправленно и параллельно.

Термодинамический анализ показывает, что парагенезисы метасоматитов и руд определяются давлением, температурой и плотностью потока, формы, размеры и парагенезисы пород интрузивов — условиями глубинности: P , T и $C_{\text{итп}}$, а реальное давление, как подчеркивают В. С. Соболев (Петрография ..., 1955) и еще ранее А. Е. Ферсман (1948 г.) и В. В. Белоусов (1946 г.), определяется как суммарное литостатическое и тектоническое. Поэтому корреляционное соответствие между явлениями интрузивного магматизма, метасоматизма и оруденения можно определить как *геодинамическое*. При этом оказывается возможным при определении направленного тектонического развития складчатых областей и отдельных их участков выделить столь же направленный ряд изменяющихся геодинамических состояний.

Общеизвестны чисто качественные попытки определения таких состояний в тектонике, магматизме, рудообразовании и метаморфизме (расширение—

сжатие). При этом состояние понимается как поле геодинамических напряжений, меняющихся направленно.

Эти поля геодинамических напряжений (или состояния геоблоков) определяют не только макромир (на уровне пород), но и микромир, т. е. направление кристаллохимических реакций. Если на уровне макромира необходимо выявлять такие коэффициенты геодинамического соответствия (геодинамической напряженности), как отношения между размерами структурных неоднородностей, структурами, парагенезисами и количественные соотношения пород, то на уровне микромира такими геодинамическими коэффициентами могут быть средний атомный объем или структурная рыхлость (Магницкий, 1968 и др.).

Таким образом, проблема металлогенической специализации соответствующего объекта определяется геодинамическим состоянием блока, напряженностью, его структурной рыхлостью.

С этой точки зрения изучение современного вулканизма во всей сложности явлений позволяет нам начать построение кривой эволюции с реально наблюдаемых процессов и нетрансформированных продуктов для тех геодинамических состояний напряженности и структурной рыхлости (повышенной проводимости), которые определяются приповерхностными условиями. Естественно также, что с изменением условий проводимости в более древних и более напряженных геодинамических обстановках формы переноса вещества, геотермия потока энергии закономерно меняются. Учитывая направленную необратимость изменения полей геодинамических напряжений, мы должны признать пока, что изучение палеогеодинамики — задача ближайшего будущего. В этой работе будет приведен лишь первый опыт такого анализа.

Резюмируя первую часть рассматриваемой проблемы, подчеркнем еще раз, что для построения геолого-генетической модели эволюции процесса рудообразования, без которой невозможен прогноз явлений, необходимы два условия:

1) принимать реальную точку отсчета — современный реальный процесс магмо- и рудообразования;

2) выбирать районы, где наблюдается закономерная эволюция эндогенного процесса на глубину и с возрастом (по формациям).

Таковыми районами на следующем после складчатых областей и их структурно-формационных зон уровне познания являются *долгоживущие центры магматической и металлогенической активности*. Такого рода центры весьма характерны для подвижных областей самого различного положения и возраста. Они известны в беломоридах и карелидах Северо-Скандинавского вулканогенного пояса (архей—протерозой), каледонидах Северного Казахстана, герцинидах Центрального Казахстана, Урала и Алтая, ларамидях Охотско-Чукотского пояса. В силу большей сохранности и большего количества при меньших размерах они являются массовой и определяющей формой проявления тектоно-магматической и металлогенической активности в кайнозой (Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса: Трансильвания, Закар-

патье, п-ов Камчатка, Курильские острова, Калифорния, Невада, Колорадо, Аргентина, Чили, Япония, Новая Зеландия и др.).

Прежде чем перейти к рассмотрению основ научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций, или, точнее, дискретному металлогеническому анализу и районированию подвижных и складчатых областей и структурно-формационных зон по долгоживущим тектоно-магматическим и металлогеническим центрам, остановимся вкратце на характеристике состояния проблемы научного прогноза в нашей стране и за рубежом. Такой анализ позволит более мотивированно выбрать пути дальнейших усилий исследователя, ибо, как известно, ничто так хорошо не помогает понять настоящее и предусмотреть будущее, как анализ прошлого.

Здесь укажем только, что развитие представлений о закономерностях проявления оруденения в связи с вулканизмом в значительной мере базируется на фундаментальных трудах советских ученых В. И. Смирнова, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляра, М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, Г. Н. Щербы, Г. Ф. Яковлева и других ведущих исследователей.

За цикл работ по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций» В. И. Смирнову, Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Котляру в 1972 г. была присуждена Ленинская премия. Важность решения проблемы связей вулканизма и оруденения для расширения минеральносырьевой базы страны очевидна.

Настоящая работа выполнена в институте вулканологии ДВНЦ АН СССР коллективом авторов под руководством М. М. Василевского.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Целью настоящей главы является не столько критический разбор отдельных работ и направлений, сколько желание обратить внимание читателей на назревшую необходимость обобщения огромного накопленного эмпирического материала. Это может, с нашей точки зрения, служить основой или введением в теорию научного прогноза. В настоящее время обсуждаются лишь методические вопросы. Однако создание введения в теорию научного прогноза уже возможно, если не на материалах всех регионов, то по крайней мере тех, для которых закономерность развития устанавливается достаточно отчетливо.

Современное состояние геологической науки, переходящей от эпохи устоявшихся традиционных представлений об эмпирических закономерностях геологических явлений и понятий, выражающих эти эмпирические закономерности, к эпохе теоретического осмысления геологических процессов (на самых разных уровнях познания), пересмотра и ревизии как самого эмпирического материала, так и его систематики, требует пояснения многих терминов, которые употреблены в работе. Необходимо выяснить, какие тезисы являются теоретическими, какие гипотетическими и эмпирическими, каков объем понятия вулканогенные, а также в каком смысле употребляется понятие формация, и т. д.

Прежде чем перейти к изложению существа и главной цели работы, хотелось бы остановить внимание на одном удивительном несоответствии, сложившемся в науках о Земле. Это несоответствие состоит в том, что науки о Земле, в силу необходимости возникшие при попытках понять закономерности металлогении, развивались быстрее и глубже, становились самостоятельными науками, каждая со своим предметом и методами исследований и в общем, как правило, уже не возвращались к породившим их проблемам металлогении.

Декларированная в последние годы тенденция к интеграции, проявляющаяся прежде всего в общетеоретических построениях, в разработке основных понятий, не коснулась пока металлогении. Да и само понятие металлогении после работ Ю. А. Билибина и его учеников и последователей сначала видоизменилось, затем из-за трудностей, возникших при применении общих закономерностей к конкретным объектам, поставлено было под сомнение и, наконец, переродилось в систему многочисленных (на каждый данный случай) концепций, специализированных в зависимости от рода объекта и предпочтительного (для авторов концепции) подхода к его изучению, что в известной мере явилось тормозом в ее развитии.

Связано это с тем, что геологи-рудники, сталкиваясь с необходимостью комплексного изучения одного из самых сложных геологических явлений, каким является формирование месторождения — последнего звена в цепи всех геологических процессов, оказываются перед лицом трудностей, присущих каждой науке о Земле. Они одинаково и с уважением, и с некоторой опаской относятся как к планетарным тектоническим концепциям и вытекающим из них закономерностям петро- и рудогенезиса, так и (при попытках решить вопрос

о закономерностях генезиса месторождения на уровне конкретного объекта) к физико-химическим и термодинамическим проблемам анализа парагенезисов минералов пород и руд месторождений.

Это тем более объяснимо, что концепции ни сверху (тектонические), ни снизу (рудно-петрологические) не дают геологам-рудникам критериев, позволяющих обобщить эмпирический багаж на уровне теоретической металлогении и перейти к научному прогнозу месторождений полезных ископаемых. По-видимому, не случайно в учении о закономерностях формирования рудных месторождений еще далеко не устарели, а может быть, даже и выделяются до настоящего времени своей убедительностью представления о генезисе и систематика, введенные В. Линдгреном (1934—1935) и С. С. Смирновым (1937 г.).

В настоящее время почти во всех разделах естествознания выявились планетарные черты либо самих явлений, либо особенностей их распределения. Для геологической науки и металлогении в частности эта особенность тем более характерна, так как геологи изучают геологические формации, т. е. промежуточное состояние вещества от горных пород и руд к геоболочкам — источникам компонентов.

С другой стороны, понимание закономерностей концентрации компонентов в определенных участках Земли и в определенное время, а также эволюции этого процесса немислимо без изучения форм переноса этих компонентов и факторов, контролирующих развитие этих форм.

Отсюда следует, что теория металлогении совмещает в себе изучение закономерностей эволюции как геоболочек и составляющих их геологических формаций, так и форм переноса компонентов, участвующих в построении парагенезисов пород и руд, составляющих геологическую формацию.

Отсутствие в настоящее время общей металлогенической теории может быть восполнено, по крайней мере для тех объектов познания, в которых с наибольшей определенностью выявлены черты эволюционного направленного развития дифференциации вещества и в которых четко устанавливается ее энергетический вектор. Необходимо отметить при этом, что круг изученных объектов и явлений в настоящее время оказывается достаточно широким, и благодаря усилиям геологии, химии и физики Земли такая направленная эволюция и дифференциация устанавливаются, что исключает частные концепции в теоретической металлогении. Прежде всего это относится к закономерностям эволюционной дифференциации вещества в ходе заложения, развития и консолидации подвижных поясов Земли, ибо в них еще не полностью использованы возможности исторического подхода, изучение которых ведется сейчас в направлении их пространственной неоднородности, связанной с неоднородностью глубинного строения Земли.

Выявление в последние годы новых типов геоструктур, составляющих 1/4 известных до этого: рифтов и океанических хребтов — не только не противоречит этому эволюционному, историко-энергетическому подходу, но и, наоборот, делает его еще более оправданным и общим, поскольку рифтообразование и возникновение хребтов в областях с еще слабо- или совсем недифференцированным веществом верхней мантии являются закономерными начальными этапами развития подвижных поясов. Это же является и началом неизбежного проявления закономерной дифференциации вещества планеты по мере вовлечения его в геологическое движение как форму существования.

Работы многочисленных коллективов и отдельных исследователей так или иначе обобщают огромный эмпирический багаж, однако утверждение о том, что учение о полезных ископаемых поднялось к настоящему времени до уровня

широких научных обобщений, разработки теории прогнозирования, критериев оценки перспектив рудоносных зон, провинций, поясов представляется излишне оптимистичным. Разработки теории прогнозирования и теоретических критериев рудоносности еще не вышли из стадии обсуждения методологии подхода к проблеме. Это положение можно иллюстрировать обзором состояния вопроса по материалам наиболее представительных обсуждений и дискуссий за последние 10 лет.

В книге по материалам совещания, состоявшегося в Ленинграде в 1971 г. (Основы ..., 1971), обращают на себя внимание некоторые оригинальные статьи. Одна из них принадлежит А. Д. Щеглову, в которой он выделяет два аспекта научного прогноза. Первый из них состоит в выявлении конкретных критериев, которые могут служить основой для прогноза отдельных групп месторождений. Второй аспект касается разработки графического отображения установленных конкретных критериев и сделанных прогнозов. И хотя здесь не подразумеваются общие теоретические критерии, тем не менее разработка конкретных признаков для определенных объектов представляется полезной.

Далее автор все же употребляет понятие теоретические основы научного прогноза, разработку их рекомендуется вести для типовых, а это в конечном счете значит эмпирически установленных объектов (поясов, зон, районов), особенности которых (каждой конкретной рудной зоны, района) могут быть чрезвычайно разнообразными и которые (т. е. конкретные критерии) надо выявлять в каждом случае отдельно; они не могут быть предусмотрены при прогнозе полностью. Можно видеть, что понятие теоретический вряд ли справедливо для подобного подхода к проблеме прогноза.

В. А. Кузнецов и Э. Г. Дистанов еще раз останавливаются на важности формационного подхода к проблеме прогноза. Это положение безусловно верно, и все усилия исследователей по первичному обобщению материала строятся на этой основе. Однако от традиционного эмпирического коррелирования магматических и рудных формаций до теоретического прогнозирования все так же далеко, как и при зарождении металлогенического формационного анализа. Количество конкретных примеров безусловно увеличивает эмпирический багаж, но еще не приводит к теории прогноза.

То же можно сказать и о программных работах В. С. Кормилицына и П. А. Строны, И. Г. Магакьяна, Р. М. Константинова и Г. А. Твалчрелидзе. Каковы бы ни были критерии выделения ими формаций, в том числе и рудных (а различия в этом не представляются принципиальными с точки зрения теории образования рудных месторождений), — это не более чем разная систематика тех же эмпирических данных и попытки прогноза на основе статистической вероятности повторяемости событий при совпадении коррелирующихся с ними многочисленных сопутствующих признаков.

Однако выделение так называемых многометалльных формаций как парагенетических сообществ различных по составу месторождений, возникших в условиях сходных тектонических режимов, действительно имеет, как пишут В. С. Кормилицын и П. А. Строна, познавательное значение. К сожалению, как в этой, так и в других работах, посвященных значению формационного анализа, этот тезис не получил соответствующего резонанса, либо же о нем умалчивается. Генезис прогнозируемых объектов представляется авторам непознаваемым.

Отмеченные выше агностические особенности и стремление найти наиболее удачную комбинацию признаков или конкретных критериев на самых различ-

ных уровнях организации геологических объектов являются общими почти для всех работ последнего периода. Это и дает представление о современном состоянии теории и методов прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

В отдельных случаях такая тенденция в подходе к проблеме прогноза приводит исследователей к «попыткам разобраться в существовании этого вопроса с помощью методов логического анализа (!? — М.В.), так как сугубо геологические объяснения, по мнению автора, вряд ли могут дать что-либо объективное и полезное для решения этой проблемы» (Основы ..., 1971, с. 60). Этими словами открывается так называемый историко-эволюционный подход к прогнозированию месторождений, отличный, как следует предполагать, от формационного, не учитывающего ни истории, ни эволюции.

Весьма показательно, что более 200 работ, объединенных общей задачей научного прогноза, как раз и не уделяют внимание научному объяснению наблюдающихся закономерностей. Попытаемся сформулировать то общее, что характерно для тысяч работ вплоть до последних лет, которые привлекают к проблеме научного металлогенического прогноза. Все это работы, посвященные распределению вещества (на самых различных уровнях организации). В этих работах о критериях и теоретических предпосылках прогноза отсутствует либо завуалировано понятие и фактор движения вещества. Проводится рассмотрение лишь моментальных снимков природы вне динамики ее движения и эволюции, вне геодинамики самых различных форм и видов. И как бы часто ни встречались определения движения (тектонические и др.), эволюции в пространстве и во времени, это не приведет к созданию теории, но лишь к созданию рецептов, конкретных критериев для каждой специфичной геоструктуры (пояса, зоны, района). Иными словами, создание теории научного прогноза немыслимо без разработки генетической концепции, хотя бы на уровне организации вещества, определяемой геоболочками и составляющими их геологическими формациями, в том числе и рудными.

Весьма краткий обзор состояния вопроса научного прогноза показывает его необычайную сложность и в подходе к самому решению его, и в реализации накопленного материала, равно как и в интерпретации этих данных. Естественно, это очень трудная задача и какие-либо иллюзии здесь неуместны. Отдавая себе отчет во всем этом, авторы полагают, что в основе научного прогноза должны господствовать те факторы и позиции, которые являются наиболее перспективными.

Уже не однажды нам приходилось употреблять слово теоретический либо теоретические основы. Что же вкладывается в это понятие?

Употребляя определение теоретические применительно к основам прогноза, авторы имеют в виду такие из них, которые вытекают из общей закономерности возникновения, движения и эволюции рудообразующего флюида на фоне эволюции геологических процессов, способствующих становлению геологических формаций, прежде всего магматических. Поскольку геологические формации составляют определенную геоболочку, представляется, что общая генетическая концепция должна вовлекать в круг интерпретируемых взаимосвязей такие категории, как кора, мантия и, в конечном счете, ядро Земли, потому что в принципе необходимо понять причинность процессов не только в коре, но и в мантии, которая одна, без взаимосвязи с ядром, вряд ли может быть понята и, следовательно, использована.

Еще 10 лет назад подобная постановка вопроса, вероятно, была бы воспринята иначе. Однако бурное развитие океанической геологии и геофизики, полу-

чение данных по процессам в подкоровых областях иногда более детальных и более количественных, чем при исследованиях на континентах (в поясах, зонах и отдельных рудных районах), делает возможность создания общей генетической концепции не только реальной, но и, что самое важное, необходимой, ибо в настоящее время невозможно понять комплекс геологических явлений в масштабах (на уровне) формаций без понимания их генезиса. При решении петрологических или, шире, петрогенетических, магматологических проблем такой подход уже является не только необходимым, но и единственно возможным, естественным. Достаточно указать на постановку проблемы по геодинамическому проекту*, теорию геундаций Р. В. Ван-Беммелена и др.

Таким образом, теоретическими разрабатываемые основы прогноза являются в той мере, в какой используются достижения геотектонического и геофизического направлений для развития формационного анализа, сколько бы противоречивыми иногда не являлись следствия, вытекающие из отдельных теоретических концепций.

* Вовлечение в сферу понимания, кроме мантии, еще и ядра, не носит качественно иного подхода к проблеме. Его наличие и участие в процессах подразумевается всеми, хотя слово и не упоминается.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ И ПРОБЛЕМА РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

По существу, проблема прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций сводится к решению вопроса о причинах их металлогенической специализации. Если они закономерны и вытекают из общей направленной эволюции металлогенического развития складчатых областей, перспективный прогноз возможен, если закономерностей нет, невозможен и прогноз. В настоящее время, как уже отмечалось, хотя явно общие закономерности металлогенической эволюции рядом исследователей и не отрицаются, считается, что они настолько индивидуально проявляются в каждой данной геоструктурной зоне, рудном районе, узле и конкретном рудном поле, что разработка общей теории прогноза практически невозможна. Прогноз, с этих позиций, должен базироваться на конкретных особенностях того или иного района.

Такой подход к прогнозу, помимо многих второстепенных причин, обусловлен тем, что исследователям не всегда ясны возможные причины направленной металлогенической эволюции складчатых областей и отдельных геоструктур. Объясняя лишь частные случаи, а не огромный накопленный материал по этой направленности, и указывая на наличие отклонений от общей схемы, многие исследователи пришли даже к отрицанию общей изначальной схемы тектоно-магматического и металлогенического развития складчатых областей. Концепция эта, как отмечалось, была объявлена разрушенной. Действительно, развивающаяся длительное время идея узкой металлогенической специализации каждого отдельного этапа не могла не столкнуться с противоречиями, на сколько бы этапов не делился тектоно-магматический цикл. Однако дальнейшие научные поиски пошли лишь по пути выяснения местных региональных причин этих отклонений, что и привело к описанному результату.

Несомненно все же, что весь накопленный опыт и статистика направленности металлогении в крупном планетарном плане не могли быть лишь плодом идеализации процесса. Наличие этих межрегиональных и вневозрастных закономерностей направленного развития свидетельствуют о том, что управляются эти закономерности системой инерционной, действующей в течение геологической жизни планеты. Разность потенциалов, обуславливающая протекание процесса энерго- и массопереноса, в течение всей геологической истории остается, видимо, постоянной, заданной энергией внутренних частей (зон) Земли. И лишь особенности проявления геологических процессов во внешних геоболочках планеты меняют форму неконсервативных продуктов этого тектоно-магматического и металлогенического процесса.

Анализ изменения химического состава продуктов магматизма на разных этапах тектоно-магматического цикла привел исследователей к концепции последовательной миграции очагов плавления геоболочек по вертикали. Именно таким образом ими объясняется наличие прерывистых интрузивных

серий: базит-гипербазитовых, габбро-диорит-гранодиорит-гранитовых, гипер-базит-габбро-гранитовых и т. д. Отражая реальность причин и событий при формировании таких многочисленных интрузивных серий, эта концепция не может, однако, объяснить металлогеническую специализацию этапов тектоно-магматического цикла, ибо для этого пришлось бы предположить определенную (в рамках временной последовательности) стратификацию металлов в геоболочках.

Более того, широко распространенное представление о коре как источнике металлов в свете современных геофизических и петрогенетических данных требует не только многих ограничений (в каких случаях это заимствование металлов коры имеет место), но и принципиального пересмотра, когда речь идет о процессах энерго- и массопереноса в формировании самих геоболочек. Эти данные, обсуждение которых приводится в главе о принципах геодинамического соответствия в вулканических, плутонических, гидротермально-метаморфических и рудообразующих процессах (см. главу XI), свидетельствуют о парагенетической связи коры и рудных месторождений, размещающихся в ней, или, еще шире, о парагенетичности всех образований, в том числе и рудных, слагающих геоболочку.

Выясняя металлогеническую специализацию этапов тектоно-магматического цикла и ее причины, мы можем в качестве объектов исследования выбрать два типа вулканогенных формаций. С одной стороны, это инициальные или раннегеосинклинальные формации начальных и ранних этапов тектоно-магматического цикла, слагающие нижний структурный этаж вулканогенных поясов, с другой — раннеорогенные формации, слагающие верхний структурный этаж. Выбор объясняется тем, что инициальный магматизм является по преимуществу докоровым, мантийным. Рудные парагенезисы этого этапа представляют, таким образом, продукты первичного изначального интрателлурического потока, область питания которого находится на границе Мохоровичича: в верхней мантии и корнях коры.

Раннеорогенные магматизм и металлогения финального и предфинального этапов также являются представительными в качестве объектов исследования проблемы первичной металлогенической специализации. Причина этого заключена в точечном характере периферических вулканических очагов, крайне незначительный объем которых не позволяет связывать рудную специализацию постмагматической деятельности этого этапа с переплавлением вмещающих пород. Кроме того, исследуя верхний структурный этаж вулканогенного пояса, имеющего в общем случае гетерогенный цоколь, мы имеем возможность наблюдать различные по составу типы периферических очагов, которые могли бы обусловить и различную рудную специализацию постмагматического процесса в данной точке. Сравнивая, таким образом, рудную нагрузку гидротерм на вулканах с различными (по субстрату) типами периферических очагов, мы можем установить зависимость или независимость этой рудной нагрузки от состава субстрата.

Выбор в качестве объекта исследований (по обсуждаемой проблеме) нижнего структурного этажа, сложенного инициальными формациями, нецелесообразен по следующим причинам. Первая из них — эродированность верхних горизонтов этажа и невозможность наблюдать весь набор характерных для него рудных парагенезисов. Вторая причина состоит в специфике условий проявления синвулканического рудообразования. Оно протекает в подводных условиях. Металлы на этом этапе в значительной мере участвуют в формировании солевого состава морской воды и не фиксируются в породах. Третья причина —

возможное наложение на образования нижнего структурного этажа рудной минерализации, связанной с более поздними тектоно-магматическими процессами. Можно привести и многие другие причины, которые заставляют отказать от решения вопроса о причинах металлогенической специализации этапов тектоно-магматического процесса на примере начальных и ранних этапов.

Средний структурный этаж для решения поставленного вопроса ставит перед исследователями, пожалуй, наибольшие трудности. Наличие в корнях орогена обширных очагов плавления коры типа конрадовских, вовлечение в постмагматический процесс мобилизованных рудных компонентов крупных блоков с более древней металлогенией, например кристаллического фундамента, приводит нередко к образованию в рудных формациях этого этажа сложного совмещенного спектра металлов первичного интрателлурического потока и активизированного основания. Примеры таких явлений совмещения многочисленны, но лишь в немногих случаях отчетливо видны его причины и возможно разделение металлов данного тектоно-магматического этапа и мобилизованных металлов основания орогена.

Наиболее предпочтительным объектом исследования по поставленной проблеме является, таким образом, верхний структурный этаж вулканогенных поясов, сложенный раннеорогенными формациями. Очевидно, наиболее достоверное решение может быть получено при изучении новейших орогенов, в которых наблюдается современная магматическая и постмагматическая деятельность. В пределах нашей страны наиболее эффективным является изучение Камчатско-Курильского региона. Естественно также, что в приводимом ниже обсуждении проблемы использованы материалы по металлоносности современного постмагматического процесса зарубежных регионов активного вулканизма.

Рассмотрим металлогению верхнего структурного этажа, прежде всего Камчатки, понимая при этом под верхним структурным этажом образования современных ($N_2 - Q$) вулканических кордильер Среднего и Восточного вулканических поясов.

Естественно, что такая постановка вопроса требует более детального подхода к описанию как тектоно-магматических структур, так и состава образований верхнего структурного этажа Камчатки сравнительно с другими регионами и объектами. Особенно это относится к характеристике экстрезивных образований.

Структурно-формационное районирование четвертичного вулканизма Камчатки. Вулканические пояса Камчатки фиксируются в плане в виде узких простирающихся в север-северо-восточном направлении зон, которые пространственно совмещены с приосевыми частями крупных горст-антиклинорных структур Среднего и Восточного хребтов Камчатки. В современном тектоническом плане структурно-формационные зоны четвертичных вулканитов Камчатки приурочены к глубинным трансмантийным разломам, выходы на поверхность которых трассируются цепочками вулканов.

Верхний структурный этаж Камчатки сложен главным образом четвертичными вулканогенными образованиями, относимыми Ю. А. Кузнецовым (1964) к базальт-андезит-липаритовой формации подвижных зон.

Среди структурно-формационных зон Камчатки выделяются в соответствии с их геотектонической позицией две крупные структуры: структурно-формационная зона Среднего хребта и Восточно-Камчатская вулканическая структурно-формационная зона.

Характер соотношения неогеновых и четвертичных структурно-формационных зон детально рассмотрен Г. М. Власовым (1964), В. К. Ротманом (1965 г.), Э. Н. Эрлихом (1966, 1973), Г. Е. Богоявленской (1966) и И. В. Мелекседцевым (1973).

Главное различие в позициях Срединной и Восточно-Камчатской вулканических зон состоит в следующем: в Срединном хребте формированием верхнего структурного этажа закономерно заканчивается длительное, начавшееся в позднем мезозое — палеогене, тектоно-магматическое развитие Центрально-Камчатской геоструктурной зоны, прошедшей еще в миоцене стадию островной дуги. Восточно-Камчатская вулканическая зона не имеет столь длительной направленной предыстории. Ее четвертичные вулканические постройки закладываются и развиваются на консолидированном основании, сложенном преимущественно мел-палеогеновыми вулканогенно-кремнистыми толщами.

Данные региональной геофизики выявляют две зоны глубинных разломов, положение которых определяет позицию структурно-формационных зон, и серию гравимагнитных ступеней северо-западного простирания, создающих блоковое и клавишное строение структурно-формационных зон по простиранию.

Вулканогенные формации верхнего структурного этажа по масштабам проявления характеризуются следующими особенностями.

1. Магматические комплексы оливиновых и оливинсодержащих базальтов плато ($N_2 - Q_1$) слагают 67,4% всей площади, занятой вулканитами.

2. Магматические комплексы андезито-базальтов, плагиоандезито-базальтов и амфиболовых андезитов, слагающие крупные вулканические постройки (Q_{2-3}), занимают 18,2% площади.

3. Магматические комплексы липаритов, дацитов и андезито-дацитов экструзивных куполов (Q_{3-4}), а также покровов пемз и игнимбритов слагают соответственно 3,2% и 9,8% площади.

4. Лавы и пирокластиты исторического периода занимают 1,4% площади. Площадное соотношение покровов лишь в первом приближении отражает истинную картину соотношения масс и объемов изверженного материала, поскольку не учитывает мощностей покровов и особенно их вариаций в зависимости от удаленности от центров извержения. Допущения, принятые при подсчетах, основываются на предположении о наличии платобазальтов в основании всех вулканических построек. Таким образом, основные базальтоидные породы развиты значительно шире, чем другие магматические комплексы вместе взятые.

Минералого-петрографические особенности магматических комплексов. Большой литературный материал по минералогии и петрографии вулканитов Камчатки позволяет нам не останавливаться на детальном описании пород, когда это не касается отдельных специально изучавшихся структур верхнего структурного этажа.

Кратко рассмотрим характерные особенности рудных минералов выделяемых магматических комплексов. Рудные непрозрачные минералы, которые обычно описываются как магнетит, в действительности представлены самыми различными ассоциациями и характеризуются вполне закономерной принадлежностью к кислым и основным лавам.

Для базальтоидов и андезитоидов характерны такие минералы, как ванадиевый титаномагнетит ($V 1-0,6\%$; $TiO_2 8,70\%$), магнетит, маггемит, ильменит, хромит, халькопирит, пирит, пирротин, магнезиоферрит (вулкан Харчинский — $MgO 7,98$ вес. %) и др. Все рудные минералы основных лав имеют общие черты. Отмечается сходство параметров элементарных ячеек,



сопоставимы вариации в повышенном содержании микроэлементов V, Co, Cr, Ni, морфологические особенности и др.

Для кислых лав набор рудных минералов представлен галенитом, сфалеритом, самородным свинцом, цинком, редко встречаются самородная ртуть, киноварь и др. Характерны также магнетит, ильменит, гематит, пирит. Такие минералы, как магнетит, пирит, ильменит встречаются и в кислых, и в основных лавах, однако по кристалло-химическим данным и по концентрации микроэлементов Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V они резко различаются.

Минералы магматических комплексов обладают рядом специфических черт, свидетельствующих об их принадлежности к определенному типу пород.

Для кислых пород: липаритов, обсидианов, пемз, игнимбритов, дацитов и андезито-дацитов — отмечается сходный набор рудных минералов, представленных, согласно рентгенодиагностике и оптике, цирконом, апатитом, реже сфеном, рутилом, лейкоксомом, флюоритом, альмандиновым гранатом, галенитом, сфалеритом, киноварью, пиритом, реже арсенопиритом, гематитом, магнетитом, молибденитом. В двух пробах липаритов Срединного хребта встречен пироксенол. Сера самородная характерна практически для всех кислых пирокластических образований. В пробе андезито-дацитов экструзивного купола Гигигилен встречен антимонит. Среди самородных минералов отмечаются свинец, цинк, сера и глобулярная ртуть. Свинец, цинк и другие минералы присутствуют в повышенных количествах в кислых магматических комплексах.

Свинец образует неправильной формы, более или менее изометричные зерна и скопления. Цинк присутствует в более уплощенных зернах. Микрохимическая реакция нейтрального раствора минерала с щавелевой кислотой позволяет наблюдать выпадение кристаллических октаэдров и их сростков. Согласно данным Г. Н. Богдановой, такие самородные минералы, как свинец, цинк, медь обычно присутствуют и в базальтах. Отношение цинка к свинцу (по спектральным анализам) 3 : 7.

Определенный петрогенетический интерес представляют аксессуарные минералы метаморфического генезиса: кордиерит, силлиманит, альмандин, длиннопризматический циркон. Последний по кристалло-морфологическим признакам, по данным рентгеновских определений, идентичен циркону, выделенному из гранито-гнейсового комплекса Малкинского свода (Хангарский купол). Цирконы гнейсового типа характеризуются прекрасной огранкой, хорошо развитыми гранями тетрагональной призмы и дипирамиды. Наряду с длиннопризматическими цирконами присутствуют коричневато-розовые изометричные по облику цирконы, характерные для кислых лав. Такие цирконы наблюдаются в местах скопления биотита. Кордиерит отмечался в пирокластических образованиях ранее (Шийц, 1936, 1937). Силлиманит был впервые встречен в подплавленных гранито-гнейсовых ксенолитах из дацитовых экструзивных куполов вулканов Ичинского и Хангар. Гранат из кислых лав, пемз и игнимбритов характеризуется отсутствием огранки, сильно корродирован. Цвет от розового до фиолетово-красного. Рентгенодиагностика устанавливает альмандин.

Причины нахождения подобных метаморфогенных минералов в лавах верхнего структурного этажа пока не могут быть определены однозначно. Эти минералы рассматриваются как свидетельство анатектоидной природы кислых лав и образования их в результате плавления гранито-гнейсового фундамента под такими вулканами, как, например, Хангар. Наличие подобных высокоглиноземистых минералов (гранат, кордиерит, силлиманит) вовсе не является преимущественным признаком магматических образований (гранитных масси-

вов, экструзивов, даже лав), формирующихся за счет высокоглиноземистых же исходных пород при их ассимиляции магмой. Э. П. Изох (1964 г.) описывает высокоглиноземистые прерывистые серии типа гипербазит—габбро—гранит, в которых наличие тех же минералов связано с прерывистостью и отсутствием постоянного воздействия интрателлурического потока, следствием чего является некоторое количество глинозема, не связанного в форму полевых шпатов.

Акцессорные минералы базальтоидов менее разнообразны и представлены главным образом апатитом, рутилом, цирконом, кварцем, шпинелью, титаномагнетитом, ильменитом, редко гранатом и халькопиритом, лейкоксеном, филлипситом. Сфен встречается в мегаплагиофировых лавах Ключевской группы вулканов. Базальты вулcano-тектонической структуры Алней—Чашаконджа содержат незначительные количества тонкозернистого малахита, что, вероятно, обусловлено близостью минерализованной зоны гидротермально измененных пород.

Из перечисленных минералов петрогенетический интерес представляют такие, как циркон, кварц, шпинель, гранат. Остальные минералы и упомянутые рудные являются обычными и в ряде случаев диагностированы микроскопическими и рентгеновскими методами.

Циркон в базальтоидах встречается редко, в виде округлых овально-вытянутых зерен розовато-коричневого цвета. Подобные цирконы, вероятно, являются реликтами растворенных пород погребенного фундамента. Аналогичный генезис имеют, по-видимому, и гранаты, так как они практически не имеют собственной огранки и представлены корродированными зернами или округлыми, с почти сглаженными гранями кристаллами.

Кварц распространен повсеместно: как в оливинсодержащих базальтах плато, так и в андезито-базальтовых сериях стратовулканов. Зерна кварца бронируются реакционной оторочкой пироксена и предохраняют его от полного замещения. В базальтах Срединного хребта, вулканов Жупановского и Авачинского кварц присутствует одновременно (иногда в одном шлифе) с форстеритом.

Шпинель отмечается в оливинсодержащих базальтоидах Срединного хребта и Восточной вулканической зоны. Форма зерен округлая с ямчатой поверхностью. В интенсивном проходящем свете шпинель имеет темно-бурую окраску. В прозрачных шлифах она встречается только в базальтоидах Анаунского района. Взаимоотношения вкрапленников шпинели с основной массой реакционные. Шпинель замещается плагиоклазом с выделением мелких зерен хромита в монокристалле плагиоклаза. Содержание ее достигает 5—7%. Одновременно со шпинелью встречены зерна форстерита и дезинтегрированные включения шпинелевых перидотитов. Как показывает рентгенодиагностика, шпинель гипербазитовых включений и шпинель вкрапленников имеют тождественные параметры элементарной ячейки. По-видимому, шпинель является реликтом дезинтегрированных гипербазитовых включений.

В андезитовых и андезито-базальтовых породах одновременно могут присутствовать минералы, характерные для кислых и основных лав: сфен, циркон, кварц, титаномагнетит, рутил и др. В андезитах вулкана Хангар встречен гранат малиново-розового цвета, сосуществующий с ванадиевым титаномагнетитом, рутилом, сфеном и длиннопризматическим цирконом. Циркон аналогичен циркону из гранито-гнейсов Хангарского метаморфического купола. Помимо перечисленных выше акцессорных минералов встречаются в микроколичествах трудноопределимые минералы, для которых проведена только

рентгенодиагностика. В кислых лавах, таким образом, идентифицированы дистен (дациты вулкана Хангар), корунд, анатаз (пемзы вулкана Швелуч), ортит (липариты вулкана Ичинский).

Петрохимические особенности вулканогенных образований верхнего структурного этажа. Кратко остановимся на общих петрохимических особенностях выделяемых на Камчатке исследователями четвертичных магматических комплексов на примере статистико-петрохимической диаграммы (рис. 1), построен-

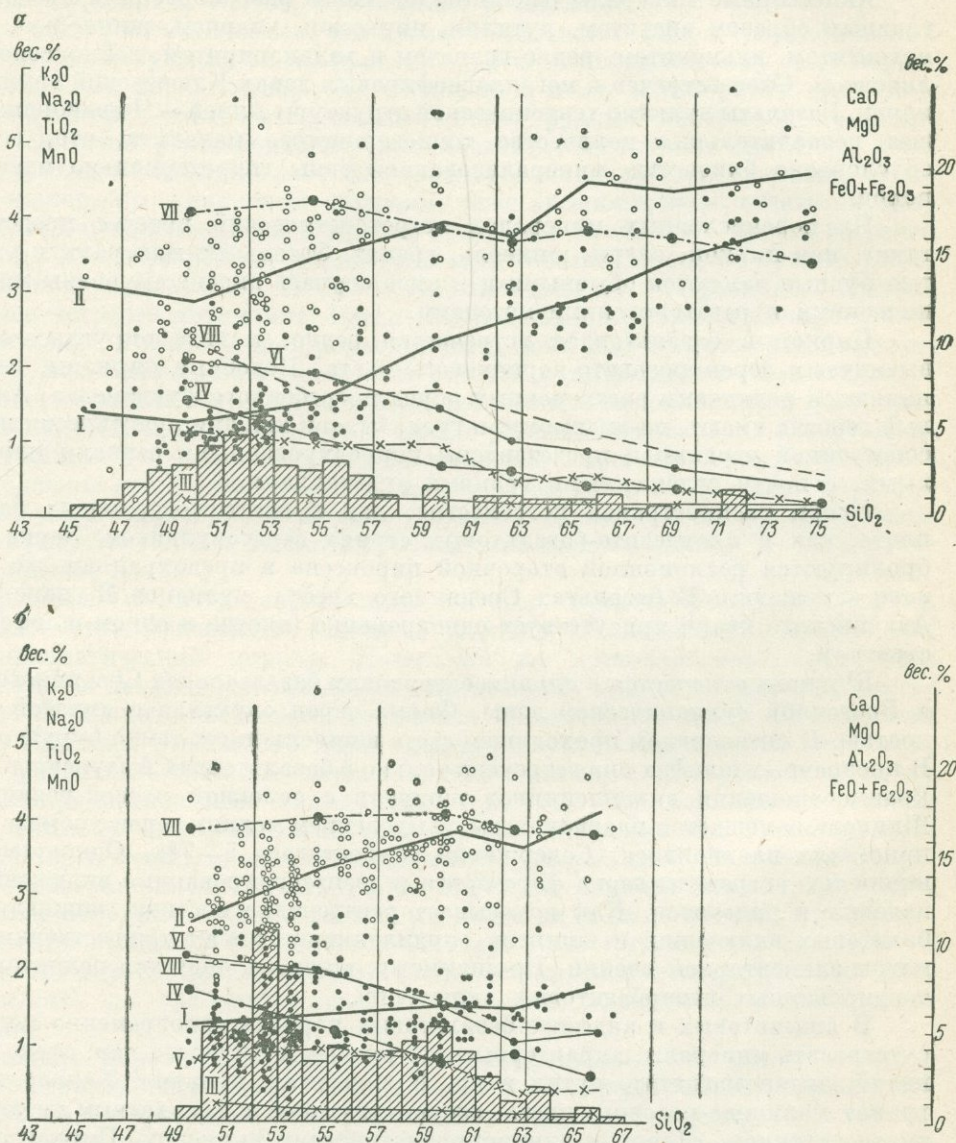
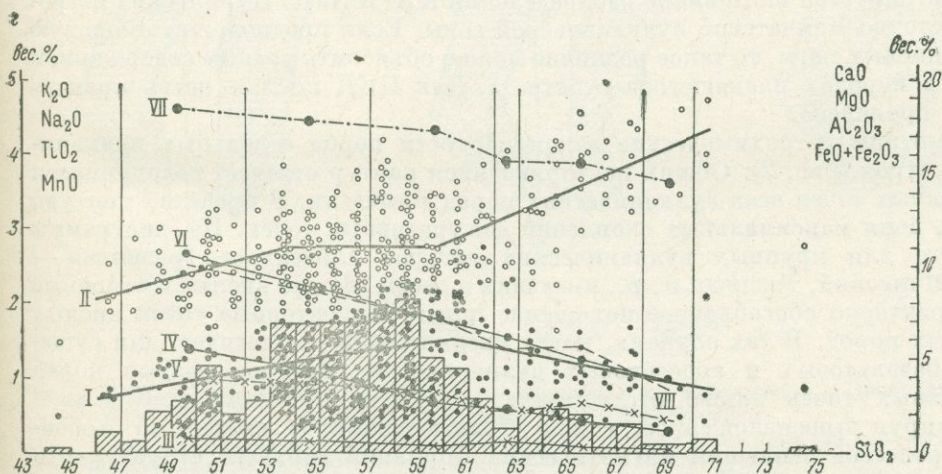
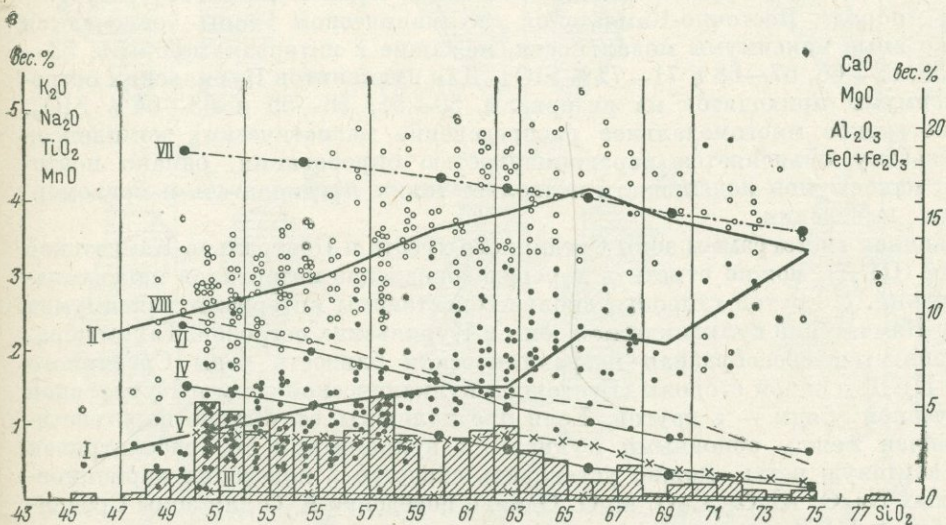


Рис. 1. Статистико-петрохимические диаграммы

а — зоны Среднего хребта; б — Центрально-Камчатской депрессии; в — Все
 Вариационные кривые петрогенных окислов: I — K_2O ; II — Na_2O ; III — MnO ; IV — MgO ;
 предельные породы

ной по методу, предложенному Э. П. Изохом (1973 г., см. также Горшков, 1962). При построении диаграммы были суммированы данные крупных петрохимических сводок. Вертикальные линии отвечают традиционной номенклатуре эффузивных пород: базальты, андезиты-базальты и т. д. Основные петрохимические закономерности магматических комплексов иллюстрируются вариационными кривыми. Вариационные кривые петрогенных окислов проведены с учетом доверительных интервалов для групп анализов, заключенных между вертикальными линиями.



лейкократовости пород, по Э. П. Изоху (1973 г.):

точно-Камчатской вулканической зоны; 2 — Курильской островной гряды.

V — TiO_2 ; VI — CaO; VII — Al_2O_3 ; VIII — $FeO + Fe_2O_3$. В гистограммах — модальность рас-

по кислотности

Модальность распределения пород по кислотности отражена в гистограммах с интервалом в один процент. Такое построение гистограмм оправдано возможностью большего выявления максимумов модального распределения преобладающему петрогенному окислу — кремнезему. Для структурно-формационной зоны Срединного хребта отмечается значительный максимум в интервале 52—53% SiO_2 и незначительные максимумы его в интервалах 55—56, 50—60, 66—67 и 71—72%.

Для вулканитов Центрально-Камчатской депрессии отмечаются сходные максимумы в интервалах 52—53, 55—56, 59—60 и 63—64% SiO_2 . Кислая ветвь для этой части структурно-формационной зоны практически отсутствует.

Для пород Восточно-Камчатской вулканической зоны отмечаются несколько иные максимумы модальности, лежащие в интервалах 50—51, 53—54; 57—58, 62—63, 67—68 и 71—72% SiO_2 . Для вулканитов Курильских островов максимумы приходятся на интервалы 50—51, 58—59 и 63—64% SiO_2 . Возможно, такое многомодальное распределение магматических комплексов по кремнезему объясняется неравномерностью опробования, однако повторяемость максимумов модальности позволяет также предполагать и правомерность их выделения.

Сравнивая гистограммы зоны Срединного хребта и Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), можно отметить хорошее совпадение интервалов максимальных значений. С другой стороны, вполне сопоставимы интервалы максимумов Восточно-Камчатской вулканической зоны и Курильских островов. Таким образом, выявляется своеобразная петрохимическая близость зоны Срединного хребта и ЦКД, с одной стороны, Восточной вулканической зоны и Курильской вулканической гряды — с другой. Если предположить отсутствие парагенетической связи между основными и кислыми вулканитами то, рассматривая только базитовую ветвь, можно установить сходство в поведении вариационных кривых Na_2O , Al_2O_3 , CaO , MgO . Однако поведение K_2O для зоны Срединного хребта и ЦКД несколько различно.

В кислой ветви диаграммы различия более существенные. Особенно хорошо это иллюстрируется на примере распределения K_2O и Na_2O Курильских островов и Восточно-Камчатской вулканической зоны. Если предположить коровую природу кислых магм, то такое различие можно объяснить разным содержанием щелочей в породах плавящегося субстрата. Для ЦКД кислая ветвь практически не проявлена.

Рассмотрим петрохимические закономерности пород отдельных вулканических центров (рис. 2). Общий повторяющийся контур отвечает совокупности фигуративных точек всех вулканических пород Камчатки. В пределах контура выделены поля максимальных скоплений фигуративных точек. Из диаграммы видно, что для крупных вулканических центров длительного развития — Хангар, Ичинский, Уксичан и др., имеющих в своем составе кислые и основные лавы, характерно обособленное положение полей фигуративных точек кислых и основных пород. В тех случаях, когда кислая серия отсутствует, для существенно базальтовых и андезитовых вулканических центров разрыв полей фигуративных точек также отсутствует.

Суммируя вышеизложенное, можно сделать некоторые выводы об особенностях процессов эволюции магматических формаций верхнего структурного этажа Камчатки в целом.

1. Оливиновые базальты плато, залегающие в основании практически всех вулканических построек центрального типа и зон ареального вулканизма, являются продуктами генерации расплавов в верхней мантии, в значительной

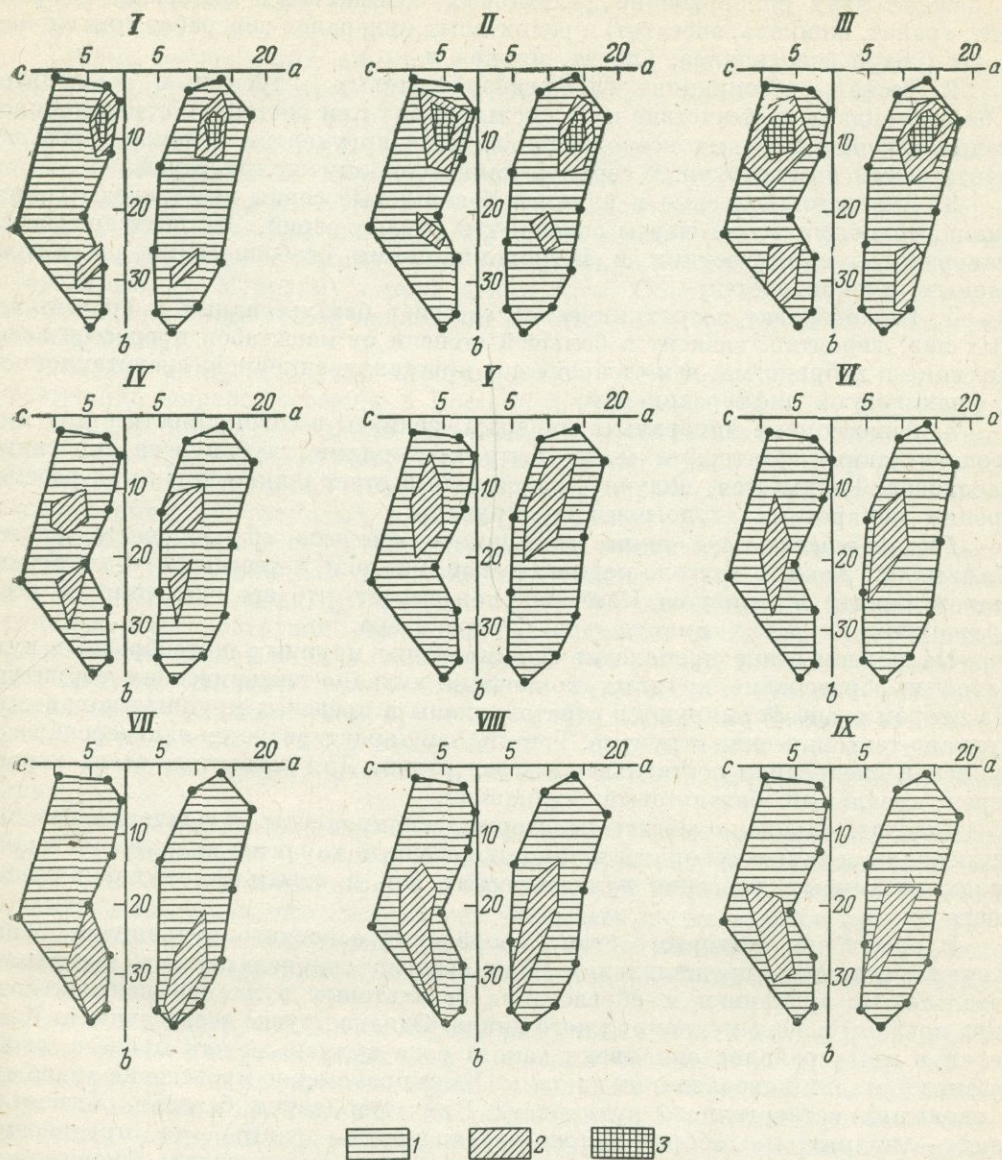


Рис. 2. Петрохимические диаграммы, построенные по максимумам в поле фигуративных точек диаграммы А. Н. Заварицкого:

1 — поле фигуративных точек всех четвертичных вулканогенных пород Камчатки; 2 — внешние зоны областей сгущения фигуративных точек; 3 — локальные максимумы в кислых сериях.
 Вулканические центры: I — Хангар, 37 анализов; II — Ичинский, 26 ан.; III — Уксичан, 19 ан.; IV — Корякский, 23 ан.; V — Безымянный, 36 ан.; VI — Кроноцкий, 14 ан.; VII — Харчинский, 13 ан.; VIII — Анаун, 17 ан.; IX — Ключевой, 32 ан.

мере контаминированными породами коры. Об этом свидетельствует присутствие в базальтоидах одновременно реликтовых базофильных минералов (форстерит, гранат, шпинель, энстатит) и реликтовых минералов переработанных пород коры (кварц, плагиоклаз, биотит, циркон и др.).

2. Тесная ассоциация базит-гипербазитовых глубинных ксенолитов с базальтоидами и отсутствие их в кислых лавах при постоянно отмечающихся подплавленных коровых ксенолитах является аргументом в пользу гипотезы мантийности базальтоидных серий и палингенности кислых серий.

3. Андезито-дацитовые и андезито-базальтовые серии несут следы гибридизма, совмещающая в себе черты основных и кислых серий. Это подтверждается минералого-геохимическими и петрохимическими особенностями рассматриваемых разновидностей.

4. Разнообразие петрохимических составов базальтоидных и андезитоидных лав, вероятно, зависит в большей степени от масштабов процессов ассимиляции и гибридизма, чем от процессов кристаллизационной, гравитационной и фракционной дифференциаций.

5. Акцессорные минералы и минералы-реликты в совокупности с другими геологическими факторами могут быть критериями глубинности генерации расплавов. Разумеется, получить однозначный ответ можно лишь при рассмотрении конкретных геологических структур.

Геолого-генетические типы экструзивов верхнего структурного этажа Камчатки. Анализ тектоно-магматической истории четвертичного (плиоцен-четвертичного) вулканизма Камчатки показывает, что его эволюция во всех вулканических зонах протекает в четыре этапа.

На первом этапе происходит формирование крупных щитообразных вулканов и образование крупных кольцевых вулкано-тектонических структур. На втором этапе формируются стратовулканы в пределах крупных кольцевых вулкано-тектонических структур. Третий этап характеризуется кальдерообразованием и внедрением посткальдерных экструзий. Для четвертого этапа характерен ареальный базальтовый вулканизм.

Следует, однако, отметить некоторую асинхронность проявления названных этапов, а также неполный или незавершенный характер вулканизма в пределах различных участков вулканических зон и отдельных вулканических построек.

В отношении четвертого этапа проявлений основного вулканизма существуют различные представления. Ряд авторов склонен считать ареальный базальтовый вулканизм и образование базальтовых вулканов центрального типа началом нового вулканического цикла. Однако другие исследователи Камчатки и иных районов описывают такого рода вулканизм как процесс, свойственный стадии консолидации системы. Если правомерно проведение аналогии в эволюции четвертичного вулканизма Камчатки (серии базальт—андезит—дацит—липарит и габбро—диорит—гранодиорит—гранит), то проявления основного вулканизма четвертого этапа являются закономерным завершением полного вулканического цикла. Данная аналогия вполне оправдана, так как отличия между указанными интрузивными и вулканогенными сериями сводятся, в сущности, к различиям в длительности их формирования.

Каждый из четырех этапов четвертичного вулканизма Камчатки характеризуется различными по своим геолого-генетическим особенностям экструзивными образованиями. С этапом формирования крупных щитообразных вулканов совпадает становление экструзий (экструзии щитовидных вулканов), являющихся по существу корнями платоэффузивов и очень близких по составу

и структурно-морфологическим признакам к субвулканическим интрузиям основного состава. Сложены экструзии этого типа, как правило, базальтами, долеритами (микродолеритами), андезито-базальтами и образуют большей частью купола и лавовые пробки.

Таковыми экструзиями являются базальтовые купола щитообразного вулкана в междуречье Быстрой, Хариузовой и Тихой. Площади эрозионных срезов куполов колеблются от 1 до 6 км².

Второй тип — докальдерные экструзии стратовулканов, которыми завершается гомодромный путь развития последних. Экструзии сложены относительно кислым материалом (от андезитов до андезито-дацитов) и в петрохимическом отношении весьма близки к эффузивам стратовулканов. По морфологии и месту в структуре вулканов — это центральные и боковые (терминальные и латеральные, по Меркали) купола и монолиты. Образование этих экструзий сопровождается взрывными явлениями и отложением сравнительно небольших объемов пемз.

Докальдерные экструзии стратовулканов распространены на Камчатке чрезвычайно широко, особенно в Восточной вулканической зоне: Ключевской дол, вулкан Шевелуч, вулкан Авачинский, Жупановская вулкано-тектоническая структура. Они изучались и систематизировались многими исследователями. К. М. Тимербаевой (1967), в частности, разработана морфо-генетическая классификация экструзивных куполов Ключевского дола.

Третьему этапу четвертичного вулканизма соответствует становление посткальдерных экструзий или интрузий на вулканах (Василевский, Широкий, 1974; Борисов, Борисова, 1975; Рудич, 1970). В отличие от двух первых типов посткальдерные экструзии являются производными участков расплавления верхней части земной коры в близповерхностных очагах. Именно посткальдерные экструзии являются гомологами более глубинных и древних интрузий, парагенетически связанных с оруденением. Выделение их среди образований верхних структурных этажей вулканических поясов, таким образом, соответствует выделению рудных районов в нижних и более древних структурных этажах.

На Камчатке посткальдерные экструзии развиты чрезвычайно широко. Состав их колеблется в довольно широких пределах (от андезито-дацитов, иногда андезитов до липаритов) и в значительной степени зависит от состава фундамента вулканов, что лишней раз указывает на их коровое происхождение. Морфология посткальдерных экструзий также разнообразна. Это в основном экзогенные и эндогенные купола, монолиты, а также так называемые экструзии-потоки.

Для этих экструзий очень характерна тесная генетическая и пространственная связь с игнимбритами или большими объемами пемз. В структуре вулканокальдер они приурочены обычно к кольцевым и радиальным разломам, которые возникли в процессе кальдерообразования. В качестве примеров посткальдерных экструзий можно привести экструзии-потоки липаритов вулканотектонической структуры Адней—Чашаконджа, вулканов Ичинского, Уксичан, Хангар, экструзии дацитов и липарито-дацитов структуры Узон-Гейзерная, вулкана Горелого и многих других.

В геологической истории вулкана Горелого четко выделяется этап кальдерообразования и связанного с ним проявления кислого вулканизма. По данным Ю. М. Слепова и др. (1963 г.), в средне-верхнем плейстоцене здесь сформировалась толща игнимбритов объемом примерно 80 км³, с которыми генетически связаны прикальдерные экструзии. Связь тех и других с кальдерообразующими

разломами не вызывает сомнения. Экструзии этого вулкана являются многоактными (полифациальными) образованиями. Гребни и пики экструзий осложняются и маскируются потоками от этих же экструзий.

Контактные взаимодействия экструзий и вмещающих верхнеплиоценовых вулканитов основного состава выразились в частичном переплавлении базальтов последних вдоль плоскости контакта. Экструзии вулкана Горелого неоднородны по составу и представлены породами от андезитов до липарито-дацитов, причем последними, а также дацитами, рвутся андезиты. Не исключено, что здесь имеют место экструзии двух геолого-генетических типов: андезиты и андезито-дациты экструзий, завершивших гомодромный путь развития докальдерной постройки вулкана; а также дациты и липарито-дациты, связанные с кальдерообразованием. Сходное место в последовательности геологических событий, но иное в структуре имеют экструзии вулкана Уксичан (рис. 3).

В центре крупной щитовидной постройки расположена кальдера диаметром 13—14 км. В кальдере обнажаются породы дочетвертичного фундамента вулкана, которые прорываются посткальдерными экструзиями андезито-дацитового состава. Центральная экструзия горы Уксичан занимает площадь 3—4 км². Относительная высота кальдеры около 800 м. Экструзия сильно эродирована и в настоящее время представляет собой горный массив с близкими к альпийским формами рельефа. Однако однородность состава и строения экструзии, ее изометричность, наличие реликтов веерного строения, устанавливаемого по залеганию грубой первичной полосчатости пород и налегание их на основание фундамента позволяют предполагать первичную куполовидную форму тела с центральным подводным каналом, осложненную по периферии лавовыми потоками.

Кроме экструзии горы Уксичан в кальдере и по ее периферии расположено около 15 самостоятельных небольших экструзивных куполов высотой до 200 м и диаметром основания 300—800 м (иногда до 1500 м), приуроченных к кольцевым кальдерообразующим разломам. Сложены они также андезито-дацитами. В эндоконтакте одного из двух слившихся куполов отмечается зона закала мощностью до первых десятков сантиметров в виде черного вулканического стекла. Последний факт позволяет предположить некоторый разрыв во времени при становлении отдельных интрузий.

Кальдере вулкана Уксичан относят к типу кальдер обрушения (Вулканы..., 1972). Однако в период, предшествующий становлению экструзий андезито-дацитов, произошло воздымание внутрикальдерной части постройки. Процессы эрозии уничтожили докальдерные четвертичные образования вулкана и обнажили здесь отложения дочетвертичного фундамента. Все это свидетельствует о возникновении на месте кальдеры обрушения купольной структуры, связанной с поднятием, предшествовавшим образованию экструзий, и, возможно, вторичном опускании внутрикальдерной части постройки по тем же кольцевым разломам.

Примеры вулканов Горелого и Уксичан показывают, что экструзии одного типа (послекальдерные) могут быть связаны как с кальдерообразованием взрывного характера (вулкан Горелый), так и с формированием кальдер обрушения. Иногда экструзии, относимые к типу посткальдерных, формируются и на вулканах, где стадия кальдерообразования большого масштаба оказалась как бы угнетенной, незавершенной, как в случае вулкана Чашаконджа, являющегося южной частью сложного вулканического массива Алней—Чашаконджа (Средний хребет Камчатки). Здесь этап формирования крупных щитовидных вул-

канов сменился в средне-верхнем плейстоцене становлением стратовулканов. На вулкане Алней этот этап завершился образованием экструзий-потоков андезито-дацитов, во многом сходных с экструзиями вулкана Уксичан.

Второй этап вулканизма на вулкане Чашаконджа в среднем плейстоцене характеризовался ростом преимущественно лавового стратовулкана, завершившимся в гомодромной последовательности терминальной экструзией андезитов.

Третий этап выразился в кальдерообразовании и в связанном с ним кислом вулканизме вулкана Чашаконджа. Этот этап в верхнем плейстоцене проявился на вулкане лишь в появлении кольцевых разломов большого радиуса—кальдерообразующих разломов.

По этим разломам внедрились экструзии-потоки липаритового состава, одна из которых имеет форму купола (рис. 4). Это купол высотой 200 м и площадью около 2 км² с пологими внешними и крутыми внутренними склонами, образующими кратер глубиной до 200 м. Из кратера излился поток стекловатых липаритов площадью около 10 км².

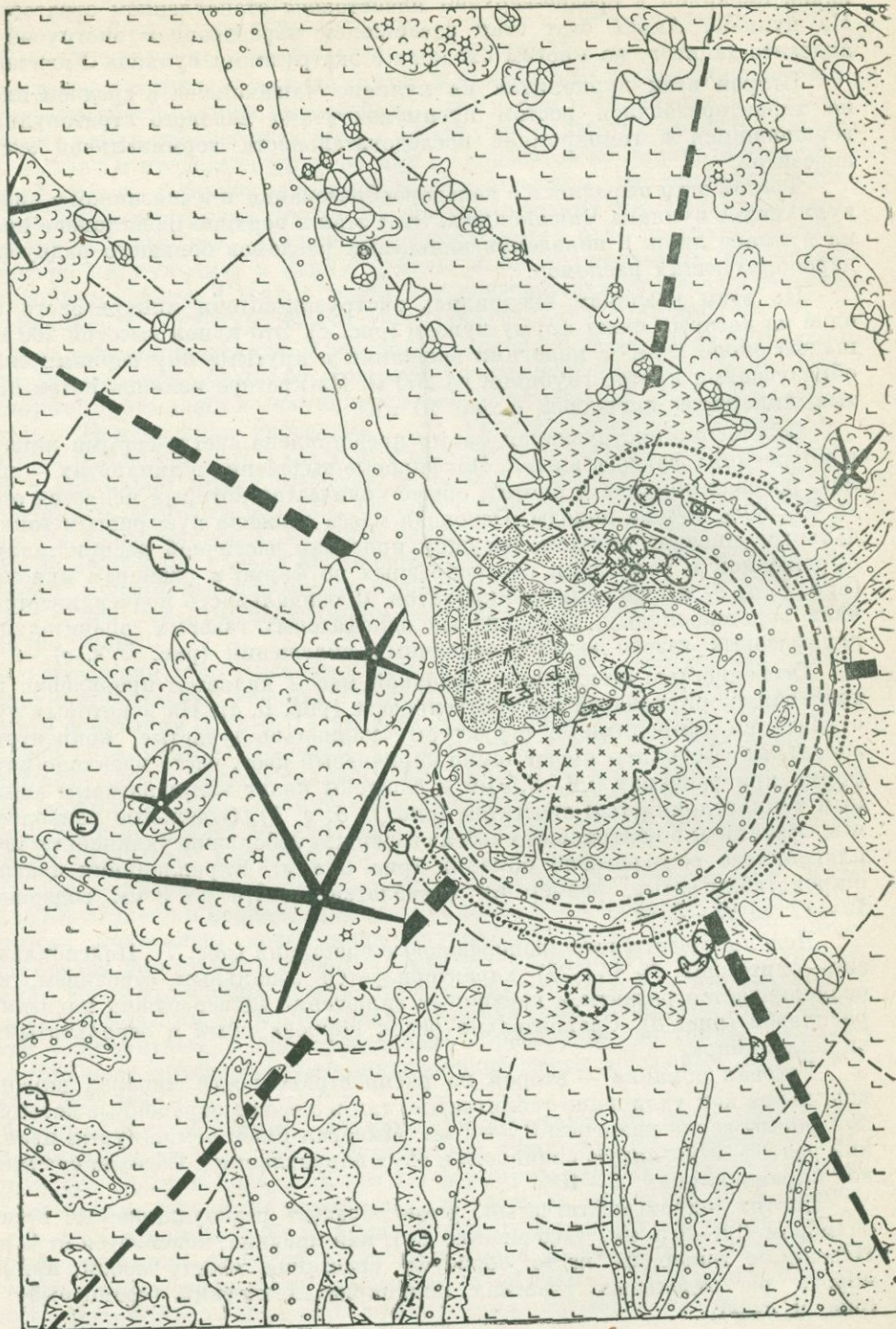
Собственно экструзивная фация представлена светло-серыми липаритами, в обнажениях флюидальными. Порфиновые выделения в липаритах — плагиоклаз, роговая обманка и биотит, общее количество которых меняется от 15—20 до 40—50% объема породы. Основная масса сложена пузыристым тонкофлюидальным кислым стеклом, несущим признаки частичной раскристаллизации, выраженной в появлении разнообразных по форме и размерам кристаллитов (рис. 5, а, б) и единичных микролитов. Флюидальность подчеркивается наличием веретеновидных, копьевидных однофазовых газовых, значительно реже двухфазовых газовой-жидких первичных включений (рис. 5, в, г).

Особенностью стекловатой основной массы является проявление концентрически-скорлуповатой микроотдельности (рис. 6, а). На некоторых участках отмечаются сферолитовые структуры. Радиально-лучистые, концентрически-зональные сферолиты имеют темно-коричневый цвет, часто идеально округлую форму при размерах 0,2—3,5 мм и сложены кварц-калишпатовым анизотропным тонковолокнистым агрегатом (рис. 6, б, в, д). Отдельные наиболее крупные сферолиты в центральных частях содержат небольшие удлиненные таблочки плагиоклаза, реже роговой обманки (рис. 6, в, г). Вкрапленники плагиоклаза широко таблитчатые, размер их колеблется от 0,5 до 3 мм, содержание от 10—12 до 25—35%.

Довольно часты гломеропорфиновые сростания (рис. 7). Плагиоклаз (андезин—олигоклаз № 14—22) характеризуется зональным строением, которое подчеркивается развитием первичных включений затвердевших магматических расплавов (рис. 8). Сравнительно редок коррозионный и оскольчатый облик вкрапленников.

Роговая обманка — второй по распространенности минерал вкрапленников, имеет как удлиненно-таблитчатые, так и хорошо огащенные восьмиугольной формы зерна размером 0,5—2 мм. Минерал имеет темно-бурый цвет, высокий рельеф, отчетливую спайность в двух направлениях. Содержание минерала во вкрапленниках 5—10%.

Биотит широко таблитчатый, реже образует резко удлиненные кристаллы размером 0,8—1,5 мм. Содержание его, как правило, колеблется от 2 до 3%. Названные минералы часто образуют сростания между собой, придающие породе на отдельных участках полнокристаллический (гранитный) облик (рис. 9, а—в).



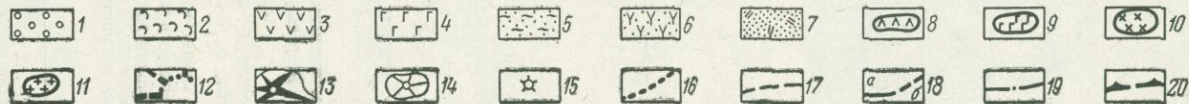
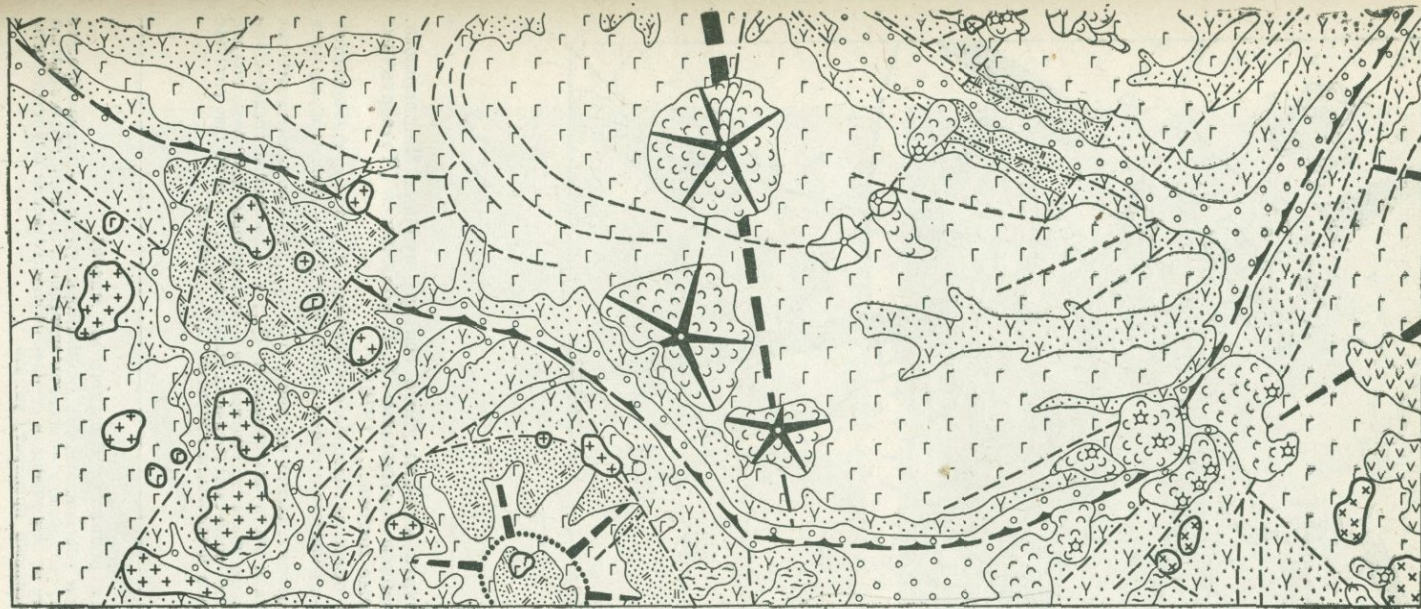


Рис. 3. Схематическая геологическая карта вулcano-тектонической структуры Уксичан. Составили С. А. Апрельков, В. В. Оточкин, Б. И. Широкий и др.:

1 — рыхлые четвертичные отложения, Q; 2 — базальты голоценового возраста, Q_{IV}; 3 — андезито-дациты — эффузивная фация средне-позднеплейстоценовых экструзий, Q_{II-III}; 4 — базальты нижнеплейстоценового возраста Q_I; 5 — игнимбриты плиоценового возраста, N₂; 6 — базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, туфоконгломераты верхнемиоцена-плиоценового возраста (алнейская серия), N₁³ — N₂; 7 — дациты андезито-дациты, их туфы среднемиоценового возраста, N₁²; 8 — субвулканические интрузии диоритовых порфиров неогенового возраста, N; 9 — экструзии базальтов ранчетвертичные, Q_I; 10 — экструзии андезито-дацитов средне-позднеплейстоценовые, Q_{II-III}; 11 — экструзии липарито-дацитов плейстоценовые, Q_{I-III}; 12 — щитообразные раннеплейстоценовые вулканы с современными границами кальдер; 13 — голоценовые базальтовые вулканы; 14 — голоценовые шлаковые конусы; 15 — центры излияния голоценовых базальтовых потоков; 16 — границы экструзивной и эффузивной фаций средне-позднеплейстоценовых андезито-дацитов; 17 — разломы; 18 — кольцевые кальдерообразующие разломы: а — на поверхности, б — под чехлом рыхлых четвертичных образований; 19 — разломы, трассируемые вулканическими центрами; 20 — разломы, ограничивающие вулcano-тектоническую структуру Уксичан

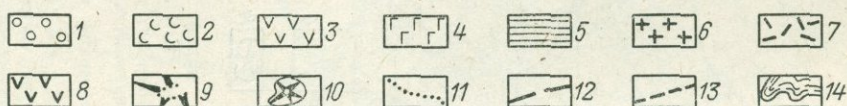
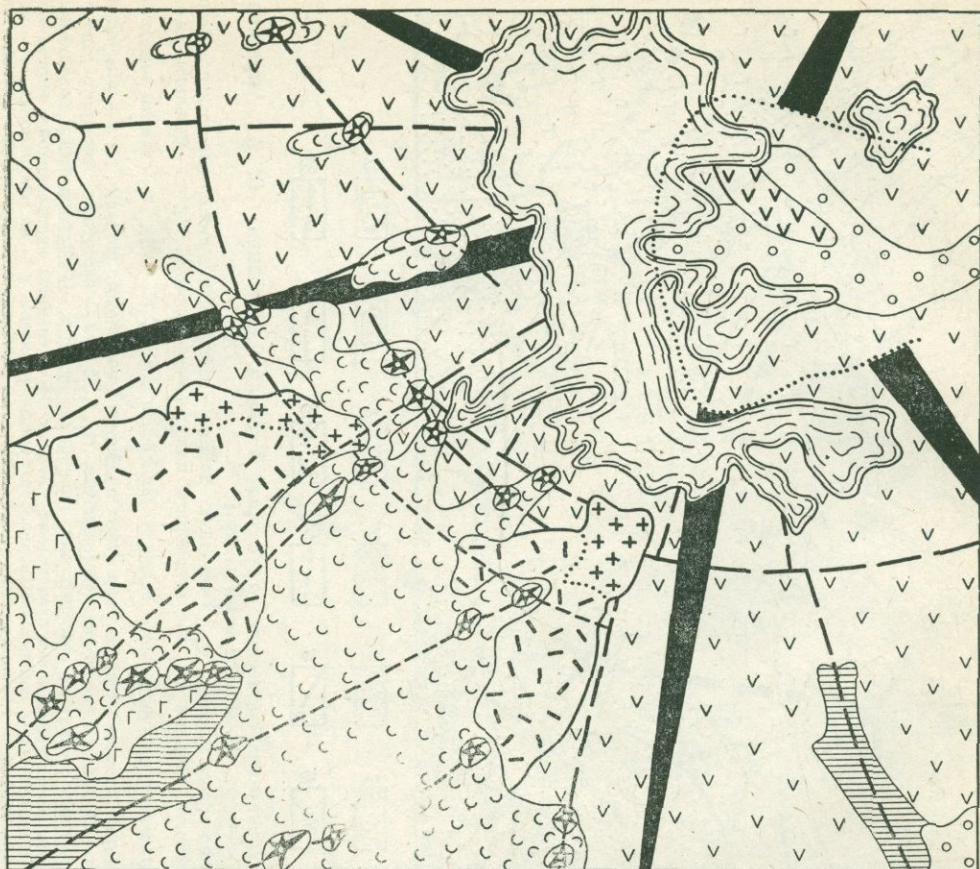
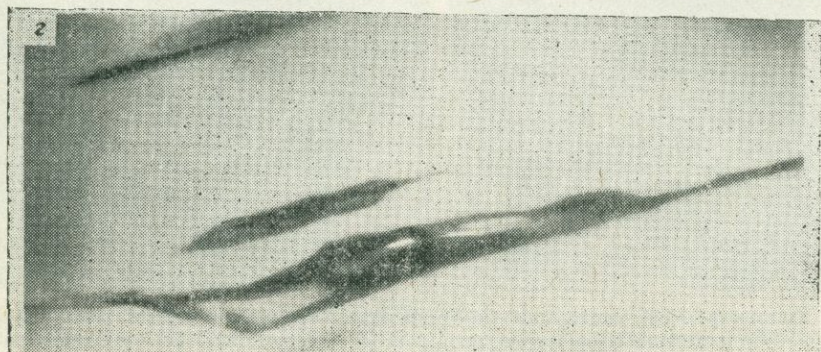
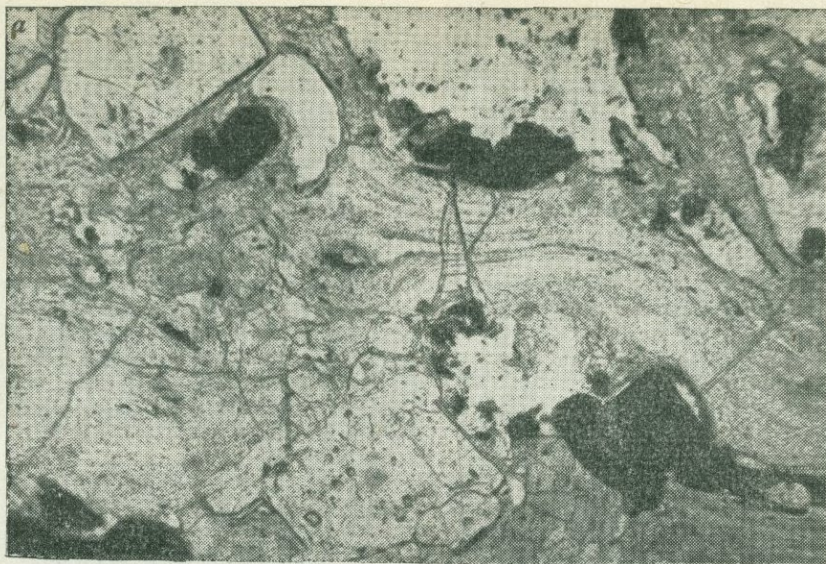


Рис. 4. Схематическая геологическая карта юго-западного сектора вулкана Чашаконджа. Составил Б. И. Широкий с использованием материалов В. С. Шеймовича (Четвертичные лавовые потоки..., 1970):

1 — рыхлые четвертичные отложения, Q; 2 — базальты голоценового возраста, Q_{IV}; 3 — среднечетвертичные андезитобазальты и андезиты, Q_{II}; 4 — нижнечетвертичные базальты, Q_I; 5 — породы фундамента (аллейская серия), N₁³ — N₂; 6 — позднечетвертичные экзтрузии липаритов, Q_{III}; 7 — позднечетвертичные потоки липаритов, Q_{III}; 8 — среднечетвертичная экзтрузия андезитов, Q_{II}; 9 — постройка среднечетвертичного стратовулкана с современными границами древнего кратера; 10 — голоценовые шлаковые конусы; 11 — граница экзтрузивной и эффузивной фаций позднечетвертичных липаритов; 12 — основные разломы; 13 — разломы, трассируемые шлаковыми конусами; 14 — ледники

Рис. 5. Флюидальная основная стекловатая масса:

a — обтекание пузыристым струйчатом стеклом плагиоклаза, без анализатора, ув. 9; б — разнообразная форма кристаллитов в стекле, без анализатора, ув. 150; в, г — веретеновидные и игольчатые однофазовые газовые (e) и реже двухфазовые газово-жидкие (e) включения в стекле, подчеркивающие флюидальность, плоскопараллельный препарат, ув. 450



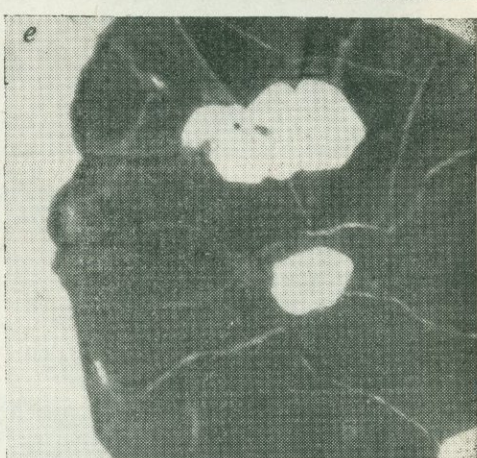
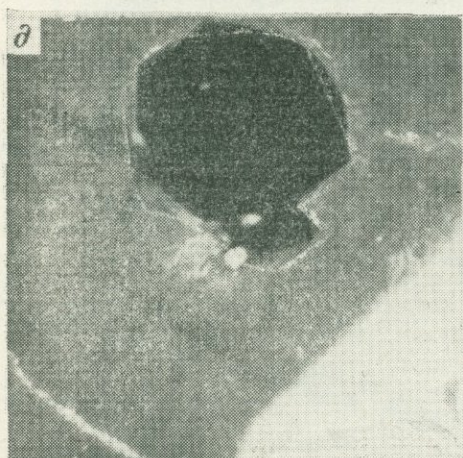
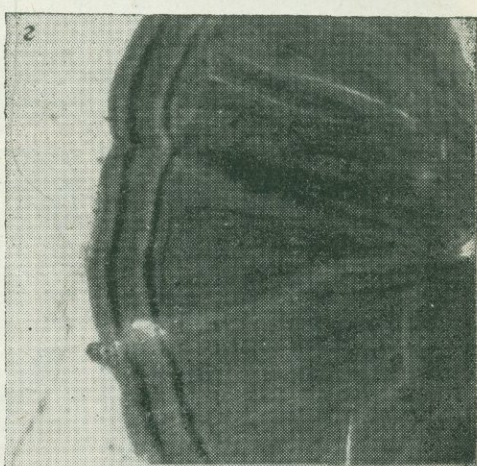
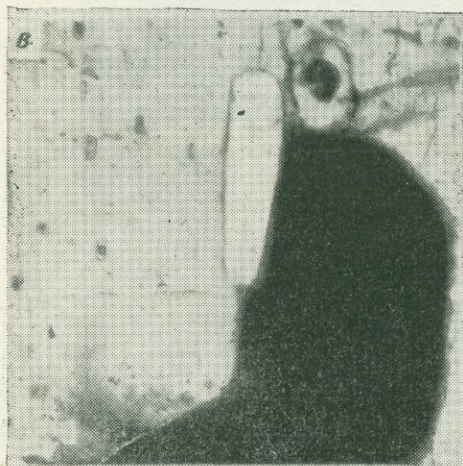
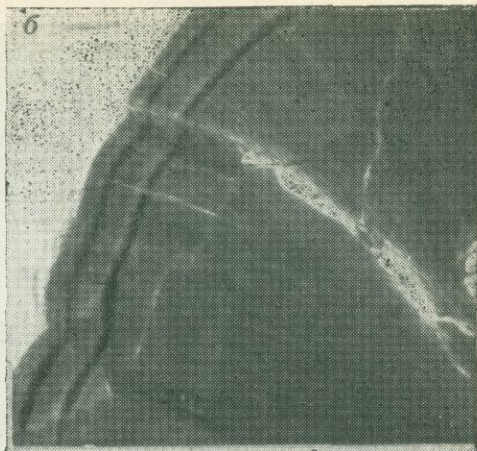
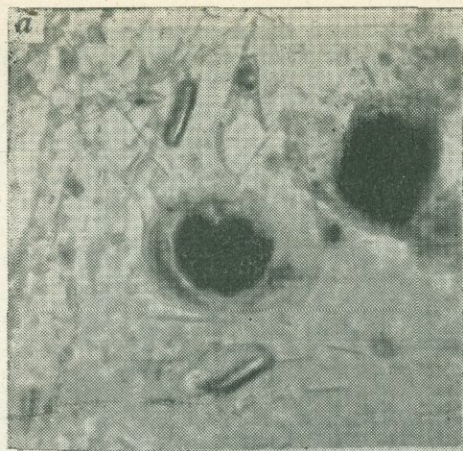


Рис. 6. Концентрически-скорлуповатая микроотдельность стекловатой основной массы (а, ув. 60) и детали строения сферолитов (б — е, ув. 15), без анализатора

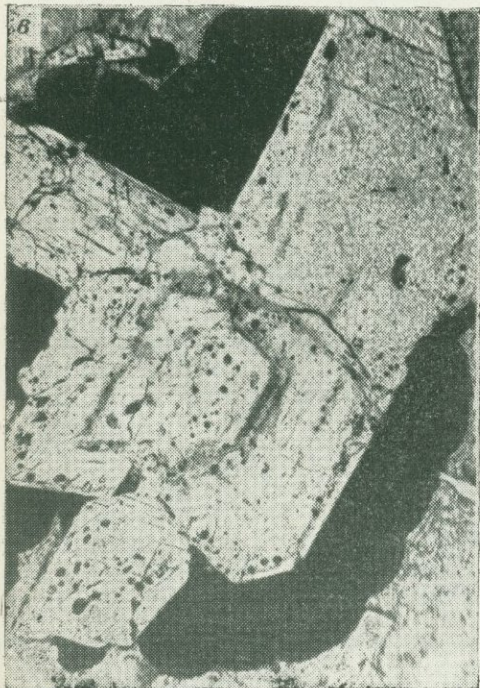
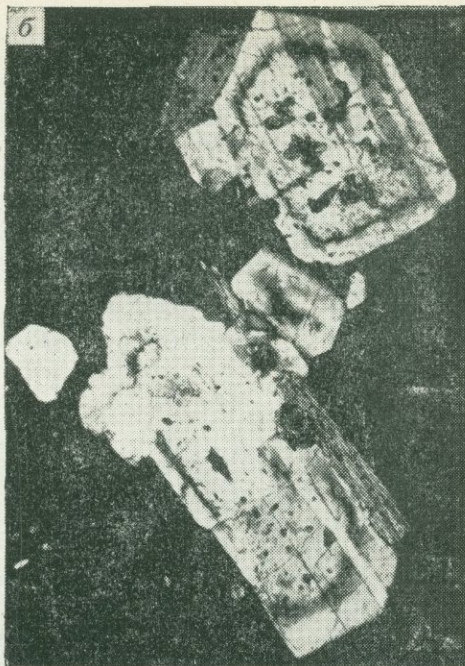


Рис. 7. Гломеропорфировые срастания:

а, б — зональный плагноклаз, николи +; в, г — концентрация вещества сферолитов во внешних зонах плагноклазов, без анализатора, ув. 9

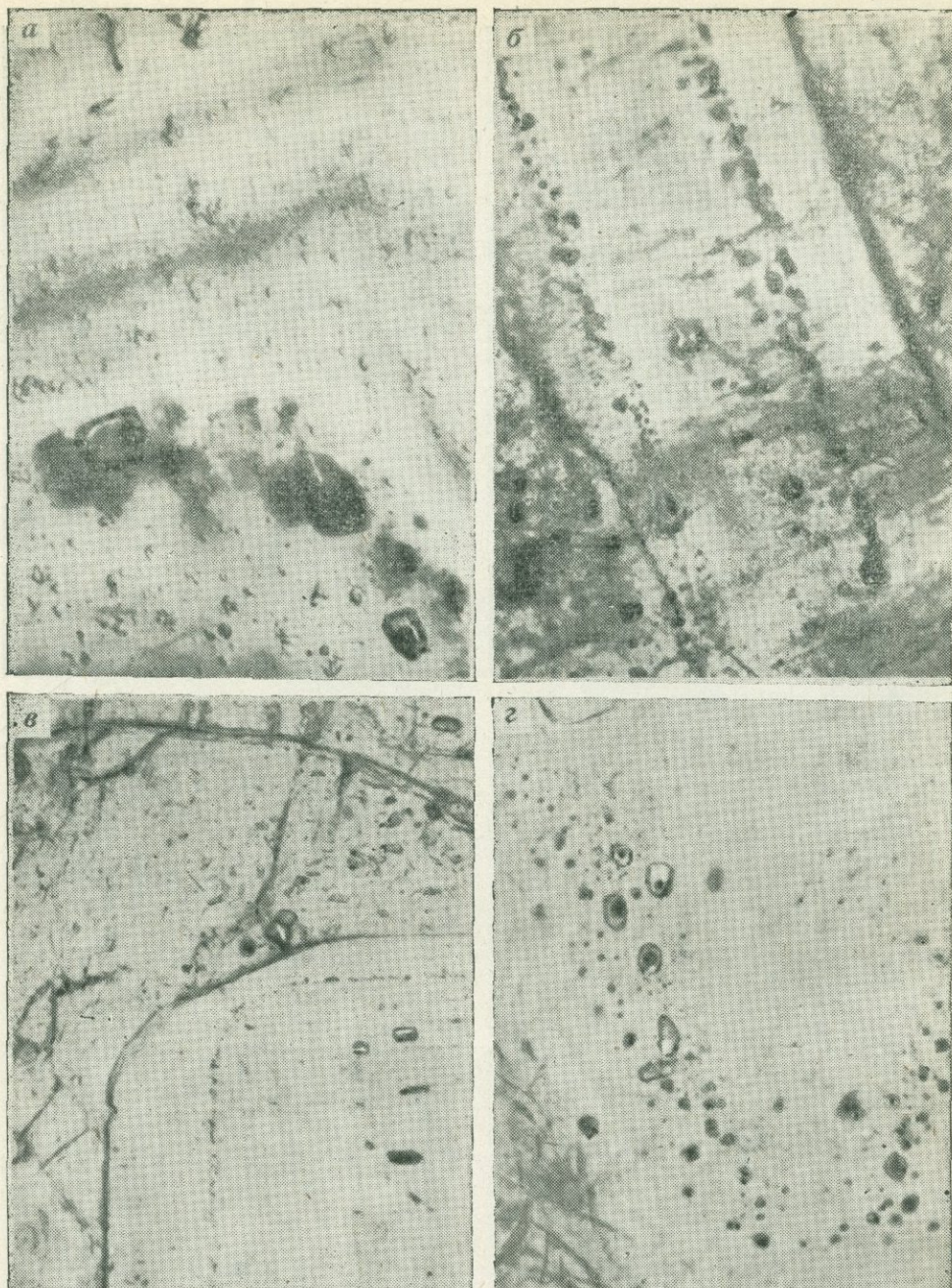


Рис. 8. Развитие включений затвердевших магматических расплавов в зональном плагиоклазе:

б, в, г — границы зон фиксируются многочисленными мелкими включениями с невыдержанным объемом газовой фазы; **а, б, в** — центральные части зон сложены меньшим количеством включений более крупных со сравнительно выдержанным объемом газовой фазы. Плоскопараллельный препарат. Ув.: **б, в** — 40; **а, г** — 100

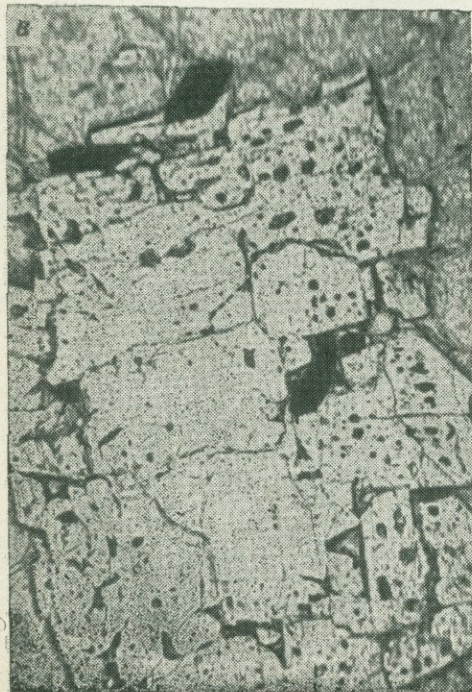
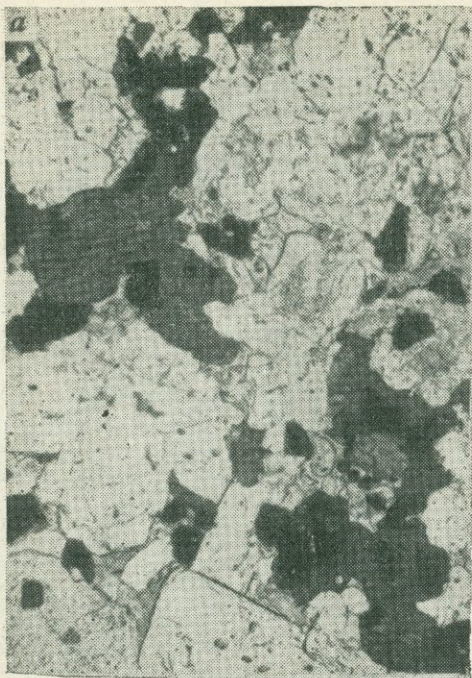


Рис. 9. Формы выделения темноцветных породообразующих минералов и их взаимоотношения:

а, б, в — участки полнокристаллического строения, обусловленного срастаниями плагиоклаза, роговой обманки и биотита (*а, б*) и плагиоклаза (*в*). Без анализатора. Ув. 9

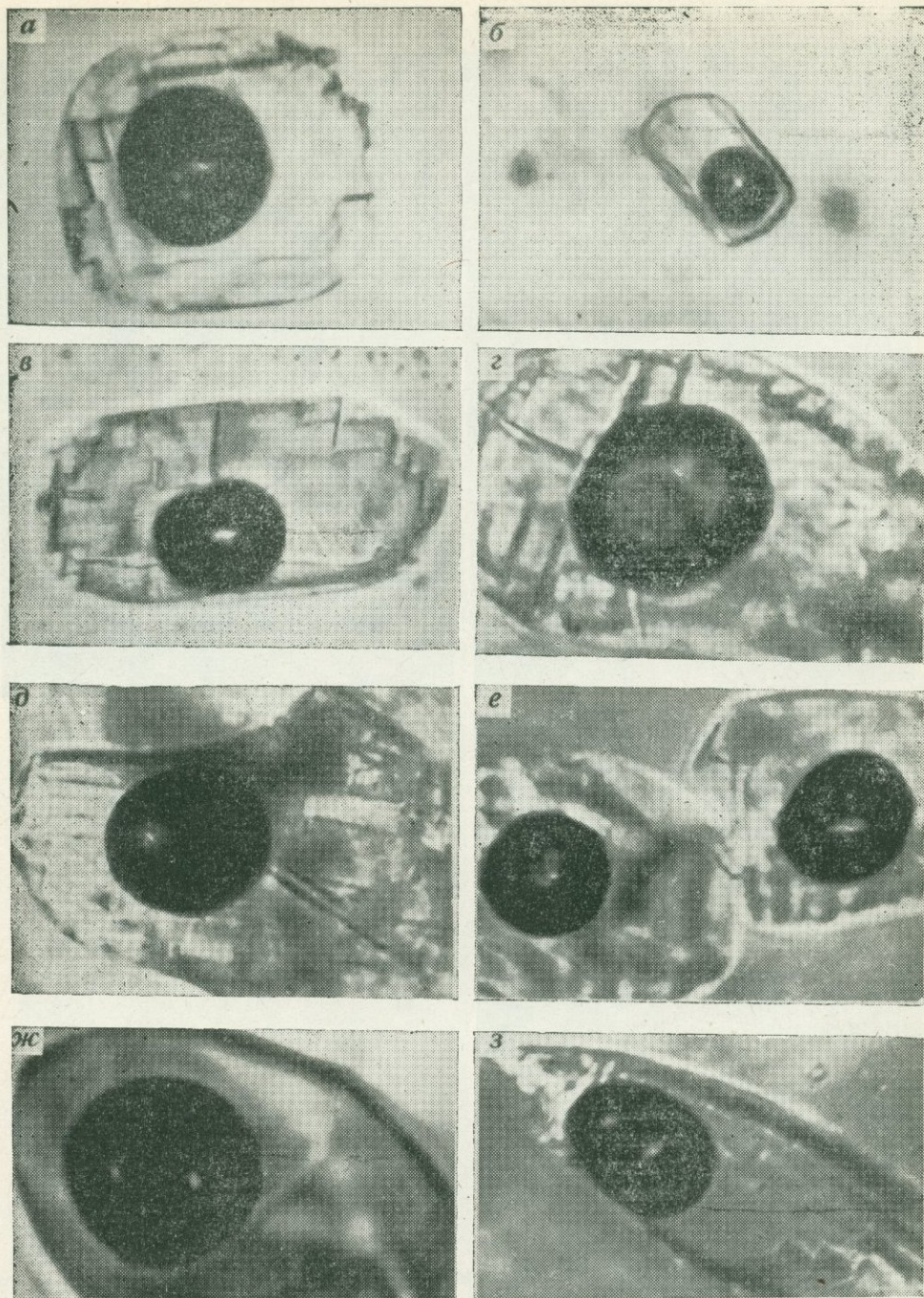


Рис. 10. Морфологические типы включений затвердевших магматических расплавов в плагиоклазе:

а — квадратный; *б, в* — прямоугольный; *г* — многоугольный; *д* — сложный; *е* — изометричный; *ж* — овальный; *з* — веретеновидный. Плоскопараллельные препараты. Без анализатора. Ув. 450

По своему химическому составу породы экструзии — нормальные липариты, несколько пересыщенные кремнеземом и щелочами, при некотором преобладании калия над натрием.

Интереснейшей особенностью данных пород является наличие затвердевших магматических расплавов всех порфирировых выделений (Округин, Широкий, 1975). Плагноклаз — главный минерал (минерал-хозяин), консервирующий расплавные включения. Его отдельные кристаллы содержат до 10% включений (от всего объема зерна). Включения имеют в большинстве случаев квадратную, прямоугольную, многоугольную, сложную, изометричную, овальную до веретеновидной форму (рис. 10).

В большинстве своем стенки вакуолей имеют ступенчатое строение, обусловленное спайностью минерала-хозяина (см. рис. 10, а, в—д, з). Размеры включений расплавов меняются от 0,005 до 0,08—0,1 мм. По фазовому составу выделяются одно-, двух- и многофазовые включения. Однофазовые включения образованы прозрачным бесцветным стеклом, а двухфазовые — сочетанием газовой и стекловатой составляющих. Многофазовые включения содержат помимо стекла и газа один-два минерала-узника.

Двухфазовые включения имеют непостоянное (даже в пределах одного крапленника) количество газовой фазы с объемом от 10—15 до 30—50%. Газовая фаза в этих включениях четко индивидуализирована в виде единого округлого пузырька темного цвета на периферии и в центральных частях вакуоли.

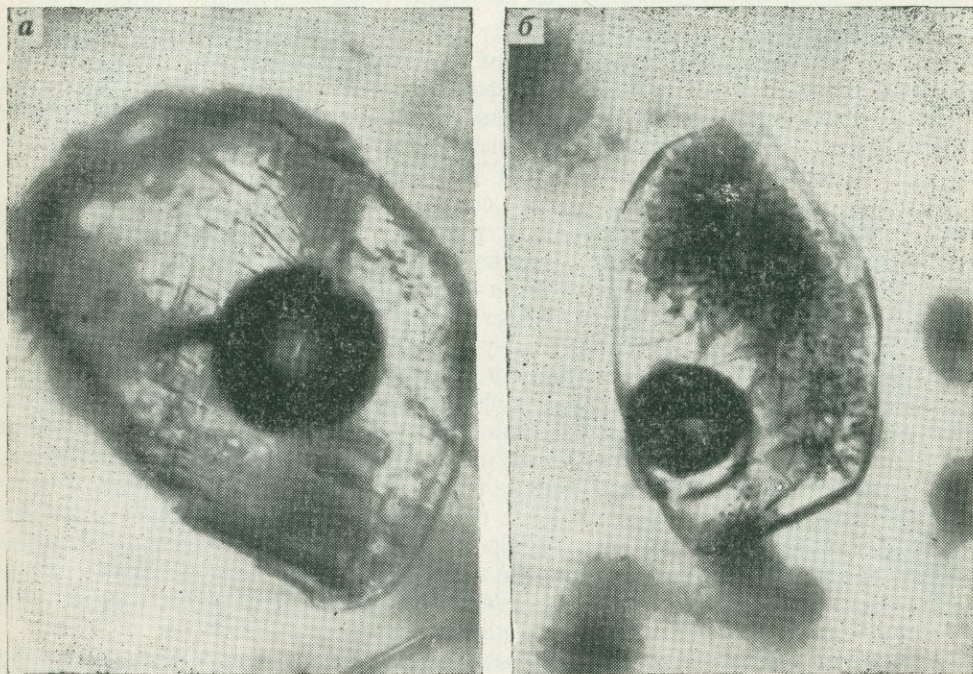


Рис. 11. Фазовый состав и соотношение фаз двухфазовых включений затвердевших магматических расплавов в плагноклазе. Индивидуализированный газовый пузырек:

а — в бесцветном стекловатом базисе; б — в базисе, несущем признаки частичной кристаллизации, выраженные в появлении кристаллитов разнообразной формы. Без анализатора. Ув. 500

Стекловатый базис, как правило, бесцветный (очень редко зеленоватый до желтоватого) изотропный, содержащий иногда кристаллиты разнообразной формы (рис. 11).

Многофазовые включения в качестве минералов-узников содержат обычно магнетит, значительно реже пирит и в единичных случаях халькопирит и пирротин, а также нерудные минералы (рис. 12, 13, а, д). Среди них по количеству минералов-узников различаются трех- и многофазовые (4 фазы и более). Среди трехфазовых наиболее развиты включения, содержащие магнетит и иногда пирит. Минералы-узники — магнетит и пирит — представлены как единичными, обычно с четкой кристаллографической огранкой кристаллами, так и субмикроскопическими каплевидными обособлениями, распределенными равномерно по всему объему вакуоли (см. рис. 12, а—в, 13, а—г).

В первом случае газовая фаза также выражена единым пузырьком, пространственно обособленным от рудных минералов (см. рис. 12, в, 13, а—г). Стекловатый базис бесцветный, прозрачный. Во втором случае газовая фаза диспергирована на серию субмикроскопических пузырьков, которые распределены как по стенкам вакуоли, так и по ее внутренним частям совместно с рудным агрегатом, что делает большую часть включения непрозрачной (см. рис. 13, а, б). И только при нагревании, в интервале температур 900—1200° С происходит интеграция газовой фазы в единый пузырек с обособлением его от рудного агрегата.

Распространенным минералом-узником трехфазовых включений является прозрачный, со слабым зеленоватым оттенком призматический минерал А (см. рис. 12, в, г). Этот минерал встречается как совместно с пиритом, так и самостоятельно. Вторым минералом-узником, обнаруженным в вакуолях, является широкоплаблитчатый с умеренным рельефом, заметной спайностью в двух направлениях и слабым коричневатым оттенком минерал Б (см. рис. 12, д). Третий установленный во включениях нерудный минерал-узник — столбчатый, прозрачный с высоким рельефом минерал В.

Роговая обманка и биотит также содержат первичные включения затвердевших магматических расплавов. В роговой обманке присутствуют одно-, двух- и трехфазовые включения, схожие с включениями в плагиоклазе, в биотите — одно- и двухфазовые (рис. 14, а—г).

Рудные минералы: магнетит, пирит, пирротин, халькопирит — не только присутствуют в качестве минералов-узников в многофазовых включениях затвердевших магматических расплавов, но и образуют самостоятельные твердые минеральные выделения в фенокристаллах плагиоклаза, роговой обманки и биотитах, так и в стекле основной массы (см. рис. 13, д, ж). Магнетит и пирит слагают в фенокристаллах изометричные, реже идиоморфные выделения размером 0,002—0,01 мм. Они же присутствуют в стекле основной массы, где приурочены к центральным частям скорлуповато-концентрических выделений, образуя своеобразные рудные сферолиты. Отмечаются более сложные скорлуповато-концентрические обособления, где центральная часть сложена лейстами плагиоклаза или роговой обманки, тесно сросшейся с магнетитом или пиритом, содержащим также ксенолиты плагиоклаза, роговой обманки и стекла.

Отсутствие следов гидротермальных изменений в совокупности со своеобразными формами нахождения рудных минералов позволяет говорить о первичномагматической природе последних. Вместе с тем охарактеризованные выше особенности нахождения рудных минералов позволяют допустить частичное разделение материнского силикатного расплава еще до начала кристаллизации на рудную и собственно силикатную составляющие.

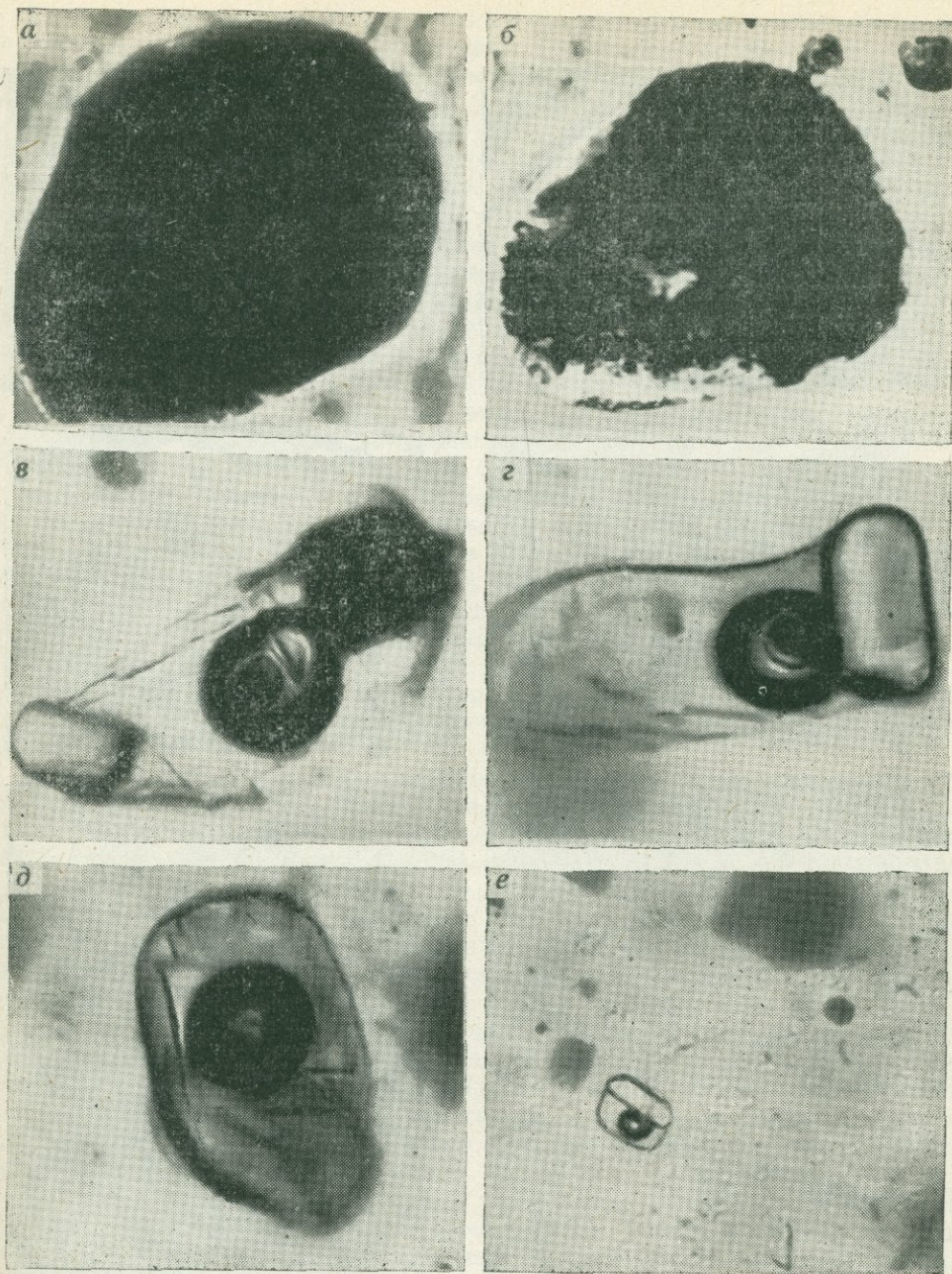
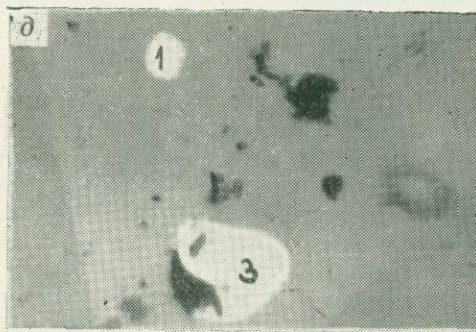
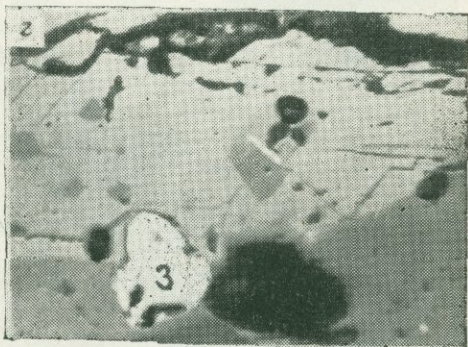
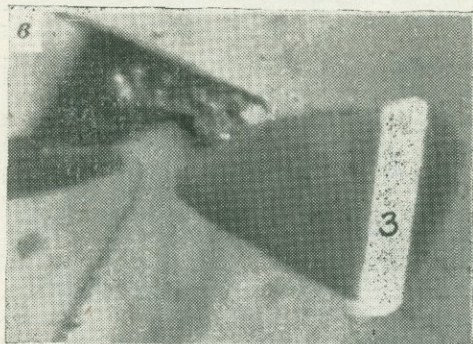
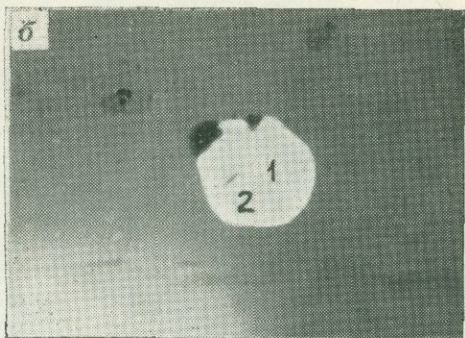
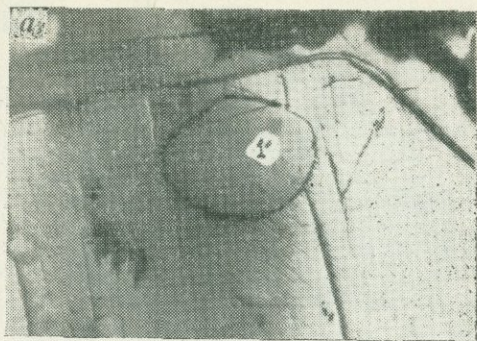


Рис. 12. Фазовый состав и соотношение фаз многофазовых включений в плагиоклазе:

а, б — газовая и рудная фазы диспергированы на серию субмикроскопических частиц, рассеянных по всему объему вакуоли, что делает включения непрозрачными; б — намечается частичная раскристаллизация включения с появлением прозрачных кристаллитов в стекле; в — е — включения с четко индивидуализированными фазами; в — пирит, нерудный минерал А; г, д — то же, но без пирита; д — таблитчатый нерудный минерал Б; е — столбчатый нерудный минерал В. Плоскопараллельный препарат. Ув. 800, е — ув. 300



Исследования первичных включений затвердевших магматических расплавов методом гомогенизации, выполненные в термобарогеохимических лабораториях МГУ и ВНИИСИМСа с участием Ф. П. Мельникова и Б. А. Дороговина дали следующие результаты.

1. Включения имеют широкий диапазон температур гомогенизации: от 1060 до 1410° С и более, причем для включений не только из разных кристаллов плагиоклаза (в пределах одного исследуемого препарата), но и в пределах одного фенокристалла.

2. Наиболее высокотемпературными являются многофазовые включения, для которых в большинстве случаев не была установлена температура полной гомогенизации (растворения сульфидной фазы) из-за технических возможностей камеры (предельная температура камеры 1450° С). Самыми низкотемпературными являются стекловатые однофазовые и двухфазовые (газ + стекло) включения ($T_{\text{гом}} = 1060\text{—}1180^\circ\text{С}$).

3. Самые высокие температуры гомогенизации однофазовых стекловатых и двухфазовых включений установлены в плагиоклазе и роговой обманке (1060—1180° С), а самые низкие — в биотите (890—930° С).

Такие широкие интервалы температур гомогенизации включений затвердевших магматических расплавов в фенокристаллах, а также наличие однофазовых газовых и реже двухфазовых газовой-жидких включений в основной массе указывают на кристаллизацию в поверхностной обстановке, в условиях открытой системы при резком переохлаждении и оттоке летучих. Подобная картина отмечается и для девонских экстрезий Рудного Алтая (Округин, 1973; Авдонин и др., 1975 г.). В целом между описываемыми экстрезивными породами посткальдерной стадии и таковыми же образованиями флюиднопорфировых комплексов, по мнению Г. Ф. Яковлева и Е. Б. Яковлевой (1973, 1974 г.), устанавливается известная аналогия.

Флюид-порфировые комплексы имеют важное в металлогеническом отношении значение, поскольку с ними связана серия месторождений цветных, редких и благородных металлов: медные, полиметаллические, редкометалло-полиметаллические, оловянные, вольфрамовые и т. д. Составляющие комплекса: флюидальные порфирокластические, часто невадитовые порфиры, игнимбри-топодобные породы, автомагматические и магматогенные брекчии — комбинируются в поздние близповерхностные субвулканические тела, экстрезии, приуроченные к вулканическим сооружениям центрального типа.

Экстрезии посткальдерной стадии, охарактеризованные детально на примере вулкана Чашаконджа, обладают, таким образом, всеми признаками флюид-порфировых комплексов. Наличие первичномагматических сульфидов указывает на кристаллизацию данных образований из магм, обогащенных металлами и являющихся потенциально рудоносными. Газо-гидротермальная деятельность завершающего этапа становления подобных тел могла привести к формированию рудных концентраций.

Так, в нижележащем структурном этаже этого же долгоживущего магматического центра, где аналогами посткальдерных экстрезий являются мало-глубинные интрузии кислого состава (при определенной закрытости системы),

Рис. 13. Формы выделений рудных минералов во включениях затвердевших магматических расплавов в стекле основной массы:

a — пирит (1), аншлиф, ув. 500; *b* — пирротин (2), пирит (1), аншлиф, ув. 650; *в*, *г* — магнетит (3), аншлиф, *в* — ув. 800, *г* — ув. 150; *д* — твердые минеральные включения в роговой обманке: пирит (1), магнетит (3); аншлиф, ув. 150; *e* — скорлуповато-концентрическое обособление стекла с пиритом, шлиф, без анализатора, ув. 400; *ж* — скорлуповато-концентрическое обособление стекла с магнетитом в центральной части, концентрические трещины также выполнены магнетитовым агрегатом, аншлиф, ув. 450

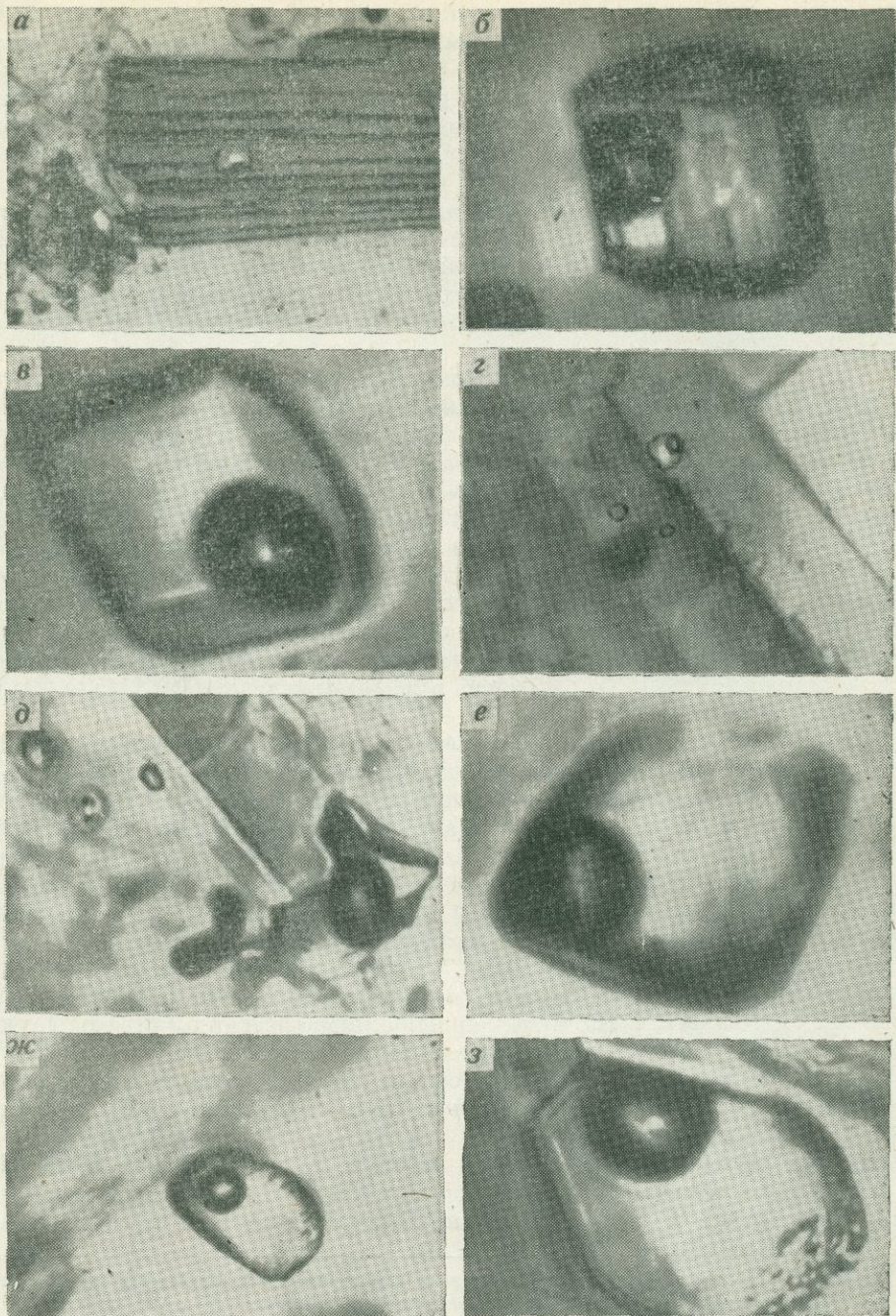


Рис. 14. Морфология, фазовый состав и соотношение фаз во включениях затвердевших магматических расплавов в биотите (*a — z*), роговой обманке (*д — з*). Включения: *a* — прямоугольное, *б* — трапецевидное, *в* — ромбическое, *г* — изометричное, *д* — треугольное и сложное, *е* — близкие к квадратному, *ж* — прямоугольное, *з* — многоугольное. Плоскопараллельные препараты. Ув. *a* — 50, *б — з* — 700

метасоматиты несут признаки эпitherмального золото-серебряного оруденения. В них содержится фаматинит. География этого минерала тесно связана с эпitherмальными рудами. Таким образом, присутствие в посткальдерных экструзиях верхнего структурного этажа первичномагматических сульфидов является одним из важных факторов, дающих основание рассматривать такие экструзии, как индикаторы нахождения в нижележащих структурных этажах долгоживущего магматического центра более древних рудных концентраций.

Закончим относительно детальную характеристику экструзивных образований верхнего структурного этажа Камчатки описанием экструзий вулкана Хангар (Срединный хребет). Объекты подобного рода в геологической практике встречаются нечасто. У нас в стране известен лишь один хорошо описанный пример того, как четвертичный вулкан закладывается и развивается на древнем кристаллическом основании. Это вулкан Эльбрус (Масуренков, 1964).

Для целей настоящей работы рассмотрение подобной геологической ситуации особенно интересно, поскольку при этом имеется возможность решения вопросов связи состава продуктов вулканизма с составом фундамента вулканических поясов.

Молодые вулканы вулкана Хангар, датируемые радиоуглеродным методом в 6000 лет, залегают непосредственно на регионально метаморфизованных породах фундамента, в пределах тектонической депрессии, дно которой опущено по главным дуговым разломам кальдеры на 400—900 м видимой мощности. Кальдера имеет 12—16 км в диаметре и несколько вытянутую в меридиональном направлении овальную форму. Кристаллический фундамент слагает асимметричный горст-антиклинорий северо-северо-восточного простирания. Последовательность геологических событий после заложения главных кальдерообразующих разломов вулкана Хангар выражается четырьмя фазами:

1. Внедрение амфибол-пироксеновых андезитов и андезито-дацитов, амфиболовых дацитов и плагиоклазовых андезитов (последние являются экструзивной фацией этого комплекса).

2. Внедрение биотит-амфибол-пироксеновых андезитов и андезито-дацитов, биотит-амфиболовых дацитов и биотитовых липаритов.

3. Проявление кислого экструзивного комплекса биотит-плагиоклазовых обсидианов, амфибол-биотитовых дацитов, существенно биотитовых липарито-дацитов, пироксен-биотитовых дацитов и пемз.

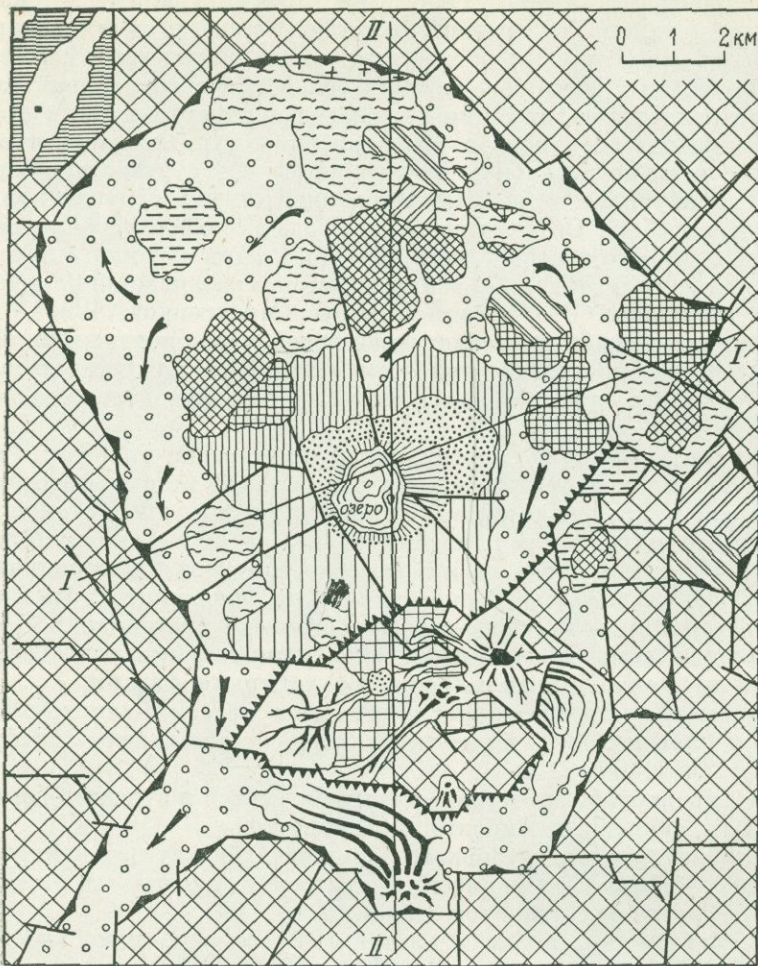
4. Излияние оливинсодержащих базальтов и образование шлаковых конусов выноса.

Амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты слагают постройку первичного стратовулкана (рис. 15).

Характерны для них следующие особенности: амфибол замещается агрегатом магнетита и плагиоклаза до полных псевдоморфоз; базальтическая роговая обманка иногда замещается биотитом и магнетитом, плагиоклазы № 55 интенсивно корродированы, в то время как плагиоклазы № 30 имеют свежий облик; пироксен присутствует в реликтовых зернах и замещается амфиболом; зональные микролиты имеют степень упорядоченности в ядре близкую к 0,5, а на периферии 0,25.

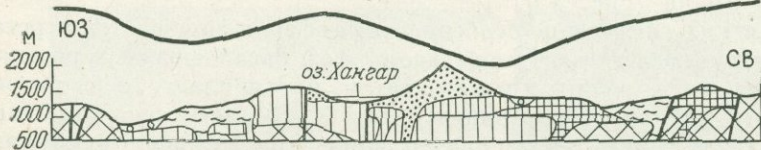
Комплекс биотит-амфиболовых дацитов стратовулкана прослеживается на юге структуры.

Отмечаются следующие особенности пород этой группы: в плагиоклазах второй генерации довольно обычна обратная зональность; в крупных лейстах плагиоклаза встречаются пироксен-магнетитовые агрегаты замещения; в некоторых случаях отмечаются псевдоморфозы пироксена и магнетита по оливину,



- 1 [diagonal lines /]
- 2 [diagonal lines \]
- 3 [horizontal lines]
- 4 [vertical lines]
- 5 [wavy lines]
- 6 [diagonal lines /]
- 7 [diagonal lines \]
- 8 [horizontal lines]
- 9 [stippled pattern]
- 10 [cross-hatch pattern]
- 11 [wavy lines]
- 12 [circles]
- 13 [arrow]
- 14 [plus signs]
- 15 [arrow]
- 16 [mountain peak]
- 17 [sawtooth pattern]
- 18 [arrow]
- 19 [fan shape]
- 20 [irregular shape]

Разрез по линии I-I



Разрез по линии II-II



причем зерна с явно выраженной морфологией оливина представляют собой мирмекитовый агрегат магнетита и пироксена; кристаллы клинопироксена имеют равную с плагиоклазом четвертой генерации степень идиоморфизма; в порах и трещинах часто присутствуют феллисит с характерными секториальными двойниками.

Биотит-амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты (вторая фаза) представляют собой экструзивные фации внедрения и трассируют краевые дуговые разломы в пределах кальдеры.

К характерным особенностям комплекса относятся следующие: мелкокристалличность породы в целом и вкрапленников в частности; одинаковая схема плеохроизма биотита и амфибола: от коричнево-красной окраски по *Ng* до зеленовато-желтой по *Nr*; наличие феллисита в округлых выделениях; четко выраженная трахитоидность основной массы. Биотит-амфиболовый дацит второй фазы внедрения характеризуется массивной текстурой и гялопилитовой микроструктурой. Это плотные серые породы с равномерно распределенными вкрапленниками плагиоклаза (№ 32—35) и иглами окисленной роговой обманки, которая замещается мелкочешуйчатым биотитом.

Биотитовые липариты слагают экструзивные купола в северо-восточной части кальдеры. Купола располагаются на одной линии северо-западного простирания. Породы микрокристаллические, стекловатые; вкрапленники в них почти не наблюдаются. Присутствуют мелкие лейсты плагиоклаза и микролиты плагиоклаза, чешуйки биотита. Основная масса девитрифицирована. Хорошо видны полосы течения, с которыми совпадают оси удлинения плагиоклаза и биотита. Плагиоклаз, определенный по углам угасания к *Nr* в симметричной зоне, дает содержание андезина 40—45%. Биотит имеет свежий облик и плеохроирует от темно-бурого по *Ng* до коричневатого-желтого по *Nr*.

Комплекс биотит-плагиоклазовых обсидианов (третья фаза) слагает группу экструзивных куполов и потоков в северной части кальдеры. Обсидианы темно-серой (до черной) окраски, монолитные (редко пузыристые), в них видны выделения плагиоклаза, биотита, магнетита, апатита, циркона и кристаллитов. Микроструктура флюидальная, текстура массивная, местами наблюдается перлитовая отдельность.

Для обсидианов характерны: тесная пространственная ассоциация магнетита, циркона и апатита; присутствие реликтов оливина в стеклах купола II; отсутствие вкрапленников кварца; наличие магнетитовых шариков; биотит присутствует двух типов: зелено-бурый и красно-бурый. Последний содержит сагитовую решетку, т. е. отмечается вторичный процесс распада. Радиальнолучистые сферолиты, как правило, содержат в ядре плагиоклаз, биотит и другие минералы.

Комплекс амфибол-биотитовых дацитов слагает основание главного экструзивного купола. Породы имеют гялопилитовую структуру и неравномерно-зернистую текстуру. Основная масса интенсивно обохрена и девитрифицирована.

Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрезы вулcano-тектонической структуры Хангар:

1 — породы гранито-гнейсового обрамления; 2 — амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты стратовулкана; 3 — биотит-амфиболовые дациты стратовулкана; 4 — плагиоклазовые андезиты и дациты; 5 — биотит-амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты; 6 — биотит-амфиболовые дациты, экструзивные; 7 — биотитовые липариты; 8 — амфибол-биотитовые дациты основания главного экструзивного купола; 9 — биотитовые липарито-дациты; 10 — обсидианы; 11 — биотит-пироксеновые дациты; 12 — пемзы; 13 — лавовые потоки оливиновых базальтов и их центры; 14 — трещинная интрузия биотит-амфиболовых гранодиоритов; 15 — направление течения пемз; 16 — главные структурообразующие разломы; 17 — уступы Водопадного поднятия; 18 — разломы пород обрамления; 19 — воронка взрыва и озеро; 20 — характер изменения силы тяжести над кальдерой по линии разреза I—I

Среди вкрапленников — амфибол, биотит, иногда присутствуют кварц и реликты пироксена.

Особенностями пород являются: 1) постоянное присутствие кварца в небольших количествах с корродированными и оплавленными границами зерен; 2) плагиоклазовые вкрапленники несут следы плавления и последующей регенерации; 3) сосуществующие амфибол и биотит имеют сходный плеохроизм и срastaются гранями (010), при совпадении направления (001); 4) некоторые вкрапленники кварца содержат в пустотах цеолитовые минералы.

Существенно биотитовый липарито-дацит главного экструзивного купола и купола на Водопадном поднятии имеет порфировую структуру и флжидальную текстуру.

Биотит зеленовато-бурого цвета имеет свежий облик. Плеохроирует от темно-бурого до коричневатого-желтого. Вкрапленники кварца имеют оплавленные границы зерен. Погасание ровное. Вкрапленники плагиоклаза несут следы плавления и последующей регенерации граней. Все вкрапленники сильно трещиноваты, а чешуи биотита изогнуты и расщеплены.

Комплекс биотит-пироксеновых дацитов получил незначительное развитие на востоке и северо-западе структуры. Его породы слагают экструзивные купола. Порода обладает мелкопорфировой структурой, массивной текстурой. Вкрапленники — плагиоклаз, биотит, мелкозернистый пироксен и реликты амфибола. Среди пемз отчетливо выделяются две разновидности: аналоги существенно биотитовых липарито-дацитов главного купола и аналоги пироксен-биотитовых дацитов.

Комплекс оливинсодержащих базальтов (четвертая фаза) получил развитие в южной части кальдеры, где шлаковые конусы и лавовые потоки приурочены к диагональной тектонической зоне северо-восточного простирания и, по-видимому, связаны с оживлением тектонической деятельности в послеледниковое время, поскольку ледниковых валов и моренных отложений на них не встречено. Базальты характеризуются однородной, реже пористой текстурой и интерсертально-офитовой с элементами порфировой и пилотакситовой структурой.

В экструзивных образованиях главного купола встречены ксенолиты. Их можно разделить на три группы.

1. Полнокристаллические среднезернистые породы, несущие реликты гнейсовой структуры и включения минералов метаморфических пород — силлиманита. Они сложены плагиоклазом двух генераций, биотитом, керсутитом, пироксеном двух генераций (бронзит, гиперстен). Структура гнейсовая, участками пойкилобластовая.

2. Полнокристаллические породы, аналоги гранодиоритов, несут следы плавления по трещинам и границам зерен. Стекло, образовавшееся при плавлении, раскристаллизовано в волокнистый агрегат. Вокруг расплавлявшегося зерна кварца образуются мелкие иглы пижонита (?).

3. Мелкозернистые породы, тождественные по вещественному составу включающим их вулканитам Главного купола. Возможно, это породы нижележащих комплексов стратовулкана, поскольку отмечается замещение реликтовых зерен пироксена амфиболом и формирование характерной псевдороговиковой структуры, без существенной химической переработки.

Несомненный интерес представляют минеральные ассоциации кислых экструзивных куполов, основная масса которых (кислое стекло, 72% SiO₂) содержит неравновесные кристаллы биотита, гиперстена и плагиоклаза, что соответствует ассоциации метаморфических пород границы амфиболитовой и гранулитовой фаций (Судовиков, 1964). Наличие аксессуарного граната в эффу-

зивных образованиях кальдеры подтверждает вероятность анатексиса. Тем более что вкрапленников кварца в таких ассоциациях не отмечается, т. е. осуществляется реакция: биотит + кварц → гиперстен + калиевый полевой шпат + вода.

Первичная неоднородность пород субстрата (его слоистость) находит свое отражение в кислых вулканитах, где нередко чередование стекол различного вещественного состава в пределах одного потока, наличие слоистых пемз различного состава, наличие слоистых стекол, представляющих собой послойное чередование пемзовых полос мощностью до 5 см и полос монолитного стекла, и указывает на различное соотношение летучих в первичном материале.

Акцессорные минералы. Изучение распределения акцессорных минералов и их кристалломорфизма проводилось на основе минералогического анализа большеобъемных проб (массой 20—25 кг) наиболее характерных разновидностей. Акцессорными минералами пород являются магнетит, гематит, апатит, циркон, сфен, рутил, пирит. В подчиненных количествах присутствуют ильменит, гранат, флюорит, сера, молибденит и др. (табл. 1).

Анализ ассоциаций акцессорных минералов позволяет объединить генетически родственные группы пород: обсидианы и дациты Главного купола, пемзы и андезиты. Представляет интерес наличие самородного свинца в пемзах и глобуль ртути в обсидианах (Кутыев, Эрлих, 1970).

Из сказанного видно, что четвертичным вулканам Камчатки присущи экстрезии различных геолого-генетических типов. Выделение этих типов экстрезий представляется важным для решения ряда вопросов петрологии и металлогении верхнего структурного этажа Камчатки — важных частей проблемы научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций.

Металлоносность продуктов четвертичного вулканизма и источник металлов. К настоящему времени накоплен значительный материал по металлоносности гидротерм областей современного вулканизма, возгонов действующих вулканов и четвертичных метасоматитов.

Таблица 1

Акцессорные минералы в породах вулкана Хангар

Минералы	Породы						
	Обсидиан	Дацит центральной части вулкана	Дацит краевой части вулкана	Пемза	Андезит	Гранодиорит	Гранито-гнейс
Магнетит	+	+	+	+	+	+	
Ильменит	+	+	+	+	+	+	+
Гематит		+	+	+			
Апатит	+	+	+	+	+	+	+
Циркон	+	+	+			+	+
Гранат					+		+
Флюорит	+	+					
Сера				+			
Сфен + рутил		+			+	+	
Пирит		+	+	+			
Ртуть (с золотом)	+						
Силлиманит		+					+
Молибденит	+						
Турмалин		+				+	+
Кордиерит		+		+			+

Сведения о металлоносности термальных вод накапливались в результате различных исследований в связи с использованием их в бальнеологических и промышленных целях, при проведении гидрогеохимических поисков, изучении условий формирования месторождений, проведении региональных гидрогеологических исследований и т. д. Четвертичные метасоматиты изучались в основном лишь при среднемасштабном геологическом картировании, попутно, зачастую поверхностно. Специальные работы по метасоматитам проводились только в районах выхода термальных источников: С. И. Набоко (1963, 1974₂), С. Ф. Главатских (1974), А. С. Огородова (1965) и др., а также в хребтах Кумроч и Тумрок. Детально изучались метасоматиты вулканогенных серных месторождений (Вулканические серные месторождения ..., 1971). В. С. Петровым изучались метасоматиты, связанные с завершением андезитового вулканизма отдельных построек. Кроме того что полнота изучения различных продуктов четвертичной вулканической и гидротермальной деятельности различна, имеющиеся сведения для многих металлов в этих продуктах трудно сопоставимы, так как анализы выполнены в разные годы и в различных лабораториях, данные по содержаниям металлов в водах нередко приводятся по результатам спектральных анализов сухих остатков вод.

Специальные обобщающие работы по металлоносности продуктов четвертичной газо-гидротермальной деятельности к настоящему времени отсутствуют. Имеется лишь сводка по металлоносности термальных вод Тихоокеанского подвижного пояса (включая и Камчатку), выполненная сотрудниками ВСЕГЕИ Е. А. Басковым и С. Н. Суриковым (1975 г.).

Имеющийся материал позволяет выделить в пределах Камчатки два этапа образования метасоматических пород в четвертичный период. Первый из них приходится на нижний и средний плейстоцен и связан с внедрением экстрезивных и субвулканических образований андезитового и андезито-дацитового состава, завершающих формирование андезитовых стратовулканов. Начало второго этапа образования метасоматитов по времени совпадает с началом третьего (посткальдерного) этапа вулканизма на Камчатке (конец плейстоцена — начало голоцена), характеризующегося массовыми излияниями базальтов ареального типа и образованием крупных вулканических построек.

Относительно широко развитие метасоматитов в доверхнеплейстоценовых образованиях обусловлено, по-видимому, интенсивной и длительной гидротермальной деятельностью, совпадающей по времени с крупным перерывом в вулканической деятельности, предшествующим кислому вулканизму, формированию кальдер и посткальдерной вулканической активности.

Метасоматиты второго этапа пространственно и генетически тесно связаны с современными гидротермальными системами и участками фумарольной деятельности.

Асинхронность развития вулканических циклов в пределах различных участков, естественно, нашла свое отражение и в формировании зон гидротермально измененных пород. По мнению С. И. Набоко (1974₂), различные гидротермальные системы Камчатки имеют возраст от 10 тыс. (Узон, Паужетка и др.) до 1 млн. лет, причем состав гидротерм от более молодых к более древним системам изменяется от натрово-хлоридных перегретых к хлоридно-сульфатным перегретым и далее к сульфатно-углекислым теплым. Все это отражается не только на масштабах метасоматоза вмещающих гидротермальные системы пород, но и на их составе.

Для первого этапа метасоматической деятельности был, видимо, характерен близкий состав газо-гидротерм, обусловленный близостью составов эффу-

живных и экструзивных образований. Этим и объясняется большое сходство метасоматических колонок на вулканах различных районов Камчатки. Так, в центральной части вулкана Белый (хр. Тумрок) В. С. Петровым (1974) описана зона метасоматитов двух формаций: вторичных кварцитов и пропилитов.

В шлиховых пробах из водотоков, дренирующих зону метасоматитов, а также из делювиальных шлейфов пропилитизированных пород установлены повышенные (до 70 знаков на пробу) концентрации киновари.

Подобные же по составу метасоматиты развиты на вулкане Конради. В строении зоны измененных пород у оз. Теплякова (район вулкана Кизимен) участвуют, по данным А. Г. Цикунова (1974 г.), монокарциты, слагающие прерывистые линзообразные тела мощностью до 2 м, опал-алунит-каолининовые кварциты, аргиллизированные породы, образующие переходную ступень между формацией вторичных кварцитов и пропилитами. Сложены они минералами группы монтмориллонита, слагающими крипточешуйчатые агрегаты по вкрапленникам пироксена, плагиоклаза и амфибола, а также по основной массе.

Аргиллизированные породы интенсивно пиритизированы. Пропилитизированные породы занимают 65—70% площади зоны измененных пород и представлены адуляровыми пропилитами, в которых вкрапленники плагиоклаза полностью или частично замещены адуляром, а пироксена и амфибола — тонкозернистым агрегатом глинистого минерала группы монтмориллонита, а также карбонат-цеолитовыми пропилитами, в которых новообразования представлены глинистым минералом, образующим кристоллические агрегаты, карбонатом, цеолитом и кварцем.

В пропилитизированных породах этой зоны кроме пирита установлены точечные выделения золота, а также халькопирит и сфалерит, в монокарцитах — также халькопирит и сфалерит.

В кратере вулкана Чашаконджа (Алнейско-Козыревский вулканогенно-рудный центр) В. С. Шеймовичем (1962 г.) описана зона метасоматитов площадью около 10 км², приуроченная к жерловой экструзии андезитов и сложенная алуниновыми, алуниново-глинистыми, глинисто-кварцевыми и пропилитизированными (хлоритизированными) породами. В шлиховых пробах, отобранных из делювия метасоматитов и аллювия ручьев, дренирующих зону, установлены киноварь, серебро, реальгар, аурипигмент, халькопирит. Спектральный анализ метасоматитов показал повышенные концентрации в них мышьяка и олова по сравнению с исходными породами.

В пределах этого же центра среди нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов выделены зоны метасоматитов площадью до 11 км². В строении зон участвуют опалиты, кварц-халцедоновые с алунитом, халцедон-опал-каолининовые, слабоокварцованные, пиритизированные породы, в которых выявлены (в %): свинец — до 0,066; медь — до 0,01; молибден — до 0,008; ртуть — до 0,0002; мышьяк — до 0,5; ванадий — до 0,1 и стронций до 0,1 (спектральный анализ).

На Начикинском вулкане (Озерновский контрастный вулканогенно-рудный центр) в центральной его части выявлены гидротермально измененные породы, развивающиеся по двупироксеновым андезитам и их туфам. Площадь зоны метасоматитов составляет 0,35×2,5 км, ориентирована зона в северо-восточном направлении. Зона сложена кварц-каолининовыми породами (внутренняя подзона) и хлорит-карбонатными пропилитами мощностью до 180—200 м (внешняя подзона). Среди рудных новообразований метасоматитов кроме пирита отмечаются арсенопирит, халькопирит и сфалерит. В аллювии рек, эродировавших зону, установлены киноварь и халькопирит.

На всех описанных выше участках развития метасоматитов достаточно четко подтверждается их доледниковый (доверхнеплейстоценовый) возраст. Развита эти зоны метасоматитов, как правило, в породах базальтовых щитовых или андезитовых стратовулканов, причем следует особо подчеркнуть, что для вулканических построек, на которых сохранились продукты гидротермальной деятельности первого этапа, характерно или полное отсутствие продуктов кислого вулканизма, завершающего первый цикл развития вулканического процесса в четвертичный период (вулканы Белый, Конради, Начикинский и т. д.), или незначительный масштаб проявления его. Так, на вулкане Чашаконджа к периоду массового формирования игнимбритов и кальдерообразования (конец среднего—верхний плейстоцен) относятся лишь единичные экструзии-потoki липаритового состава. Последнее обстоятельство и способствовало, по-видимому, сохранению среднечетвертичных метасоматитов.

Типы метасоматитов и масштаб их проявления во втором этапе определяются не только составом современных метаморфизирующих растворов, но и длительностью существования гидротермальных систем. Если для наиболее длительно существующих гидротермальных систем с хлоридно-натровыми водами характерны значительные по размерам поля метасоматитов, то на участках проявления сероводородно-углекислых терм при меньших размерах полей измененных пород степень переработки последних гораздо более высокая: исходные породы, как правило, превращены в глины, изменение сопровождается выносом почти всех первичных компонентов и образованием моноопалитов.

Так, приповерхностная зона измененных пород на термальном поле 2-й группы Южно-Камбальных паровых струй, по А. С. Огородовой (1965), формируется на участке выхода газо-гидротерм преимущественно аммонийно-сульфатного состава с рН от 7,2 до 2,3, причем преобладают кислые и ультракислые воды.

На поверхности измененные породы представлены обеленными, слегка розоватыми опализованными разностями с небольшим содержанием в них алунита и кальцита. На глубине 0,1 м под опаловыми породами вскрывается монтмориллонитовая глина с небольшим количеством опала и кварца, интенсивно импрегнированная сульфидами, среди которых помимо пирита и марказита отмечены киноварь, реальгар и антимонит. На глубине 1 м вскрыты каолинит-монтмориллонитовые глины, несущие ту же, хотя и меньшую по масштабам, рудную нагрузку.

Сольфатарно измененные породы, развитые в районе Верхне-Кошелевских парогидротерм, слагают, по данным Г. Г. Медведевой и А. И. Сержникова (1964 г.), поле размером 2×4 км и представлены опалитами (опала 60—80%), тримитовыми, алунит-тримит-опаловыми (опала менее 60%), алунит-глинисто-опаловыми (опала менее 50%) и алунит-глинистыми породами. Глинистые минералы представлены каолинитом и монтмориллонитом. Минералогическим анализом в сольфатарно измененных породах кроме пирита и марказита установлены также малахит, азурит, киноварь и аурипигмент, спектральным анализом — повышенные концентрации As, Mo, Ba, Zr и Se. По данным И. И. Сержникова (1964 г.), образование этой зоны метасоматитов началось в верхнем плейстоцене, что и обусловило значительные параметры зоны.

Подобные же по составу измененные породы выявлены на вулканах Ичинском, Ааг, Авачинском, Мутновском, Дзензур и многих др. Общим для них является широкое развитие опализации, аргиллизации и огипсования и наличие низкотемпературных парагенезисов рудных компонентов: серы, пирита, марказита, киновари, аурипигмента.

Гидротермально измененные породы, связанные с перегретыми термами хлоридно-натрового состава, изучены С. И. Набоко в 1963 г. на Паужетском месторождении термальных вод. По кернам скважин выделяется четыре вертикальные зоны изменений (сверху вниз): каолинизации, хлоритизации, цеолитизации и пропилитизации. Повышенных концентраций рудных элементов в гидротермально измененных породах не наблюдается, однако устанавливается некоторая тенденция к обогащению ими (свинцом, молибденом, серебром, цинком, никелем) метасоматитов зон пропилитизации.

На месторождении Налычевских термальных вод основными гидротермальными минералами являются карбонат, кварц, хлорит, гидрослюда; типичными — адуляр, сфен, пирит; редкими — эпидот, гидробиотит.

Метасоматиты Налычевского месторождения обогащены Pb, Mo, Cu, Zn. Особый интерес представляет поведение Pb, Zn и Mo. В интервале развития адуляро-кальцитовых пропилитов (27—64 м) определяются Pb и Zn; в интервале развития адуляро-кальциново-кварцевых (64—120 м) — Mo; и наконец, в интервале глубин 120—200 м, где развиты адуляро-кварцевые прожилки, установлены Mo и Pb.

Гидротермальный метаморфизм пород на участке разгрузки Паратунских терм выражается в пропилитизации трансильванского типа (Набоко, 1963). В гидротермалитах Паратунского месторождения установлены (тысячные доли процента) Mo, Pb, V, Cu, Co, Ni, Zr, Ga, Sr. Какой-либо закономерности в их распределении не наблюдается.

Разнообразные по составу, температуре и кислотности воды кальдеры Узон обусловили и многообразие фаций гидротермально измененных пород. Наиболее высокотемпературные метасоматиты кальдеры приурочены к зоне вскипания хлоридно-натриевых вод и представлены кварц-адуляровой разностью. В процессе образования этих метасоматитов происходит интенсивное обогащение породы SiO_2 (до 86%) и K_2O при одновременном выносе Al_2O_3 и Na_2O .

На всех термальных полях кальдеры Узон ниже уровня грунтовых вод отмечаются монтмориллонит-цеолитовые разности метасоматитов. По всему разрезу монтмориллонит-цеолитовых метасоматитов обнаружены рудные минералы: реальгар, киноварь, антимонит, пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, халькозин, бравоит, висмутин, борнит, пентландит и серебро. В участках равномерного движения растворов реальгар слагает прослой мощностью до 10 см.

Рудная нагрузка метасоматитов кальдеры Узон весьма разнообразна (Набоко, 1974₁). Низкотемпературные образования обогащены рудными в наименьшей степени. Характерные для Узона As, Sb и Hg в них редки, содержания остальных металлов не превышают (вес. %): Cu — 0,004; Pb — 0,013; Zn — 0,01; V — 0,007; Zr — 0,005; Ni — 0,0004; Co — 0,002. Наиболее обогащены рудными высоко- и среднетемпературные метасоматиты. В них установлены (в %): As — 0,3; Hg — 0,0023; Cu — 0,016; Pb — 0,013; Zn — 0,07; Mo — 0,0017; V — 0,015; Ni — 0,004 и др. В общих чертах рудная нагрузка метасоматитов отражает их горизонтальную и вертикальную зональность.

Заканчивая рассмотрение металлоносности метасоматитов верхнего структурного этажа Камчатки, следует отметить, во-первых, схожесть рудных парагенезисов в метасоматитах различных по типу вулканогенно-рудных центрах и, во-вторых, смену низкотемпературных ассоциаций рудных минералов в молодых метасоматитах (преимущественно сульфиды As, Sb и Hg) более высокотемпературными в древних. В них сульфиды Cu, Zn и Pb наряду с киноварью

становятся ведущими, появляются видимые выделения Ag, минералы As и Sb редки или не обнаружены совсем. Все это свидетельствует о направленном характере изменения условий минерало- и рудообразования.

Металлоносность термальных вод. К настоящему времени накоплен значительный материал по металлоносности термальных источников Камчатки (Гидрогеология СССР, т. 29, 1972 г., Условия..., 1972). Выделяют несколько типов терм. Сероводородно-углекислые термы фумарольного типа, кислые и ультракислые, с минерализацией до 60 г/л генетически и пространственно связаны с выходами вулканических газов и располагаются преимущественно в кратерах и кальдерах действующих вулканов или вблизи них. Этот тип терм характерен как для контрастных вулканогенно-рудных центров, так и для южной ветви пояса долгоживущих центров. Термы этого типа обогащены комплексом разнообразных металлов и металлоидов: Cu, Zn, Pb, As, В, F, Hg и т. д.

Азотно-углекислые и азотные, на глубине перегретые (более 100° С) щелочные термы с минерализацией до 5 г/л формируются в геологических структурах районов современной активной вулканической деятельности (Восточно-Камчатский вулканический пояс), а также недавно угасшей (Центрально-Камчатский антиклинорий). Эти термы также характерны только для контрастных и долгоживущих вулканогенно-рудных центров. Термы этого типа обогащены разнообразным комплексом металлов и металлоидов, особенно, в отличие от предыдущего, редкими щелочами (Rb, Cs) и рассеянными элементами.

Для инициальных вулканогенно-рудных центров наиболее характерен третий тип терм — азотных с температурой до 75° С и минерализацией до 2 г/л, щелочных, с повышенными содержаниями в водах As, В, F. Развита этот тип терм в основном на площади Кроноцкого инициального вулканогенно-рудного центра, а также в пределах долгоживущих центров Центральной и Южной Камчатки.

Углекислые термы с температурой до 75° С и минерализацией до 7 г/л, нейтральные, развиты обычно вне сферы непосредственного влияния высокотемпературных вулканических очагов. Термы этого типа распространены в пределах как контрастных, так и долгоживущих вулканогенно-рудных центров. Для них также характерен разнообразный комплекс металлов и металлоидов.

Метановые и азотно-метановые щелочные термы с температурой до 80° С пользуются незначительным распространением в пределах вулканогенно-рудных центров, развиты преимущественно в прогибах (Западно-Камчатском и др.).

Работами К. К. Зеленова (1961, 1972), С. И. Набоко (1963), Д. Э. Уайта (1970), Е. А. Голевой (1964 г.) и других исследователей установлено, что распределение металлов в термальных водах носит дифференцированный характер и определяется влиянием многих природных факторов. Главными из них являются активность и характер вулканической деятельности, физико-химические свойства сред миграции, геолого-структурные особенности гидротермальных систем, петрохимический состав пород и геохимические свойства самих металлов. Воды термальных источников инициальных вулканогенно-рудных центров, характеризующихся отсутствием на протяжении всего кайнозоя вулканической деятельности, относятся к слабоминерализованным среднетемпературным и содержат незначительные концентрации металлов: As, Al, Fe.

В пределах пояса контрастных вулканогенно-рудных центров, в которых фундаментом для современных вулканических аппаратов служат раннегеосинклинальные вулканогенно-осадочные формации, развиты практически все

основные типы термальных источников. Повышенные концентрации металлов установлены как в сильнокислых, так и в щелочных водах. Например, в водах кратерного озера вулкана Малый Семейчик, характеризующихся очень низким значением pH (0,37) и высокой минерализацией (до 47,9 г/л), содержания металлов составляют (в мг/л): Cu — 0,4; Zn — 2,2; Pb — 1; Ni — 3; Co — 0,8; Sb — 6; Mn — 16; Fe — 1086 (К расчету... 1975). Для щелочных вод Узон-Гейзерного центра характерны повышенные концентрации (в мг/л): As — до 40; Zn — до 0,4, Cu — до 0,1, Sb — до 0,6; Ag — до 0,015; Mo — до 0,014; Hg — до 0,012; Pb — до 0,05. Причем максимальные содержания металлов наблюдаются в тех растворах, в которых ведущую роль играет натриево-хлоридная составляющая (Набоко, Главатских, 1974).

В водах Верхне-Щапинских источников (Кизименский центр), относимых В. С. Петровым (1970 г.) к нейтральным (pH 6,9), установлены повышенные концентрации Cu, As, V, Mn, Rb, Cs.

Как и в контрастных, в долгоживущих вулканогенно-рудных центрах представлены практически все типы термальных вод. Сероводородно-углекислые термы фумарольного типа установлены в пределах Мутновско-Асачинского и Кошелевско-Паужетского центров (вулканы Мутновский, Камбальный, Кошелева). В сухих остатках из вод котлов Южно-Камбальных паровых струй содержания металлов достигают (в вес. %): V — 0,0004; Ni — 0,0045; Cu — 0,02; Zn — 0,1; Ag — 0,0006; Mn — 0,3. Кроме того, в водных вытяжках из вмещающих гидротермально измененных пород определены (вес. %): Co — до 0,02; Cu — до 0,03; Zn — до 1; Mo — до 0,0003; Sn — 0,002; Ga — до 0,01. Причем содержание ряда металлов (V, Ti, Co, Ni, Cu, Zn, Mo) в водах возрастает с увеличением кислотности растворов, другие же металлы (Ag, Sn, Ga) более характерны для слабощелочных или нейтральных вод (Огородова, 1974). В гидротермально измененных породах у выходов этих вод тем же автором, как отмечалось выше, установлены новообразования аурипигмента, реальгара, киновари, антимонита, пирита и других минералов.

Азотно-углекислые и азотные термы являются самыми распространенными из всех типов минеральных источников. Микрокомпонентный состав вод этих двух типов терм примерно одинаков. В этих водах установлены редкие щелочные элементы и германий. Общая минерализация вод азотно-углекислых и азотных терм обычно не превышает 5 г/л, воды щелочные.

В водах Паужетских терм (Гидрогеология СССР, т. 19, 1972 г.) установлены повышенные концентрации (в мкг/л): As — до 5000, Mo — до 2; Cu — до 15; W — до 11. В водах Средне-Паратунских источников (в мкг/л): Ag — до 9; As — до 1000; Mo — до 20; Cu — до 2; Zn — до 15; Pb — до 0,1; W — до 10.

Апальские источники (Алнейско-Козыревский вулканогенно-рудный центр) характеризуются повышенными концентрациями (мг/л): As — до 3; Cu — до 0,15; Mo — до 0,015; Ge — до 0,015; Mn — до 0,015; Hg и Sb — в отложениях источников установлена киноварь.

В водах Начикинских терм (Вилючинско-Паратунский центр) установлены повышенные концентрации (мг/л): Mo — до 0,01; Ag — до 0,11; Zn — до 0,08; As — до 0,6; Al — до 0,01 и др.

Углекислые термальные воды долгоживущих центров имеют невысокую температуру (до 75° С), с минерализацией до 6 г/л и повышенными концентрациями фтора, иода, брома и других микрокомпонентов. В водах Таловых источников (Авачинско-Налычевский центр) установлены повышенные содержания (мг/л): Mo — до 0,05; V — до 0,05; Cu — 0,12; Fe, Ti, Al, Ge. Налычевские и

Желтореченские термы характеризуются повышенными концентрациями (мг/л): As — до 6,3; Ge — до 0,008; Mn — до 2,4; Sb — до 0,55; Ti, Fe, Hg.

В осадках из вод Налычевских терм (Комкова, 1974) выделяется две четкие зоны осадкообразования: железисто-мышьяковая и карбонатная. В железисто-мышьяковистых осадках содержание окислов железа и мышьяка (в пересчете на сухой осадок) составляет соответственно 50 и 30%. Высоки содержания металлов в осадках кальдеры Узон (в вес. %): As — 34,7; Sb — 0,99; Hg — 0,37; Cu — 0,01; Pb — 0,08; Zn — 0,02; Mo — 0,01; V — 0,03; Mn — 0,09; Zr — 0,05; Sn — 0,0046. В гейзерите и осадках на дне термальных ручьев Киреунских источников (Т. С. Кирсанова, 1975 г.) установлены (в вес. %): Mn — до 1; Ni — до 0,002; Co — до 0,008; V — до 0,01; Mo — до 0,0004; Cu — до 0,01; Sb — до 0,02; As — до 0,02; Sn — до 0,0005; Hg — до 0,025; а также Ag, Pb, Zn. В гейзеритах Сторожевских источников А. Г. Цикуновым (1974 г.) выявлена самородная медь, в осадках Двухъярточных источников (Озерова, Айдиньян, Добровольская, 1971) — ртутьсодержащий пирит, в котором спектральным анализом определены (в %): Hg — до 2; As — до 27; Sb — до 0,3; Pb — 0,001; Zn — 0,007; Cu — до 0,007; V — 0,001; Cd, Bi, Ag, Co, Ni, Ti.

Для сравнения укажем, что в источниках Бешпу (Япония) при содержании золота в воде 0,00004 мг/кг его содержание в кремнистом осадке достигает 55 г/т, соответственно для Новой Зеландии: источники Оахи-Пу \leq 0,00004 мг/кг — 85 г/т, Вайотапу — до 80 г/т в гейзерите; для США: Стимбуот — до 9 г/т в кремнистых туфах, Анаконда — до 24 г/т в лимонитах. Подобные же соотношения содержаний металла в воде и осадках характерны для серебра и ряда других элементов.

Приведенные данные по металлоносности термальных источников указывают, что все металлы орогенного и геосинклинального этапов развития складчатых областей участвуют в современном гидротермальном процессе. С другой стороны, металлы современных термальных вод не обнаруживают, за редким исключением, промышленных концентраций, хотя, как видно из приведенных примеров, для образования гидротермальных месторождений вовсе не требуются повышенные концентрации металлов в водах; нужны лишь благоприятные условия для их осаждения, т. е. наличие геохимических барьеров.

Примером этому может служить современное рудоотложение во впадинах Красного моря, где на глубине более 2000 м отмечаются рудосодержащие осадки мощностью до 200 м. При содержании в рассолах Zn — до 5 мг/л, Cu — до 0,3 мг/л, Pb — до 0,6 мг/л (Эмери, Хант, Хейс, 1974) концентрации этих металлов в иловых водах значительно выше (мг/л): Zn — до 100; Cu — до 8; Pb — до 20, Ag — до 3; Mo — до 2; Au — следы (Р. Хендрикс и др., 1974 г.). В осадках концентрации перечисленных металлов достигают промышленных значений (в %): ZnO — до 21,5; CuO — до 3,7; PbO — до 0,27; AgO — до 0,017; MoO₃ — до 0,1, (Бишофф, Мангейм, 1974).

Металлоносность продуктов извержений действующих вулканов. Современные эруптивные центры Камчатки в основном развиты в пределах контрастных вулканогенно-рудных центров: Карымско-Семьячинского, Узон-Гейзерного, Кизименского, Ключевского, Шевелучского; в меньшей степени в долгоживущих центрах: Мутновско-Асачинском, Авачинско-Налычевском и Кошелевско-Паужетском.

Состав вулканических газов характеризуется большой сложностью и зависит от многочисленных факторов: первоначального количества каждого летучего компонента в магме, температуры выделения газовой смеси из магмы, времени с начала выделения и т. д. Все эти факторы влияют и на содержание метал-

лов в газах. С повышением температуры концентрации металлов и других слаболетучих компонентов (SiO_2 , Na, Ca, Mg) в вулканических газах увеличиваются (Д. Уайт, 1965 г.).

Кроме того, Л. А. Башариной (1971) установлено на примере вулканов Ключевской группы, что различные извержения доставляют неоднородные по составу летучие. В газах вулканов с андезитовыми куполами резко преобладают соединения серы и двуокиси углерода над соединениями Cl и F. На более поздних этапах формирования андезитовых куполов в газах увеличивается содержание Cl и F. Более основные лавы (оливиновые) богаче Cu, Ni, Co, Sn, более кислые — Zn, Pb, V, Sc, причем содержание металлов в эманациях в 2—5 раз выше, чем в лавах. Последнее свидетельствует, по-видимому, о поступлении летучих с разных глубин.

Приведенные в табл. 2 сведения о содержаниях металлов в газах вулканов Камчатки можно дополнить данными о сухих остатках конденсатов вулкана Ньярогонго, в которых установлены Zn, Ti, Sc, Pb, Cu, Ag, Co, Ni, V, Zr, Mo, Sn. В составе конденсатов вулкана Сёва-Сендзан обнаружены (в мг/кг): Zn — до 0,5; Cu — до 0,03; Ge — до 0,01; As — до 0,7; Sn — до 0,03; Ag — до 0,003. Повышенные концентрации металлов выявлены также и в возгонах

Таблица 2
Содержание элементов в газах и конденсатах фумарол

Элементы	Вулкан Авача, температура 96° С, % (М. И. Зубин и др., 1964 г.)	Вулкан Мутновский, температура 100° С, % (Башарина, 1971)	Вулкан Шивелуч, температура 360—500°С, мг на 1000 л газа (Кирсанов, 1964)	Вулкан Ключевской, темп. 500—800° С, мг на 1000 л газа (Кирсанов, 1964)
As	—	—	0,18—0,5	—
Cl	120 мг/л	3,4—6,4 г/л	700	1614
F	—	—	180	380
Br	—	—	1,0	2,1
SO ₂	—	—	1380	45,0
Cu	0,00n	0,01	0,04—0,15	0,2—1,25
Zn	n	1	0,1—0,8	0,06—0,05
Sn	0,0n	0,00n	0,02—0,05	0,02—0,2
Ni	0,00n	0,0n	0,01—0,15	0,02—0,5
Co	—	—	0,003—0,03	0,01—0,16
Pb	0,00n	0,00n	0,03—0,45	0,02—0,2
V	—	0,0n	0,19—0,46	0,07—0,30
Zr	—	0,00n	0,03—0,75	0,1—0,5
Sc	—	—	0,004—0,06	0,04—0,1
Bi	—	—	0,02—0,2	0,02—0,16
Ag	0,000n	0,000n	$6 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-5}$ — $8 \cdot 10^{-3}$
Sr	0,0n	0,1	0,1—1,5	0,4—1,15
Cr	0,00n	0,0n	0,15—0,5	0,25—0,8
Mo	0,000n	0,000n	$5 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$ — $6 \cdot 10^{-3}$

фумарол. В возгонах на фумарольных площадках вулканов Киргурич и Туйла (Ключевской вулкан) установлены нашатырь, сера, алунит, гипс, галит, сильвин, а также Cl^- , SO_4^{--} , CO_3^{--} и OH^- соединения меди. Б. И. Пийпом в эксплозивном кратере Обручева (Ключевской вулкан) установлены тенорит и эвхлорин (K, Na, Cu сульфат) на стенках раскаленных трещин совместно с тридимитом и гематитом.

С. И. Набоко, И. Э. Ивановым, В. Ф. Попковым (1945, 1947, 1953 гг.) и другими исследователями в возгонах вулканов Ключевского и Шевелуч обнаружены в более высоких концентрациях по сравнению с окружающими лавами Pb, Sn, Ag, Zn, Co, Ni, Zr, Mo, Bi, Ge, Te, Cr, V, Sr, As и Cd.

На вулкане Ширан (Япония) была обнаружена высокая концентрация никеля (до 1,64%) в инкрустациях, представленных в основном сульфатом алюминия. Возгоны с Белого острова, андезитового вулкана Новой Зеландии, содержат в повышенных концентрациях (в %): Pb — до 1; V — 0,03; W — 5; Cu — 0,4; As — 0,3; Zn — 0,3; Sn — 0,5 (Д. Е. Уайт, 1965 г.).

На Везувии после извержения 1906 г. в пузыристых шлаках был обнаружен халькопирит. В Долине 10 000 дымов Ф. Циз (1929 г.) обнаружил в фумарольном магнетите и других инкрустациях сравнительно высокие концентрации Cu, Zn, Mn, Mo, Pb, As, Sb, Sn, Ag, Ni, Co, Ti, Bi, Se, Te. Среди возгонов, кроме хлоридов, фторидов и гематита, наблюдались сульфиды Fe, Pb, As, Sb, Mo. В фумаролах Везувия Ф. Ковелли и М. Замбонини обнаружили галенит, а также реалгар вместе с селенистой серой в тонких сплавленных корочках и шариках. В подводном вулкане Новых Гебрид установлен вынос фумаролами меди, содержание которой достигает в осадках 12,3%.

Приведенные данные указывают, что, несмотря на участие всех элементов геосинклинального и орогенного этапов развития складчатых областей в современном вулканическом процессе, эти элементы не обнаруживают промышленных скоплений, за исключением тех, которые могут образовывать низкотемпературные парагенезисы (сера). Различия в металлогенической нагрузке продуктов вулканизма в контрастных и долгоживущих центрах выражаются лишь в количествах металлов, качественно же не отличаясь, что скорее всего отражает лишь условия разгрузки эманаций, а не исходный, глубинный состав их (Стефанов, Василевский, 1974).

Как видно из приведенного выше материала, при изучении металлоносности различных продуктов вулканической и связанной с ней гидротермальной деятельности исследователями за редким исключением не проводилось изучение микрокомпонентного состава наиболее распространенного рудного минерала — пирита. Способность последнего образовываться в самых различных условиях делает его наиболее информативным минералом с точки зрения не только восстановления условий метасоматоза, но и выяснения рудной нагрузки гидротермальных растворов.

Так, П. И. Очерет (1959 г.) установлено, что в пределах одного рудного поля в составе пиритов обнаруживается специфический комплекс элементов-примесей, не зависящий от состава боковых пород, а определяющийся типом месторождения и температурой его образования. В. Г. Прохоровым (1970 г.) при изучении различных месторождений установлен различный микрокомпонентный состав пиритов. В пиритах Султановского колчеданного месторождения обнаружены (в вес. %): Cu — 0,04; Zn, Pb, Co, Ni — по 0,001; в пиритах Риддерского колчеданно-полиметаллического месторождения: Cu — 0,05; Zn — 0,4; Pb — 0,031; Co — 0,034; Ni — 0,05; Саралинского — Cu — 0,46; Zn — 0,14; Pb — 0,3; Ni — 0,001; Co — 0,002. Как видно из приведенных дан-

ных, количества элементов-примесей в пиритах различных месторождений сильно различаются.

Немногочисленные данные по содержанию примесей в пиритах современных источников также свидетельствуют о различном микрокомпонентном составе пиритов, отражающем, видимо, различия в составе и температуре вод этих терм. Н. А. Озеровой, Н. Х. Айдиньян и М. Г. Добровольской (1971) в осадках Двухъярточных перегретых хлоридно-натриевых источников обнаружены оолиты ртутьсодержащего пирита, в котором установлены (в вес. %): Hg — 2; As — 2,7; Sb — 0,3; Zn и Cu по 0,007; Pb — 0,001, а также следы Bi, Ag, Co, Ni и др. Ртуть, по данным рентгеноструктурного анализа, так же как и мышьяк, входит в решетку пирита, увеличивая ее.

В осадках из вод Третьяковских источников (Курильские острова) А. В. Зотовым, И. П. Лапутиной и А. В. Чичаговым (1972) обнаружен мышьяковистый пирит с содержанием мышьяка в среднем 2,7% и сурьмы 0,13%. Рентгенометрически доказано, что As входит в структуру пирита, изоморфно замещая серу и увеличивая решетку минерала-хозяина.

С. И. Набоко (1974₁) анализировались различные пириты кальдеры Узон. В пиритах из гидротермальных глин, образующихся при сернокислотном метасоматозе, установлены (в %): As — до 0,44; Hg — до 0,023; Cu — до 0,007; Mo — до 0,0007; в пиритах из каолинитов — As — до 0,05; Hg — 0,005; Cu — 0,009; Zn — 0,036; Mo — 0,014; в пиритах, отлагающихся возле выхода газовой струи — Hg — 0,015; Cu — 0,01; Zn — 0,02.

Таким образом, даже эти немногочисленные данные свидетельствуют о необходимости детального и полного исследования пиритов на участках как современной вулканической и гидротермальной деятельности, так и особенно древней, где прямое изучение гидротермальных растворов и их металлоносности или затруднено, или исключено полностью. Выявление особенностей пиритов различных (по составу и возрасту) продуктов газо-гидротермальной деятельности в сопоставлении с данными по составу и свойствам пиритов из более древних месторождений, возможно, позволит судить и о различиях этой деятельности в разных по типу вулканогенно-рудных центрах.

Источник металлов. Кислый вулканизм и гидротермальная деятельность протекают в рамках одного и того же времени и проявляются, как правило, на общей территории. Можно заключить, что между ними существует парагенетическая связь, причем восходящий поток горячего флюида является следствием глубинного процесса, а не продуктом пространственно близкого с ним периферического очага, продуцирующего кислые вулканы.

Для подсчета баланса количества отдельных микрокомпонентов в продуктах вулканической и поствулканической деятельности были выбраны гидротермальные системы вулкана Малый Семячик (кратер Троицкого) и кальдеры Узон. Размеры периферических очагов обеих кальдер высчитывались исходя из объема сферы с диаметром, равным диаметру кальдеры (Мархинин, 1967), и составляют 100 км³ каждый. Горизонтальные размеры периферических очагов, кстати, подтверждаются и геофизическими данными (М. И. Зубин и др., 1971 г.).

Время деятельности гидротермальных систем определяется в $1,8 \cdot 10^4$ лет для кратера Троицкого и в $1 \cdot 10^4$ лет для кальдеры Узон. Запасы микрокомпонентов в периферическом очаге рассчитаны исходя из кларков элементов в кислых породах (А. П. Виноградов, 1962 г.) Объем син- и послекальдерных вулканических кальдеры Малого Семячика складывается из 20 км³ объема современной (посткальдерной) постройки (В. И. Влодавец, 1958 г.), 6 км³ кислой синкальдер-

ной пирокластики (Селянгин, 1974) и 4 км³ пеплового материала, рассеянного при кальдерообразующем извержении и не учитываемого при геологических реконструкциях, причем объем последнего наверняка занижен.

Е. К. Мархнин (1967) на примере вулкана Безымянного показал, что объем пеплового материала, выброшенного при одном из пароксизмов вулкана, в 3—3,5 раза превышает объем пирокластического потока, образовавшегося при этом же извержении. Кроме того, в приведенной табл. 3 не учтен вынос микрокомпонентов вулканическими газами, количество которых хотя и не превышает в среднем 3% по весу от количества изверженного материала, но металлоносность их на один-два порядка выше металлоносности последних.

Вещество периферического очага кальдеры Малого Семейчика за посткальдерный период должно быть полностью «очищено» от никеля, сурьмы и в значительной степени (до 90%) от кобальта, меди, мышьяка и свинца. Периферический очаг кальдеры Узон, даже без учета выноса микрокомпонентов синкальдерными образованиями и газами, не может компенсировать дефицита мышьяка и бора, вынесенных водами гидротермальной системы за 10 000 лет. Если же предположить, что гидротермальная деятельность здесь предшествовала кальдерообразованию (наличие метасоматитов в синкальдерных отложениях говорит в пользу этого), т. е. общая продолжительность ее составляет несколько сот тысяч лет, то в этом случае в число дефицитных по отношению к периферическому очагу элементов попадут, кроме упомянутых выше, сурьма, серебро, ртуть, а содержания остальных в веществе очага станут весьма низкими.

Предполагаемое многими исследователями обогащение гидротермальных растворов микрокомпонентами за счет мобилизации их из вмещающих гидротермы пород представляется маловероятным, поскольку для наиболее широко развитых пропилитизированных пород в районах гидротермальной деятельности значительный вынос микрокомпонентов не характерен, а метасоматиты формации вторичных кварцитов имеют, как правило, незначительные масштабы проявления.

Таким образом, анатектоидное плавление субстрата и мобилизация микрокомпонентов коры не могут обеспечить наблюдаемый расход в современных гидротермальных системах многих элементов. Вероятно, промежуточные периферические очаги и субстрат, за счет которого они образованы, не определяют рудоносности верхнего структурного этажа. Нужно отметить, что в таком же положении находятся и очаги типа конрадовских.

Можно сделать вывод в связи с этим, что металлогеническая специализация этапов тектоно-магматического цикла вообще определяется потенциалом нижней коры или скорее всего мантии.

Более того, проявление столь большого сходства рудных месторождений между собой, как это наблюдается в действительности, становится крайне удивительным при воздействии большого числа возможных сочетаний сложных факторов их образования, если не предполагать единства источника металлов и самых общих закономерностей, управляющих образованием их концентраций практически во все геологические эпохи истории Земли.

Повторяемость одних и тех же типов руд в различных районах Земли и в различные этапы ее геологической (тектоно-магматической) истории свидетельствует не об однородности распределения металлов в земной коре, как предполагал Ф. Тернер (1955 г.), а о повторяющейся направленной смене геодинамических состояний в развитии разновозрастных складчатых областей. Именно эта смена определяет и направленное изменение термодинамических условий рудообразования при едином глубинном источнике металлов.

Различия в планах и масштабах тектоно-магматических структур, которые, как обычно полагают, доминируют с увеличением глубины в отдельно взятом орогеническом поясе, обнаруживаются, как пишет У. Столл (Stoll, 1964), в условиях неодинакового эрозионного вреза, вскрывающего различные все более древние орогенические пояса: третичный, ларамийский, апшалачский и т. д. вплоть до позднего и раннего докембрия. Таким образом, указанные различия в структурах, так же как и в составе, являются функцией возраста тектоно-магматического процесса. Как правильно отмечает У. Столл, этот тип зональности (У. Столл неудачно называет ее глубинной) проявляется в гораздо больших масштабах, чем та зональность в распределении металлов, которую наблюдают во многих рудных полях и районах. Нужно заметить, однако, что принципиальной разницы между зональностью и ритмом месторождения, рудного поля, рудного района и рудного пояса, вообще говоря, нет. Во всех случаях она определяется изменением геодинамических состояний среды и принципами геодинамического соответствия возраста и глубинности в плутонических, вулканических, метаморфических и рудообразующих процессах.

Учитывая приведенные выше материалы, свидетельствующие об изначальной комплексной металлогенической специализации этапов тектоно-магматического развития складчатых областей, мы сможем перейти к изложению исходных предпосылок теоретического прогноза, к научному прогнозу рудоносности вулканогенных формаций.

Глава III

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Исходные предпосылки научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций слагаются из историко-геологических, геодинамических, энергетических, физико-химических и структурно-геоморфологических данных. Рассмотрим последовательно возможные перспективы выбранных направлений.

1. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В отношении крупных геоструктур (подвижных поясов, складчатых областей) и отдельных структурно-формационных зон многократно рассматривались в фундаментальных работах Ю. А. Билибина и его учеников, а также Г. Штилле (1964 г.) и др. Попытка систематизации материала по различным и разновозрастным складчатым областям с целью показать закономерную и однотипную направленность смены вулканогенных формаций и связанного с ними оруденения была предпринята М. М. Василевским (1973), поэтому в настоящем разделе нет необходимости возвращаться к этим материалам. Сопоставимость и повторяемость формаций формационных рядов в различных и разновозрастных складчатых областях, составляющие основу историко-геологических предпосылок,

Рудоносность гомологических вулканогенных формаций

Вулканогенные формации	Допалеозойские складчатые области	Каледониды Северного Казахстана	Герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая обл.	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	
				Охотская ветвь	Беринговская ветвь
Посторогенные формации наложенных вулканических поясов (андезито-липаритовые)	Pt ₃	D ₁₋₂	C ₂₋₃	Cr ₂ d	Pg-N
Позднеорогенные формации (базальт-андезит-дацит-липаритовые)	Pt ₂	O ₃ -S ₁	C ₁ V _{3-n}	Cr ₂ cm-t	Cr ₂ d
Орогенные формации островных дуг (андезито-дацитовые)	Pt ₁	O ₁	C ₁ t _{2-v1}	Cr ₁ al-Cr ₂ cm	Cr ₂ cm-t
Раннеорогенные андезитовые формации	A-Pt ₁	Cm ₃ -O ₁	D ₃ fm-C ₁ t ₁	Cr ₁ ap-al	Cr ₁ al-Cr ₂ cm
Доорогенные геосинклинальные формации	A	Cm ₁₋₂	O ₃ -S ₁	J ₃ -Cr ₁	Cr ₁ ap-al

показаны в таблицах 3 и 4. Представляется более важным обратить внимание на те новые аспекты металлогенического анализа и районирования, которые получают развитие в настоящее время. Одним из таких направлений является учение о долгоживущих направленно и необратимо развивающихся магматических и металлогенических центрах, составляющих в своей сумме линейные геоструктуры более крупных рангов. Особенно важно показать при этом закономерность эволюции таких центров от плутонических ассоциаций ранних этапов их развития к собственно вулканическим (экструзивным) формациям, завершающим их развитие, и соответственно от глубинного рудообразования к поверхностным гидротермальным процессам, когда индикаторами таких центров становятся современные вулканы и гидротермальные системы.

Известные принципы металлогенического анализа складчатых областей, разработанные Ю. А. Билибиным (1955) и его школой, содержат в своей основе историко-эволюционный подход к пониманию тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных зон. В ходе металлогенических исследований для уровня складчатых областей накоплен и обобщен огромный фактический материал. Установленные Ю. А. Билибиным и его последователями эмпирические закономерности отражают объективные законы развития крупных планетарных структур.

Тем не менее опыт работ в регионах, где современные тектонические, магматические, метаморфические и металлогенические процессы наблюдаются в их взаимосвязи, показывающей закономерную связь их проявления со всей геологической историей, позволяет утверждать, что в настоящий период исследований, опираясь на опыт прошлого, уже можно предложить новые принципы металлогенического анализа и районирования. Они не только опираются на новый уровень наших эмпирических знаний, но и закономерно вытекают из современного состояния теории.

Т а б л и ц а 3

разновозрастных подвижных поясов

Восточные Карпаты	Суббалканско-Среднегорская вулканогенная зона	Кордильеры Северной Америки	Япония	Камчатка	Рудоносность
N_2	N_2	N_2	$N_1^3 - N_2$	$N_1^3 - N_2$	Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sn, W, Mo
N_1	N	N_1^2	N_1^2	N_1^2	S
Pg	Pg	N_1^1	N_1^1	N_1^1	Hg
$Cr_2 - Pg$	$Cr_2 - Pg$	$Cr_2 - Pg$	$Cr_2 - Pg$	$Cr_2 - Pg$	Au—Ag
					Pb, Zn
					Au—Ag
					Pb—Zn
					Cu
					Cu, Mo, Cr
					Au

Вулканогенные формации	Шигунский	Кроноцкий	Усть-Камчатский	Озерновский	Карамско-Семьячинский	Узон-Гейзерный	Кизименский	Кошелево-Паужетский	Мутновско-Асаинский	Вилоинско-Парагунский
Q ₁	—	—	—	—	—	—	—	S	—	—
N ₁ ³ -N ₂	—	—	—	—	—	—	S	—	—	—
N ₁ ²	—	—	—	—	—	—	Ag	—	Pb Zn Ag	Ag
N ₁ ¹	—	—	—	—	—	—	—	Pb Zn Ag	—	—
Cr ₂ -Pg	Cu Ni	Cu Ni	Cu	Cu Ni	—	—	Cu	—	—	—

Говоря о таких регионах, мы прежде всего имеем в виду складчатые области завершеного развития с современными проявлениями вулканизма и гидротермальной деятельности (Камчатка и Курильские острова, Япония), наиболее исследованные под новым углом зрения. Те же новые принципы могут быть проиллюстрированы материалами по геотермальным и рудным районам США, Новой Зеландии, а также районам недавнего вулканизма, таким, как Трансильвания, Восточные Карпаты, Закарпатье и некоторые другие. При анализе материалов по Камчатке и Японии в первую очередь устанавливается, что современные вулканы своим зарождением и развитием завершают длительно и направленно протекавший процесс тектоно-магматической активности, начавшийся в ряде случаев еще при заложении Охотско-Ниппонской геосинклинали.

При этом отдельные вулканы, а чаще их пространственные группы — гнезда размещаются в пределах достаточно четко очерчиваемых центров более древней тектоно-магматической и металлогенической активности. Геометрия этих центров меняется с возрастом, т. е. вглубь по ординате времени в направлении увеличения площади, захваченной этой активностью. С другой стороны, ряд центров современной вулканической активности не имеет непрерывной геологической предьстории. Такие центры, в отличие от долгоживущих, с непрерывным развитием, мы называем контрастными. И, наконец, выделяются вулканические и металлогенические центры (инициальные) не испытавшие дальнейшего развития и консолидированные на геосинклинальной стадии эволюции вулканизма.

Рассмотрим примеры таких различных геолого-генетических типов долгоживущих центров магматической и металлогенической активности на примере этих районов и покажем принципиальные следствия такого дифференцирован-

рудных центров Камчатки

Авачинско-Напачевский	Шаромский	Игинско-Кирганский	Алтейско-Козыревский	Дранкин-ский	Тымлатский	Ичитин-Упнейваим-ский	Пылгинский	Апушко-Па-хачинский	Ключевской	Малогойва-ямский
S	—	S	S	S	—	—	—	—	S	—
—	Hg	—	S, Hg	—	S	Hg	Hg	—	—	S Cu
Ag	—	Ag	Ag	Ag	Ag	—	Hg Ag	—	—	—
Pb—Zn	—	Pb, Mo Zn Cu	Zn Pb	Zn Pb	Ag	—	—	—	—	—
—	Cu Ni	Cu	—	—	—	—	—	—	—	—

ного по центрам анализа для понимания металлогении и путей металлогенического районирования.

На Камчатке и в юго-западной части Корякского нагорья выделяются, например, 23 вулканогенно-рудных центра магматической и металлогенической активности (рис. 16, 17).

Центры *Шипунский*, *Кроноцкий*, *Усть-Камчатский* и *Пылгинский* относятся к инициальным центрам геосинклинального типа, не получившим дальнейшего развития в орогеническую стадию эволюции складчатой области. Не ставя перед собою задачи детальной характеристики их металлогении, укажем лишь на характерные для них медно-никелевые и хромитовые рудопроявления. Отмечается слабо изученная минерализация, связанная, возможно, с габбро-плагиогранитными комплексами. Сурьмяно-ртутная минерализация носит наложенный характер и датируется поздним миоценом.

Центры *Озерновский*, *Карымско-Семячинский*, *Узон-Гейзерный*, *Кизименский*, *Ключевской*, *Шевелучский* относятся к типу контрастных. Здесь фундаментом для современных вулканических аппаратов служат раннегеосинклинальные (верхний мел—палеоген) вулканогенно-осадочные формации, содержащие синхронные базит-гипербазитовые интрузии. Контрастность металлогении таких центров состоит в сочетании типично геосинклинальных рудопроявлений меди (колчеданного типа) с почти полным набором металлов всего орогенического цикла в продуктах современной фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности. Для термальных вод Узон-Гейзерного центра, как это уже давно установлено, характерны Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb, Hg, S, Ni и другие металлы.

Можно прибавить к этому данные о сухих остатках конденсатов вулканических центров подобного типа (см. с. 54—56). Например, в Новой

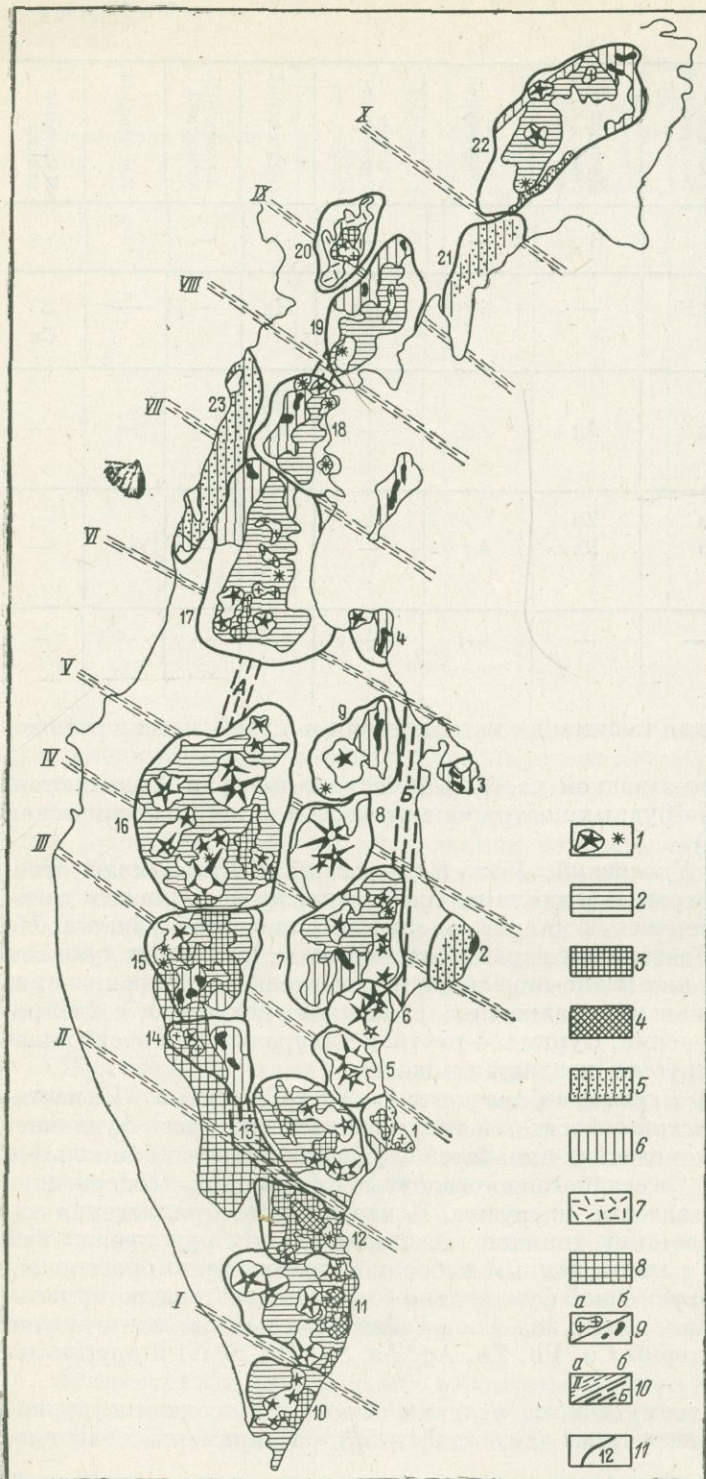


Рис. 16. Схема размещения магматических центров Камчатки:

1 — крупнейшие вулканические постройки и вулканы четвертичного возраста; 2 — вулканические образования верхнего

структурного яруса, $N_1^3 - N_2$; 3 — вулканогенные образования верхов среднего структурного яруса, $N_1^2 - N_1^3$; 4 — вулканогенные образования низов среднего структурного яруса, $Pg_3 - N_1^1$; 5 — вулканогенные

образования нижнего структурного яруса, $St_2 - Pg$; 6 — вулканогенно-терригенные образования верхов нижнего структурного яруса, Pg ; 7 — существенно кислые вулканогенные формации Охотско-Чукотской

структурно-формационной зоны, Pg_3 ; 8 — кристаллический фундамент; 9 — интрузии: а — миоценовые, б — мел-палеогеновые; 10 — региональные зоны тектонических нарушений: а — по

гравимангнитным данным: I — Асачинская, II — Соболевско-Петропавловская, III — Сопочно-Жупановская, IV — Уткилон-Кроноцкая, V — Тигильско-Ключевская, VI — Паланско-Командорская, VII — Тайгонос-Карагинская, VIII — Ребро-Анапкинская, IX — Маметченско-Тиличикская, X — Олюторская; б — по гравиметрическим данным: А — Центрально-Камчатская, Б — Восточно-Камчатская; 11 — границы долгоживущих магматических центров

(цифры на схеме): 1 — Шипунский, 2 — Кроноцкий, 3 — Усть-Камчатский, 4 — Озерновский, 5 — Карымско-Семячинский, 6 — Узон-Гейзерный, 7 — Кизименский, 8 — Ключевской, 9 — Швелучский, 10 — Копелевско-Паунжетский, 11 — Мутновско-Асачинский, 12 — Вилучинско-Паратунский, 13 — Авачинско-Нальчевский, 14 — Шаромский, 15 — Ичинско-Киргаринский, 16 — Алнейско-Козыревский, 17 — Дранкинский, 18 — Тымлатский, 19 — Малейвайямский, 20 — Ичигин-Унжайвайямский, 21 — Пылгинский, 22 — Алуко-Шахачинский, 23 — Кинкильский

1 — Шипунский, 2 — Кроноцкий, 3 — Усть-Камчатский, 4 — Озерновский, 5 — Карымско-Семячинский, 6 — Узон-Гейзерный, 7 — Кизименский, 8 — Ключевской, 9 — Швелучский, 10 — Копелевско-Паунжетский, 11 — Мутновско-Асачинский, 12 — Вилучинско-Паратунский, 13 — Авачинско-Нальчевский, 14 — Шаромский, 15 — Ичинско-Киргаринский, 16 — Алнейско-Козыревский, 17 — Дранкинский, 18 — Тымлатский, 19 — Малейвайямский, 20 — Ичигин-Унжайвайямский, 21 — Пылгинский, 22 — Алуко-Шахачинский, 23 — Кинкильский

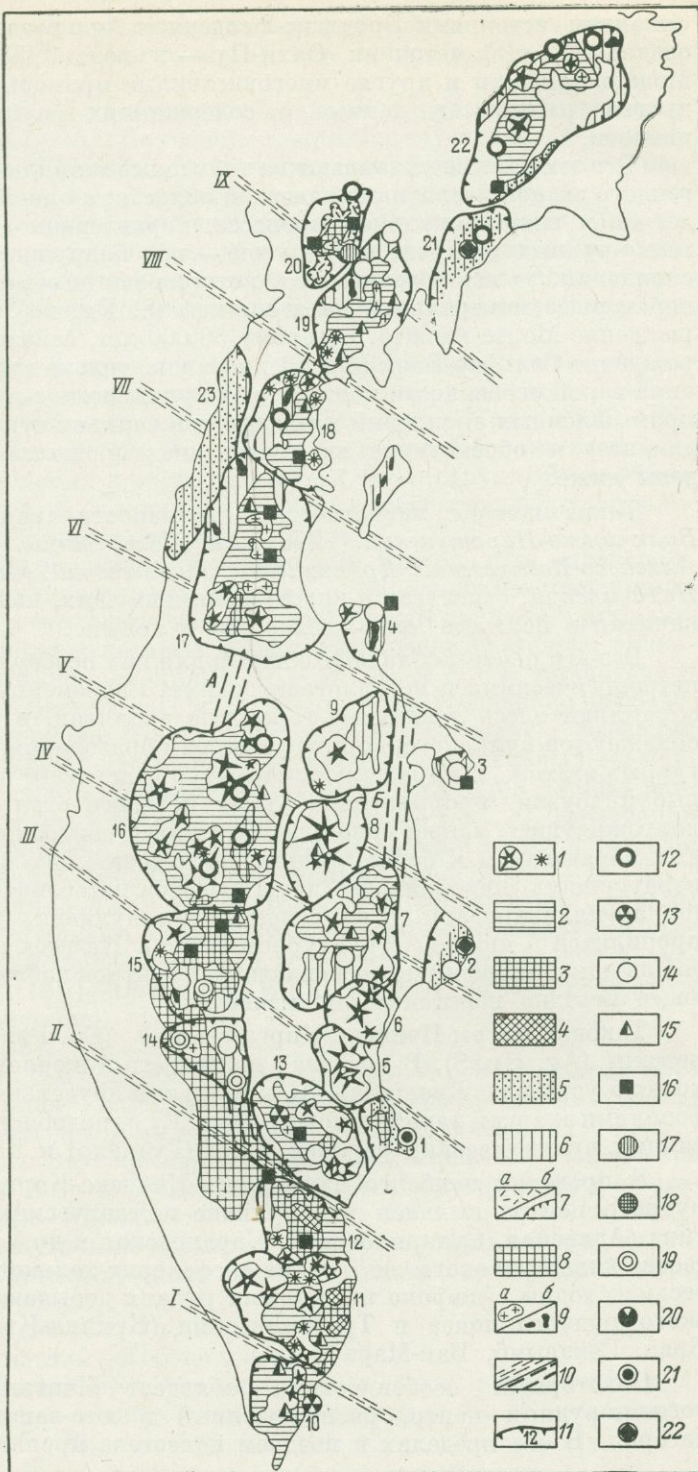
1 — Шипунский, 2 — Кроноцкий, 3 — Усть-Камчатский, 4 — Озерновский, 5 — Карымско-Семячинский, 6 — Узон-Гейзерный, 7 — Кизименский, 8 — Ключевской, 9 — Швелучский, 10 — Копелевско-Паунжетский, 11 — Мутновско-Асачинский, 12 — Вилучинско-Паратунский, 13 — Авачинско-Нальчевский, 14 — Шаромский, 15 — Ичинско-Киргаринский, 16 — Алнейско-Козыревский, 17 — Дранкинский, 18 — Тымлатский, 19 — Малейвайямский, 20 — Ичигин-Унжайвайямский, 21 — Пылгинский, 22 — Алуко-Шахачинский, 23 — Кинкильский

1 — Шипунский, 2 — Кроноцкий, 3 — Усть-Камчатский, 4 — Озерновский, 5 — Карымско-Семячинский, 6 — Узон-Гейзерный, 7 — Кизименский, 8 — Ключевской, 9 — Швелучский, 10 — Копелевско-Паунжетский, 11 — Мутновско-Асачинский, 12 — Вилучинско-Паратунский, 13 — Авачинско-Нальчевский, 14 — Шаромский, 15 — Ичинско-Киргаринский, 16 — Алнейско-Козыревский, 17 — Дранкинский, 18 — Тымлатский, 19 — Малейвайямский, 20 — Ичигин-Унжайвайямский, 21 — Пылгинский, 22 — Алуко-Шахачинский, 23 — Кинкильский

1 — Шипунский, 2 — Кроноцкий, 3 — Усть-Камчатский, 4 — Озерновский, 5 — Карымско-Семячинский, 6 — Узон-Гейзерный, 7 — Кизименский, 8 — Ключевской, 9 — Швелучский, 10 — Копелевско-Паунжетский, 11 — Мутновско-Асачинский, 12 — Вилучинско-Паратунский, 13 — Авачинско-Нальчевский, 14 — Шаромский, 15 — Ичинско-Киргаринский, 16 — Алнейско-Козыревский, 17 — Дранкинский, 18 — Тымлатский, 19 — Малейвайямский, 20 — Ичигин-Унжайвайямский, 21 — Пылгинский, 22 — Алуко-Шахачинский, 23 — Кинкильский

Рис. 17. Вулканогенно-рудные центры Камчатки:

1— четвертичные вулканические постройки; 2 — области проявления позднепалеогеновой рудной минерализации; 3 — области проявления рудной минерализации в верхах среднего структурного яруса; 4 — области проявления рудной минерализации в низах среднего структурного яруса; 5 — области проявления рудной минерализации нижнего структурного яруса; 6 — области проявления рудной минерализации в верхах нижнего структурного яруса; 7 — области проявления рудной минерализации в существенно кислых вулканогенных формациях Охотско-Чукотской структурно-формационной зоны; 8 — кристаллический фундамент; 9 — интрузии: а — миоценовые; б — мел-палеогеновые; 10 — зоны тектонических нарушений (по геофизическим данным); 11 — границы долгоживущих вулканогенно-рудных центров (цифры на схеме, см. рис. 16); рудопроявления: 12 — ртуть, 13 — свинец + цинк, 14 — медь, 15 — сера, 16 — серебро, 17 — олово, 18 — вольфрам, 19 — медь + молибден, 20 — сурьма, 21 — медь + никель, 22 — хром



Зеландии источники Бродленс-2 содержат Ag в водах 0,0006 г/т, в кремнистом осадке 200 г/т, источник Оахи-Пу — в воде 0,0006 г/т, в осадке 500 г/т. Можно привести и другие многочисленные примеры по тем же металлам для других районов и данные о содержаниях ртути, но в этом нет необходимости.

Все эти данные указывают на то, что все металлы геосинклинального и ортогенного этапов развития складчатой области, с одной стороны, участвуют в эндогенном гидротермальном процессе, характерном для контрастных вулканогенно-рудных центров, а с другой — не обнаруживают здесь промышленных скоплений, за исключением тех, которые могут образовывать самые низкотемпературные минеральные парагенезисы (S, Hg, As). Известное рудное месторождение Монте-Амиата, которому 30 000 лет, сейчас эксплуатируется. Месторождение Сальфар-Банк (Hg, S) имеет уже только теоретический интерес. Причина такой особенности контрастных вулканогенно-рудных центров (отсутствие промышленных скоплений металлов и в верхнем структурном этаже, и в фундаменте) и обоснование критериев их прогнозной оценки будут приведены ниже.

Такие центры магматической активности, как *Мутновско-Асачинский*, *Вилючинско-Паратунский*, *Авачинско-Нальчевский*, *Ичинско-Кирганикский*, *Алнейско-Козыревский*, *Дранкинский*, *Тымлатский*, *Малетойваямский*, *Алукско-Пахачинский*, относятся к классу долгоживущих, непрерывно развивающихся, начиная с позднего мела—палеогена и доныне.

Все эти центры обладают общими для них особенностями — структурными, петрологическими и металлогеническими. Современные вулканы, как правило, обрамляют здесь локальные горстовые поднятия, в которых последовательно обнажаются вулканогенно-интрузивные образования все более древних структурных этажей. В ядрах таких структур чаще всего наблюдаются гипабиссальные интрузии, прорывающие толщи позднего олигоцена—миоцена. В таких долгоживущих, непрерывно развивающихся центрах сверху вниз, или от молодых образований к более древним последовательно увеличивается высокотемпературность минеральных парагенезисов метасоматически измененных пород (от аргиллизированных на современных вулканах до высокотемпературных пропилитов в нижнем структурном этаже). На всех структурных этажах долгоживущих, непрерывно развивающихся центров наблюдается оруденение, имеющее нередко перспективные масштабы.

Таковы центры *Ичинско-Кирганикский* (Cu, Pb, Sn, Ag), *Алнейско-Козыревский* (Ag, Hg, S). В пределах последнего в жерловой части вулкана Чашаконджа установлен новый для Камчатки тип оруденения, представленный сульфосолями энаргит-фаматинитового ряда. Руды подобного типа известны для одноступенчатых вулканических районов Чили (Гуанако) и Югославии (Бор).

В пределах наиболее изученного *Ичинско-Кирганикского* вулканогенно-рудного центра выявлен ряд вулканотектонических структур центрального типа (*Агинская*, *Сухариковская*, *Караковская* и др.). Здесь установлены руды гессит-калаверитового и галенит-сфалерит-халькопиритового типов. Они весьма сходны с широко известными рудами добывающих районов Тихоокеанского рудного пояса и Трансильвании (*Кришл-Крик*, *Гольдфильд*, *Тавау*, *Брад*, *Сэкэримб*, *Бая-Маре* и др.).

Некоторыми особенностями обладает *Ичигин-Уннейваямский* вулканогенно-рудный центр, расположенный в юго-западной части *Корякского нагорья*. В его пределах в позднем палеогене проявился магматизм кислого,

гранитоидного (охотско-чукотского) типа, с которым ассоциирует олово, а в миоцене — вулканизм андезитового (камчатского) типа с серебряным и другими оруденениями.

Особое место в ряду металлогенических вулканогенно-рудных центров Камчатки занимает *Шаромский центр*. По геолого-генетическому признаку он относится к типу контрастных. Действительно, четвертичный вулкан Хангар расположен в поле докембрийского фундамента. В пределах центра развит также позднемиоценовый геосинклинальный комплекс с рудопроявлениями меди. Однако, реакция жесткого кристаллического фундамента на миоценовые движения изучена еще до сих пор слабо и масштабы медно-молибденового и меднопорфирового оруднения типа *соррег порфйру* имеющего, возможно, миоценовый возраст, пока не выяснены.

Весьма перспективными в отношении поисков комплексных полиметаллических руд являются также долгоживущие вулканогенно-рудные центры Южной Камчатки: Авачинско-Налычевский (Ag), Виллючинско-Паратунский (Pb, Zn, Ag), Мутновско-Асачинский (Pb, Zn, Ag) и Кошелевско-Паужетский (Ag, Hg, S). В самое последнее время в образованиях нижнего структурного этажа Мутновско-Асачинского центра обнаружено весьма перспективное рудопоявление Pb и Zn типа Куроко (черные руды) в Японии.

Сводка материалов по современному вулканизму Японии и ее кальдерам, а также данные о палеовулканических районах и минеральных провинциях показала, что здесь очень четко выделяется более 29 вулканогенно-рудных центров, нижний структурный этаж которых представлен последовательно вулканогенными и интрузивными образованиями St_2 —Pg, N_1 и N_2 . В четвертичное время весь этот длительный процесс завершался кальдерообразованием на современных вулканах. Наименование центров приводим по сочетанию названий современных кальдер и рудных месторождений нижних структурных этажей. О четкости общего структурного контроля современных кальдер и рудных районов более древних структурных этажей можно судить по рис. 20. Нумерация кальдер взята с карты вулканов Японии (1972 г.). В Японии выделяются следующие долгоживущие вулканогенно-рудные центры (рис. 18).

I. Ата—Аaira—Кусикино (Au). Присутствуют месторождения сурьмы и серы. В фундаменте неогенового вулканизма развиты редкометалльные граниты. В связи с этим среди миоценовых руд встречаем месторождение олова.

II. Такеноцуи—Тайхо (Au)—Обира (Sn, W). Присутствуют месторождения цинка и свинца типа Куромоно.

III. Абу—Ямагути (Sb).

IV. Каннабе — Икуно (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Hg, Sn, W). В основании формации зеленых туфов в районе Узцу-Симане залегают редкометалльные граниты Тюгоку. Руды Sn и W наблюдаются и в миоценовых месторождениях.

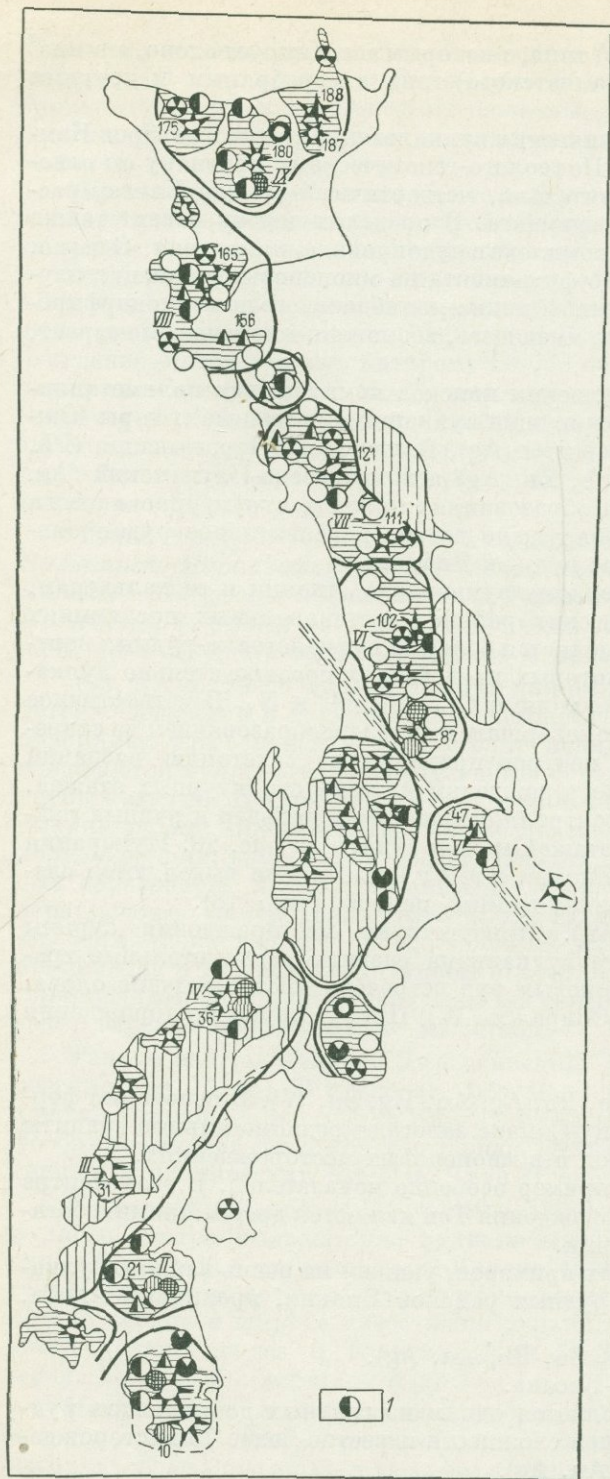
V. Хаконе — Тои (Au). Этот пример особенно показателен. В этом центре расположен вулкан Фудзи. А месторождения Тои являются древнейшими и богатейшими месторождениями Японии.

Опуская серию промежуточных примеров, укажем на очень важные вулканогенно-рудные центры главных рудных районов Японии, провинций Акита, Ниигата. Таковыми являются:

VI. Сукай—Азама—Асио (Cu, Zn, Pb, Au, Ag).

VII. Оникобе—Хачимантай—Косака.

Рудная провинция Косака является одним из главных добывающих рудных районов Японии. Здесь в общей сложности известно более 79 месторождений типа Куромоно (Cu, Zn, Pb, Au, Ag).



VIII. Комагадаке—Шикоцу—Ягумо (Cu, Zn, Pb, S), Кунитоми (Pb, Zn, Cu, Au, Ag).

IX. Последним из крупных вулканогенно-рудных центров покажем так называемый цирк Дайсецу. Здесь кальдеры Нумадаке — Дайсецу — Акан — Кучаро контролируют рудные миоценовые округа с месторождениями Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Hg, S: Кономаи (Au, Ag); Итомука (Hg), Тайхо (Au, Ag), и многочисленные месторождения типа Куромоно.

Мы привели здесь данные о вулканогенно-рудных металлогенических центрах в Японии в дополнение к Камчатским материалам с тем, чтобы показать, насколько общими являются коррелятивные связи между современными вулканами и долгоживущими магматическими и металлогеническими центрами. Вторым следствием такого сопоставления является вывод о совершенно недостаточной изученности камчатских центров, ибо весь опыт Японии свидетельствует о возможности открытия на Камчатке не менее ценных и столь же многочисленных промышленных рудных объектов. Напомним, что долгоживущими вулканогенно-рудными центрами являются в Трансильвании «золотой четырехугольник», район Бая-Маре (Восточные Карпаты), несколько центров наблюдается в Закар-

Рис. 18. Вулканогенно-рудные центры Японии:

I: 10 — Ата, 11 — Аaira; II: 21 — Таке-ноцуи; III: 31 — Абу; IV: 36 — Каннабе; V: 47 — Хаконе; VI: 87 — Сукаи, 102 — Азама; VII: 111 — Оникобе, 121 — Хачимантай; VIII: 156 — Комагадаке, 165 — Шикоцу; IX: 175 — Нумадаке, 180 — Дайсецу, 187 — Акан, 188 — Кучаро. Условные обозначения см. на рис. 17. (1 — проявления золота)

пате (Береговский, Вышковский). Долгоживущим вулканогенно-рудным центром является и Комшток-Стимбуот-Спрингс в Неваде (США) и многие другие. Не случайно в таких древних вулканогенных геоструктурах, как Урал, Казахстан, и молодых, каким является Охотско-Чукотский пояс, металлогеническое и структурно-формационное районирование линейных структур приводит к выявлению в их пределах кольцевых структур (вулканоструктур) различного генезиса и масштабов (С. Н. Иванов, Б. С. Зейлик, Л. Н. Шарпенко, В. Ф. Белый и др.).

Каковы же закономерности размещения долгоживущих наиболее перспективных вулканогенно-рудных центров в пространстве? Для ответа на этот вопрос всегда всего проанализируем тектоно-магматическую схему их размещения на Камчатке (см. рис. 16).

Можно видеть, что если вулканы или их группы размещаются часто на диагональных швах, фиксируемых магнитометрическими и гравиметрическими методами, то сами долгоживущие центры размещаются в блоках, ограничиваемых этими диагональными швами. Так, например, Кошелевско-Паужетский центр отделяется от Мутновско-Асачинского и Вилючинско-Паратунского Асачинским швом. Соболевско-Петропавловский шов, ограничивая с севера центры Южной Камчатки, одновременно является южной границей развития Асачинско-Нальчевского и Шаромского центров. Сопочно-Жупановский шов контролирует размещение вулканов Карымского, Семячик и Ичинского. Одноименные центры располагаются вдоль его простираания.

Крупнейшие центры Алнейско-Козыревский, Кизименский, Узон-Гейзерный, Ключевской размещаются в блоке между Сопочно-Жупановским и Тигильско-Ключевским швами. В осевой части этого диагонального блока проходит Утилон-Кроноцкий шов. Далее на север структурный план размещения центров не меняется. Между Тигильско-Ключевским и Паланско-Командорским швами расположен Шевелучский центр, между Паланско-Командорскими и Тайгонос-Карагинским — Дранкинский, между Тайгонос-Карагинским и Ребро-Анапкиным — Тымлатский, между Ребро-Анапкиным и Маметченско-Тиличским — Малетойваямский и т. д. В то же время на тех же диагональных швах размещаются современные вулканические постройки. Центры инициального геосинклинального типа слагают блоки между диагональными швами.

Намечаются, таким образом, два класса диагональных швов, пока еще не дифференцируемых по геофизическим данным. Одни из них, ограничивающие блоки, в которых размещаются долгоживущие центры, являются более древними, соответствующими по возрасту самим центрам, другие, осевые — более молодые. Они имеют возраст размещающихся на них вулканов. Почему в таком случае одни вулканы являются индикаторами перспективных вулканогенно-рудных центров, нижние структурные этажи которых вмещают рудные месторождения, а другие ими не являются? Ответ на это мы находим при рассмотрении истории активности линейных камчатских структур, фиксируемых зонами гравитационных минимумов. На рис. 16 их видно две. Одна из них, расположенная восточнее Восточной вулканической зоны Камчатки, представляющей собой цепочку контрастных вулканических центров, закончила свою активность в верхнем мелу — палеогене. В орогенический период здесь формируется только вулканогенный флиш.

Центрально-Камчатская зона проявляет активность на всех этапах тектоно-магматического развития. Активность эта проявляется дифференцированно, по блокам, ограниченными диагональными швами. Она проявляется также несинхронно, ибо полнота разрезов различных центров неодинакова. Уже

в четвертичное время Центрально-Камчатская зона и диагональные швы контролируют размещение вулканов, обрамляющих или «насаженных» на долгоживущие центры магматической и металлогенической активности.

В чем же причина столь неодинаковой металлогенической ценности контрастных и долгоживущих центров, контролируемых внешне однотипными тектоническими структурами? Ответ вытекает из самой геодинамики их развития, определяющей эволюцию постмагматической, в том числе рудной деятельности. В ходе тектоно-магматической эволюции долгоживущих магматических и металлогенических центров на каждом из этапов этого развития наблюдается последовательная и направленная смена геодинамических состояний в блоках земной коры, определяющая геодинамическое соответствие продуктов интрузивных, метасоматических и рудных процессов (Василевский, 1973). В ходе непрерывного развития последовательно создаются термодинамические условия для образования и устойчивости минеральных парагенезисов руд, соответствующих данным условиям.

При формировании контрастных вулканогенно-рудных центров, заложенных на консолидированном основании, таких условий для накопления рудных компонентов не создается. Устойчивыми в условиях низких давлений, обусловленных открытостью системы, являются только самые низкотемпературные руды (Hg, S). Крупные скопления, как указывалось ранее, редки.

В заключение подведем некоторые итоги проведенного анализа, которые сводятся к следующему.

1. Историко-эволюционный принцип металлогенического анализа, разработанный Ю. А. Билибиным и его школой и основанный на закономерностях направленного тектоно-магматического развития подвижных областей, находит очень четкое обоснование на примере геоструктур самого различного масштаба.

2. При перенесении общих закономерностей на локальные структуры следует учитывать дифференцированное их развитие по простиранию, при котором в пределах одной структурно-формационной зоны отдельные центры-блоки развиваются асинхронно.

3. Наиболее полно общие закономерности тектоно-магматического и металлогенического развития проявляются в долгоживущих, устойчиво, непрерывно и направленно развивающихся центрах магматической и металлогенической активности.

4. Такие центры наиболее перспективны в отношении обнаружения промышленных скоплений руд на всех этапах тектоно-магматического цикла.

5. Анализ изменения состава оруденения и форм его проявления от этапа к этапу развития долгоживущего вулканогенно-рудного центра показывает следующую важную особенность: противопоставление вулканогенных месторождений плутогенным, по существу, не имеет под собой оснований, поскольку характер (модель) связей интрузивного, метаморфического и рудного процесса остается на каждом этапе одинаковым. Меняются лишь форма и масштабы проявления этих процессов.

В ходе направленного тектоно-магматического развития вулканогенно-рудного центра от нижнего структурного этажа к верхнему (вулкану) сокращаются площади магматической активности, меняются абиссальность и размеры интрузивных образований (последние на вулканах представлены уже экструзиями), падает температура устойчивых парагенезисов метасоматитов и руд. Общая тенденция в отношении металлов на верхнем структурном этаже и отдельных вулканах — это тенденция к рассеянию.

Вулканы служат индикаторами центров магматической и металлогенической активности, но выносимые ими и связанными с ними термальными водами рудные компоненты лишь в том случае могут быть поисковыми признаками на рудные центры и узлы, если это — вулканы, завершающие длительное устойчиво направленное тектоно-магматическое развитие активных участков вулканогенных структурно-формационных зон.

Геодинамические предпосылки научного прогноза направленно развивающегося эндогенного процесса проявляются в явлениях самого различного масштаба и разной природы (формы проявления). Реализуются они через направленную смену определенных геодинамических состояний, например, разрыв в глубине Земли, который называют очагом землетрясения, затем превращается в разлом на поверхности.

Фактор геодинамического состояния, по Ж. Кулону (1975 г.), проявляется в том, что землетрясения, или «разрывы в глубине Земли» полностью исчезают на глубине 720 км. Характер напряженности на этих глубинах исключает возможность образования разрывов. Так как вещество на глубине 720 км древнее геоболочек, геодинамическое состояние является функцией геологического возраста. С этим принципом мы встретимся еще не раз.

Соответствие это проявляется еще и в том, что землетрясения, соответствующие областям древней складчатости, могут быть частыми, но очень слабыми. Очевидно, в данном случае консолидированность среды (в областях древней складчатости) прямо влияет на малую глубину заложения разрывов. Подобная специфика характерна и для металлогении жестких срединных массивов, для которых в период их активизации свойственны малоглубинные (эпитермальные) структуры и месторождения.

Другой общей стороной при геодинамическом подходе к анализу направленности развития геоструктур является соответствие размеров структур, глубины и времени их заложения. Например, при протяженности сдвигов на сотни километров (Сан-Андреас) изучение поверхности смещений по разлому позволяет сделать заключение о перемещении блоков на несколько сот километров, начиная с мелового периода (Ж. Кулон, 1975 г.).

Эту же сторону геодинамического соответствия подчеркивает В. В. Белоусов. Он пишет, что «...для определенных структур между размером и возрастом существуют соотношения, хотя и довольно сложные... По размеру впадин можно судить о глубине процессов, на которой они генерируются, потому что существует определенная зависимость между размерами впадин и глубиной процессов их формирования» (В. В. Белоусов, 1970 г., с. 91).

Наиболее молодые, современные геоструктуры с тектонической (сейсмической) активностью — срединные океанические хребты. Все известные здесь землетрясения — поверхностные. Наблюдается, таким образом, своеобразная конвергенция признаков малой глубинности: в зонах активизации областей древней складчатости и в молодых геоструктурах.

Отражением влияния геодинамического состояния среды, в которой реализуется эндогенный процесс, является и тот факт, что океанические сейсмические зоны становятся рассеянными, как только они переходят на материк, где имеется множество нарушений. Следует указать, что уже в 1933 г. У. Грубенман и П. Ниггли, как позднее В. В. Белоусов и др., вводя понятие дислокационный метаморфизм, отмечали решающую роль геодинамического состояния блока земной коры, в котором реализуются эндогенные процессы энерго- и массопереноса.

Они писали: «Дислокационный метаморфизм нельзя понять без одновременного тектонического исследования части земной оболочки; с другой

стороны, толкования исследователя тектоники, не принимающего во внимание петрографических моментов, не могут быть достаточно точными... Надо считать за правило, что следует по возможности отчетливее разграничивать отдельные процессы и установить их последовательность во времени, но что в общем случае невозможно достичь резких разграничений между ними, так как их не существует. Следует также принимать во внимание, что дислокационные (прибавим к этому гидротермальный метаморфизм и рудообразование) явления представляют длительные (прерывисто-непрерывные, направленные) процессы и... могут быть поняты только в том случае, если мы знаем, как порода (геоблок) вела себя во всех фазах этого геотектонического процесса» (Грубенман, Ниггли, 1933, с. 153).

Отмечая направленность развития геоструктурных областей различного ранга, необходимо помнить, что она является лишь частным проявлением направленного развития оболочек Земли и конкретно земной коры. В этой связи В. И. Смирнов приводит к качеству эпиграфа к главе об истории формирования рудных месторождений слова В. А. Обручева о том, что формирование руд нельзя рассматривать оторванно от проблемы формирования горных пород вообще. Отсюда следует не всегда очевидное и учитываемое геологами-рудниками следствие о том, что земная кора и рудные месторождения в ней суть образования парагенетические. И мощность коры, и насыщенность ее рудными концентрациями есть равноправные функции одного и того же фактора — эндогенного потока вещества и энергии такой инерционной системы, каковой являются ядро-мантийные глубины нашей планеты.

2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Необходимость учета энергетического аспекта вытекает из фактов существования долгоживущих центров магматической и металлогенической деятельности. Наличие долгоживущих магматических и металлогенических центров и необходимость дискретного, нелинейного металлогенического анализа определяются и диктуются действием вертикального инерционного потока энергии и массы. Впервые на эту особенность реализации вертикального потока обратил внимание еще Добрэ в конце XIX в., объясняя вулканические извержения так называемого центрального типа.

Процесс преобразования трещин в систему каналов экспериментально воспроизводился при пропускании вдоль трещин раскаленных газов под давлением. Газы преобразуют узкие трещины в цилиндрические каналы в твердых телах, через которые их пропускают (сталь, стекло, гранит, известняк). При подобном прорыве газов под давлением 2300 кгс/см² отверстие диаметром 1,2 мм в граните было расширено до 11 мм с воронкообразным выходом, материал из которого был выброшен в распыленном состоянии. Образованные таким образом каналы Добрэ назвал диатремами. Напомним, что подобные поверхностные структуры с центральной симметрией являются просто одним из частных случаев более общей проблемы эндогенной породы геоструктур центрального типа, размерность которых, как указывалось, является функцией глубины энергогенерирующего источника. Структурно-геоморфологический анализ таких геоструктур будет приведен в конце этой главы.

Энергетический и динамический аспекты предпосылок научного прогноза направленной смены вулканогенных формаций состоят в изучении масс изверженных продуктов и теплового эффекта (тепловой энергии) извержений, кото-

рые обуславливают накопление формации. Отношение массы изверженных продуктов к определенному отрезку времени дает среднюю скорость накопления формации (скорость послемагматических процессов). Величина среднего темпа тепловой разгрузки недр имеет размерность теплового потока: кал/с.

Г. Н. Ковалев и Ю. Б. Слезин (1974) рассматривают эти явления в приложении к отдельному вулкану в течение ограниченного периода его жизни. Естественно, логическая правомерность подобного энергетического подхода не меняется и при рассмотрении вулканогенных формаций. Переменной величиной при этом является лишь время деятельности направленного потока. О направленности и необратимости процесса накопления вулканогенных формаций и постмагматических процессов свидетельствует диссипация энергии, сопутствующая вулканической (магматической) и послевулканической (послемагматической) активности.

Процесс вулканической и поствулканической активности можно описывать (с позиций термодинамики) как поток. При этом движущие силы процесса выражаются через разность потенциалов потока, а конкретные способы их действия определяются характером проводимости среды, которую мы выше определили как геодинамическое ее состояние.

Поскольку основной эффект вулканизма сводится к выносу на земную поверхность массы разогретого материала, можно представить вулканический процесс как некоторый эффективный тепловой поток. При этом пространственная геометрия тепловых полей и аномалий контролирует размещение парагенезисов как продуктов магматической, так и послемагматической стадии действия этого потока.

Эффективный тепловой поток сохраняет непрерывность, связывая между собой все этапы тектоно-магматического и металлогенического циклов. Это положение далее достаточно убедительно иллюстрируется анализом металлогенической и термической истории развития долгоживущих центров магматической и металлогенической активности.

Характер взаимоотношения вулканизма и тектоники (геодинамики) в глобальном масштабе позволяет считать изначальной причиной магматического и металлогенического процесса потенциал верхней мантии Земли или, возможно, еще более глубоких оболочек планеты. Мерой интенсивности (а не мощности) вулканического процесса является плотность эффективного теплового потока, что зависит от выбора геометрии процесса и временного интервала усреднения, которые, вообще говоря, являются взаимосвязанными.

Легко видеть, что рассматривая энергетический аспект процесса в его динамике, мы пришли к тем же критериям, которые вытекают из историко-геологического, морфоструктурного и геодинамического подходов. Изменение геометрии процесса по фазам тектоно-магматического цикла есть изменение размерности геоструктур центрального типа. Время их заложения и жизни, т. е. временные интервалы усреднения действия потока, действительно взаимосвязаны.

С точки зрения направленности физико-химической эволюции эндогенных процессов и вытекающих из нее теоретических предпосылок прогноза явлений эндогенного метаморфизма и рудообразования огромный интерес представляют новейшие данные о масштабах послевулканической гидротермальной деятельности протогей. Точечным проколам современных фумарольных полей с выносом микрокомпонентов и породообразующих элементов, например FeO и SiO₂, в протогее соответствуют огромные по площади и масштабам выносы тех же компонентов.

Перевод железа из растворимой формы в нерастворимую при окислении в вулканогенно-осадочном процессе приводит к формированию планетарных месторождений железистых кварцитов. Масштабы выноса других металлов на поверхность коры очень велики. Это дает основание для концепции метаморфогенного рудообразования, согласно которой для объяснения формирования рудных месторождений не нужно предполагать глубинный источник, поскольку металлы в достаточных количествах содержатся в коре и нужен только метаморфизм, чтобы переконцентрировать их в месторождения.

В этой связи еще раз необходимо напомнить о парагенетическом характере связи не только руд и горных пород, т. е. месторождений и коры, но и самих рудоносных флюидов. Физико-химические предпосылки этого лежат в области анализа эволюции гидридов металлов, важную роль которых в глубинах земли предполагал еще В. И. Вернадский (1960 г.). Направленное изменение геодинамических состояний и адекватное им геодинамическое соответствие вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессов в рамках макрочронов в общем случае может быть выражено через изменение параметров давления, температуры и плотности потока (P , T и C).

Но если изменения P и T в настоящее время могут быть выведены из существующих динамических и термических моделей Земли, то изменение плотности и состава потока, подразумевающего плотность и состав интрателлурического потока (дискретного в силу пульсационности геологического процесса) требует с излагаемых позиций особого рассмотрения, которое приводит нас, однако, к тем же принципам геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогенных процессов, но уже на уровне формирования геоболочек планеты.

Характерное для интрателлурического потока на уровне мантии доминирование водорода (Вулканы..., 1974) сменяется на границе Мохоровичича увеличением активности кислорода с прохождением окислительных реакций экзотермического характера. За счет окисления силана и других гидридов с образованием эквимолекулярных количеств воды происходит расплавление силикатной массы и возникновение магматического очага. Последующая реакция гидридов с кислородом земной коры усиливает экзотермический эффект на границе Мохоровичича и, по-видимому, является одним из главных факторов, обеспечивающих как региональный тепловой поток, так и аномальные потоки тепла в зонах трансмантийных разломов.

Возраст очагов, существующих на границе Мохоровичича, должен отвечать возрасту начала формирования коры. В зонах долгоживущих планетарных геоструктур: подвижных поясов — магматические очаги на уровне Мохоровичича должны существовать и в настоящее время. Поступление через верхнюю границу очага Мохоровичича потока летучих в более верхние горизонты коры приводит не только к наращиванию коры, но и к ее дифференциации, фиксируемой границей Конрада. Понижение давления при этом сдвигает реакции окисления силанов влево, т. е. ведет к одновременному образованию силикатов и воды, в том числе и рудного флюида, т. е. к последующему парагенезису руд и силикатных пород коры, о чем говорилось выше. Более подробно эти реакции будут рассмотрены в последующих разделах.

Здесь для нас важно показать, что дальнейшая эволюция интрателлурического потока и продуктов его реакций с окружающими породами с закономерной неизбежностью приводит нас к представлениям об эволюции уже эндогенного пара в недрах существующих гидротермальных систем, завершающих развитие долгоживущих магматических и металлогенических поясов и центров.

Тепловые параметры генерирующегося одновременно с расплавом флюида отвечают условиям существования гранитоидного расплава, т. е. между магматическими (литотермальными) и гидротермальными системами в области существования периферических очагов нет резкой границы.

Эволюция эндогенного рудообразующего флюида. Некоторые исследователи, правильно определяя вулканический процесс как физико-химический, понимают его, однако, как процесс перемещения к поверхности с одновременной дегазацией вещества внутренних частей Земли. Это, конечно, не совсем точно: дегазация мантии сама по себе является формой тепло- и массопереноса. Перемещаясь к поверхности планеты по зонам повышенной проницаемости, интрателлурический поток энергии и вещества вызывает магмообразование, сам претерпевая при этом эволюцию формы и состава. В результате физико-химических реакций, протекающих на определенных уровнях, в геоблоках планеты одновременно рождается и газонасыщенная расплавленная силикатная жидкость — первая составляющая вулканического процесса, и эндогенный флюид — его вторая составляющая.

Газонасыщенная магма, попадая в приповерхностные условия, характеризуется меньшими, чем это необходимо для сохранения магмой летучих компонентов, давлениями, действительно, теряет эти летучие. Однако это совсем не вся вторая составляющая, а лишь весьма незначительная ее часть, определяемая пределом растворимости воды в магме. Поэтому сразу же следует подчеркнуть еще раз, что в настоящем разделе речь пойдет не о летучей составляющей магматического расплава, достигающей по объему даже в наиболее насыщенных магмах 1—2% ее объема.

Речь идет о второй составляющей вулканического процесса, сравнимой по энергетической (тепловой) мощности с собственно вулканическими явлениями: извержениями лавы и пирокластических продуктов. Принципиальная разница между отделением летучих от магмы и одновременным совместным образованием магмы и флюида огромна, проявляется во всех гранях эндогенной жизни планеты.

Количество газовой фазы, однако, даже во время извержений достигает огромных величин. Подсчитано, что мексиканский вулкан Парикутин, внезапно возникший на кукурузном поле 20 февраля 1943 г., за 8 лет, т. е. к концу 1951 г., выделил общее количество газов (в пересчете на воду) 39 млн. т, в то время как масса лавы и пепла составила за это же время 3556 млн. т. 39 млн. т летучих и составляют тот 1%, который был растворен в магме и стал неустойчив в ней при ее излиянии на поверхность.

В составе вулканических газов обычно устанавливаются водяной пар, углекислый газ, летучие соединения серы и хлористый водород. Исследования газов, выделяющихся из лавового озера в кратере вулкана Ньярогонго (Заир) показали присутствие углекислого газа (до 87%), в меньших количествах сернистого газа (до 8%), окиси углерода (до 5%), водорода (до 2%). Проведено много подобных исследований собственно вулканических газов, в самых разных точках планеты, в том числе и советскими учеными на действующих вулканах Камчатки и Курильских островов. Эти исследования показали присутствие помимо перечисленных газов еще и CH_4 , NH_3 , HF , SO_2 , SO_3 , V , Br , I .

Считается также, что именно в вулканических газах фумарол некоторых вулканов, например Сёва-Сендзан в Японии, присутствуют такие металлы, как Zn , As , Sn и Ag . Металлы установлены и в газах вулкана Ключеского на Камчатке (As , Cu , Zn , Sn , Pb , Ag). Следует заметить здесь, однако, что отличие собственно вулканических газов от газов поствулканической гидротермальной

стадии, отражающей самую приповерхностную форму интрателлурического потока в его эволюции по мере продвижения к поверхности, пока еще встречает значительные затруднения.

Выявление газов, отделяющихся из магмы, проводится путем изучения законсервированных в застывшей лаве газовых включений. Их основу составляют H_2O (от 80 до 99% в зависимости от состава лав), CO_2 и CO (их больше в базальтах, чем в кислых лавах). Содержание H_2 и N_2 , Cl_2 и F_2 изменчиво. Можно указать, однако, что в глубинных породах мантии (перидотитах), хотя и не изменившихся, встречались пустоты (вакуоли), заполненные водородом, который при вскрытии таких пустот вспыхивал от искр, возникавших при дроблении породы, голубым пламенем. Над поверхностью оз. Халемаумау (Килауэа) наблюдалось горение водорода и других горючих газов с образованием пламени высотой до 4 м.

Однако при исследовании газовых, газовой-жидких и даже расплавных включений в лавах и породах экструзий исследователь не всегда может быть уверен, что он имеет дело именно с магматическими газами. Дело в том что флюиды, образующиеся совместно с магмой, проникают сквозь нее к поверхности в виде потока так называемых сквозьмагматических растворов. Они также могут консервироваться в застывшей магме и давать огромное многообразие газовых, газовой-жидких, расплавных и даже трех- и четырехфазных включений, нередко содержащих рудные минералы. Некоторые из форм таких включений и наличие в них нескольких фазовых состояний вещества сквозьмагматического потока см. на рис. 12, 13.

Все же установлено, что в фазу извержения вместе с газами и в газовой хлоридной форме из базальта, например, улетучиваются Cu , Li , Be , Pb , Sn , Ag , Zn , Co , Ni , Mo , Bi , Ga , Te , Cr , V , Ba , Sr . Концентрация меди в некоторых возгонах увеличивалась в 6 000 раз против ее содержания в базальте.

Нужно прибавить к этому, что значительные количества металлов в виде солей Cl , F , Br и др. сорбируется на поверхности вулканических пепловых частичек. Водные вытяжки из таких пеплов вынесли, например, в бассейн р. Камчатки после извержения вулкана Безымянного в 1956 г. около 20 млн. т легкорастворимых веществ.

Эти очень краткие сведения о химическом составе летучих, отделяющихся во время извержений от магмы, показывают, что, поступая в последующий кругооборот химических элементов в природе, они могут оказать и оказывают (особенно из подводных вулканов) влияние на химический состав вод Мирового океана и его осадков, хотя роль этого процесса многими исследователями, по видимому, переоценивается.

Гораздо более важной, имеющей значение планетарного масштаба, является другая форма вулканического процесса, порожденная одновременно с образованием огненножидких расплавов, равная им по количеству тепла и даже сравнимая по массе вещества. Это вторая составляющая эндогенного процесса тепло- и массопереноса: гидротермальная (в самых верхних оболочках планеты), обусловившая формирование не только гидро- и атмосферы, но и всех минеральных богатств Земли.

Рассмотрим кратко процесс столь же длительный, как и само формирование оболочек планеты, возникаемый одновременно с рождением вещества этих геоболочек — процесс эволюции глубинного флюида, протекающий, как и вулканизм (или шире, магматизм), в тех же зонах и центрах повышенной проницаемости земной коры и являющийся формой тепло- и массопереноса, сравнимой по масштабам с явлениями магматическими. Последние выступают на фоне

этого непрерывного потока флюида как внутривулканические процессы, стимулированные в нижних геоболочках этим же флюидом.

Одной из пространственно-временных форм этого флюида, приповерхностной и современной, являются гидротермальные растворы областей современного вулканизма. Не рассматривая многочисленных классификаций этих растворов и соответственно их источников, во многом до настоящего времени неудовлетворительных, остановимся на трех важных особенностях гидротермального процесса: его металлоносности, мощности и длительности.

Как вулканические газы и эксгаляции, гидротермальные источники выносят из глубин Земли на поверхность и далее в Мировой океан многие металлы. В водах горячего озера (имеющего подземные стоки) вулкана Малый Семьячик установлены (в мг/л): Cu 0,4; Zn 2,2; Pb 10; Ni 3; Co 0,8; Sb 6; Mn 16; Fe 1086. В наиболее хорошо изученных источниках кальдеры Узон и Долины Гейзеров на Камчатке определены повышенные концентрации (в мг/л): As до 40; Zn до 0,4; Cu до 0,1; Sb 0,6; Ag до 0,015; Mo до 0,014; Hg 0,012; Pb 0,05. Нередко в водах устанавливаются повышенные концентрации В, Rb, Cs. В водах Паужетских источников, на базе которых построена первая в СССР геотермальная электростанция, присутствуют в повышенных концентрациях As, Mo, Cu, Zn, W, в лечебных Паратунских водах, тоже на Камчатке, — Ag, As, Mo, Cu, Zn, Pb, W. Из вод многих гидротермальных источников отлагаются рудные минералы As, Hg, Sb, Cu и др.

Следы несколько более древней, чем современная, гидротермальной деятельности определяются в вулканических областях по химическим изменениям вулканических пород, через которые просачивались эти растворы.

В этих породах обнаруживают уже рудные минералы, которые смогли образоваться в приповерхностных условиях давлений и температур. Среди этих рудных минералов установлены киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, галенит, сфалерит, халькопирит, фаматинит, молибденит, самородные серебро и медь.

Отсутствие крупных отложений рудных минералов в областях современного вулканизма вовсе не означает, однако, что количество выносимых металлов недостаточно для образования месторождений, т. е. промышленных объектов.

Большинство металлов образуют устойчивые в растворах соединения, нередко, как, например, золото, металлоорганические, и нужны особые условия, чтобы высадить эти металлы из их естественных растворов. Но это сегодня, в современную эпоху вулканизма, длительность которой вулканологи определяют в 1 млн. лет. А раньше? Отвечая на этот вопрос, напомним, что мы неслучайно определили современные гидротермальные источники и их воды как определенную пространственно-временную форму непрерывно поступающего из недр планеты эндогенного флюида.

Эта форма отвечает современным близповерхностным условиям с низким давлением, при котором жидкая фаза, раствор какого-либо соединения металла, из которого в общем случае происходит отложение рудных минералов при высоких температурах (например, для образования сульфидных руд 200—250° C), неустойчива. Раствор при низком давлении и температуре вскипает и выкипает, образуется газ, рудообразования не происходит. Конденсация же флюида в зонах проницаемости современных вулканических областей и составляющих их телескопических центров, происходит (при падении температуры до 100° C) лишь у поверхности, да и то в поздней стадии жизни гидротермальной системы: при ее остывании.

В этих условиях могут образоваться и образуются, как правило, только самые низкотемпературные минералы: самородная сера, киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, сульфиды железа; из нерудных минералов сульфаты (алунит), опал, различные глинистые минералы. Все эти продукты и наблюдаются на современных сольфатарных полях вулканов, хотя, как уже сказано, промышленные скопления здесь образует, как правило, только самородная сера, да и то в случае благоприятных условий для замещения ею рыхлых прослоев вулканических построек с образованием метасоматических серных залежей.

Нужно заметить, что в подобные термодинамические условия эндогенный флюид попадает в общем случае только на завершающих этапах тектоно-магматического развития вулканических поясов и составляющих их центров, при консолидации орогена. Более ранние этапы тектоно-магматического цикла характеризуются последовательно все большей напряженностью блоков земной коры, в которых протекает эндогенный тепло- и массоперенос, более равномерным распределением напряжений по объему этого блока, меньшей проницаемостью или большей закрытостью в целом системы, в которой действует флюид.

Следствия изменения термодинамических условий вглубь геологического времени и вниз по геологическому разрезу от завершающих этапов тектоно-магматического цикла вулканических геоструктур к средним и ранним многочисленны и важны.

Наиболее важно возникновение возможностей для образования промышленных скоплений рудных минералов — месторождений руд. Большие давления в зонах действия эндогенного флюида обуславливают существование гидротермального раствора при более высоких температурах. Из этих растворов выпадают в осадок уже в больших количествах более высокотемпературные рудные минералы: золото, серебро, их сульфосоли; еще глубже и раньше — сульфиды свинца, цинка и меди, содержащие нередко промышленные примеси золота и серебра, а еще раньше и глубже главной рудой становится медная, нередко с примесью молибдена и других элементов.

В таких вулканических поясах, как Центрально-Камчатский, Курильский, Японский, Урало-Тяньшаньский и многих других, примеры рудных месторождений названных типов и зональности в их пространственно-временном размещении исчисляются многими десятками и даже сотнями. Принципиальные причины такой зональности остаются неизменными.

Важно подчеркнуть общую тенденцию в развитии эндогенного процесса в прерывисто-непрерывной истории тектоно-магматического цикла. Эту тенденцию можно определить как прерывание периодами тектонического покоя стремления этого процесса к поверхности планеты. Если не принимать во внимание отделение от лав, изливающихся на поверхность Земли при извержениях вулканов, собственно вулканических газов, то реализуется это стремление в геологической истории Земли неоднократно, но в каждую геологическую эпоху на сравнимых с современным, гомологичных ему, завершающих этапах тектоно-магматического цикла.

Как это не покажется странным геологу-руднику, особенно вулканологу, которому в большой мере свойственно актуалистическое геологическое мышление и перенесение наблюдаемых им явлений в современных гидротермальных системах (гейзеры-великаны, горячие реки и озера и многое другое) на геологическое прошлое без поправок на время и место действия флюида, на более ранних этапах эти явления не были свойственны поверхности нашей планеты.

Процесс разгрузки гидротермальных систем происходит в это время на большей глубине (и чем древнее процесс, тем глубже), что и обуславливало со-

хранность металлов и формирование рудных месторождений. Налицо, таким образом, своеобразный парадокс. Если геолог видит гидротермальные растворы и современное минералообразование (хотя бы и образование рудных минералов), он наблюдает одновременно процесс рассеяния рудного богатства недр, их вынос в гидросферу планеты.

Однако пространственно-временные особенности эволюции пинрателлурического потока эндогенного флюида при прослеживании их в древнейших вулканических поясах нашей планеты оказываются еще более интересными. Обратимся к истокам геологической или, точнее, вулканической истории Земли. Было время, как справедливо отмечают исследователи, когда никаких океанов на нашей планете не существовало, не существовало даже вместилища, куда могла бы влиться вода. Справедливы и вопросы, которые они себе задают: как образовались впадины океанов и как эти впадины заполнялись водой, откуда взялась эта вода, когда и почему это произошло?

На вопрос о вместилищах и эволюции их форм: глубины и геометрии ученые отвечают исходя из представлений о закономерностях роста коры планеты, ее дифференциации, появлении неоднородностей в зонах проницаемости, последующей консолидации коры и дифференциации тектонических движений. Однако образование алюмосиликатной коры (сиаля)*, вызываемое дегазацией мантии, сопровождалось одновременно и рождением парагенетически связанного с веществом коры эндогенного флюида. Углубление в докоровую астрономическую историю планеты привело бы нас, возможно, к представлениям об изначально гидридной Земле, заложенным выдающимся русским геохимиком В. И. Вернадским. При этом понятие составляющих утратило бы уже смысл, ибо началом всего оказались бы космические «льды»: гидриды кислорода (OH_2), углерода (CH_4), азота (NH_3), кремния (SiH_4) и др.

Однако вернемся к началу геологической истории нашей планеты, начавшейся после того, как она в начале своего планетарного существования (4,5—3,5 млрд. лет назад) прошла стадию гравитационного сжатия и разделения вещества по плотности и запасам потенциальной энергии, а также приобрела более сложную и четкую оболочечную структуру, став из планеты с относительно слабо дифференцированной перисферой (внешней оболочкой) планетой с многослойной мантией и начальной гравитационной корой.

Дегазация мантии сопровождалась выносом на поверхность в течение всей геологической истории при вулканических извержениях (с начала которых и начинается отсчет этой истории) вместе с силикатным расплавом воды, растворимость которой в расплавах колеблется в зависимости от их состава (от 3 до 5%). Однако за счет этой синвулканической воды, как показывают расчеты, за всю геологическую историю Земли могло образоваться не более половины (а вообще гораздо меньше) объема современного океана. Ученые считают поэтому, что гидросфера Земли образовалась как за счет выноса воды магмой (ювенильной воды), так и за счет конденсации водяных паров первичной атмосферы.

Очень образно представляет себе этот процесс формирования первичной гидросферы Земли У. Кроми. По мере того как Солнце срывало с Земли густое покрывало тумана, состоящего из водорода и гелия, Земля, вращаясь с очень большой скоростью, продолжала выбрасывать огромное количество пара и других газов, которые добавлялись к ее первичной газовой оболочке. Так зародилась наша теперешняя атмосфера. Затем пар стухнул, и дожди, равных которым по силе не было ни до, ни после, хлынули на темную бугристую Землю.

* Имеется в виду вторичная вулканическая кора.

Вода хлынула, по У. Кромби, и из вулканов, горячих источников и дымовых трещин.

Если первый образ является не только художественным, но и точным, то второй нужно принимать с большой оговоркой. В виде горячих источников, озер и даже рек вода могла хлынуть из вулканов только, как мы отметили, в завершающие этапы тектоно-магматических циклов истории Земли. Таким образом, Мировой океан пополнялся водой, которая вытекала из глубин не медленно (в течение миллиардов лет), а прерывисто, в конце отдельных тектоно-магматических циклов ее геологической истории.

Возвратимся, однако, к периоду «первых дождей», которые сформировали протоокеан. Лоуренс Дж. Калп измерил содержание воды в метеоритах и нашел, что оно равно 0,5%. Исходя из предположения о том, что метеориты содержат пропорционально своей величине столько же воды, сколько содержала ее изначальная Земля, Л. Дж. Калп рассчитал, что только 6% этой воды было бы достаточно, чтобы наполнить все океаны.

Следовательно, можно думать, что и протоатмосфера имеет также ювенильное (обусловленное дегазацией недр планеты) происхождение. При этом дефицит (в половину объема Мирового океана), который наблюдался бы в том случае, если бы вода выносилась из недр только магмой, указывает на то, что при формировании сиалической коры планеты совместно с образованием силикатного расплава (в парагенезисе с ним) имел место и процесс образования воды и других летучих — второй составляющей вулканического процесса.

Лишь очень небольшая часть выносилась магмой на поверхность Земли в процессе извержений вулканов. Огромное количество этой второй составляющей, эндогенного флюида, являясь тепло- и массоносителем, обуславливало процессы метаморфической дифференциации сиалической коры планеты, рост мощности ее гранитного слоя, образование всех минеральных богатств планеты и совместно с вулканическими газами и водой — последовательное, хотя и прерывистое формирование гидросферы и атмосферы Земли.

Вторая составляющая входила и в состав газов, которые вырывались из недр планеты в протоее и особенно в дейтероее. Взрывы приповерхностных плутонов, вызванные их формированием в парагенезисе с огромным количеством летучих компонентов, приводили к образованию гигантских древнейших «паний». Первые дожди несли на Землю не только воду, но и рудные элементы, неметаллические соединения, устойчивые в высокоминерализованном горячем растворе, какой представлял собой протоокеан.

Правда, в ходе геологической истории Земли доленое участие вулканической воды и флюида в формировании массы Мирового океана направленно менялось. Усиление вулканической деятельности в неогее, а особенно в новейший этап геологической истории, когда изверглось около 2/3 всего объема лав Земли, позволяет говорить о том, что доля вулканической воды в пополнении Мирового океана нарастала экспоненциально, и главная его масса была сформирована в неогее или даже в конце неогее именно за ее счет.

Огромную роль эндогенный флюид играл и в формировании атмосферы нашей планеты. По аналогии с газовыми выделениями современных вулканов и составом тех летучих, которые консервируются магмой при ее кристаллизации в минералах, можно думать, что в протоее и дейтероее в атмосферу приносились пары H_2O , CO_2 , CO , CH_4 и небольшое количество NH_3 , HCl , HF , H_2BO_3 , H_2S , SO_2 .

Свободного кислорода в атмосфере еще не было. В водах океана также резко преобладали кислоты. Это был химически очень агрессивный океан, кото-

рый растворял первичную сушу с переводом в раствор океана Na, K, Ca, Fe и Mn в виде хлоридов, фторидов и боратов этих металлов. Этот же эндогенный флюид, формировавший океан, обусловил и перевод кремнезема в растворимую в водах океана форму.

Очень интересно отметить для понимания в последующем многих особенностей эндогенных процессов рудообразования, что климатические условия в протогее и, видимо, еще в дейтерогее были сверхтропическими. Температура приземных слоев, как считается, могла быть выше 50° C, а в океане еще больше. Земная кора была сильно прогрета; как предполагают, геотермический градиент ее в то время превышал современный в 5—6 раз. Это значит, что те эндогенные процессы, которые протекают сегодня на больших глубинах, могли протекать в протогее и дейтерогее у самой поверхности Земли.

Ко второй половине дейтерогее относится появление древнейших водорослей и бактерий. Это также был один из фактов, имевших важнейшие геологические следствия. С появлением синезеленых водорослей начался активный фотосинтез кислорода, количество которого в древней атмосфере и океане резко возрастает. В связи с окислением CO и CH₄ в CO₂ резко возрастает углекислотность атмосферы. Парциальное давление CO₂ могло достигать 10 кгс/см². Лишь с появлением известьдобывающих организмов и массовым отложением карбонатов происходит резкий сдвиг в солевом составе океанических вод в сторону повышения относительного содержания хлоридов (главным образом Na и Mg).

К началу фанерозоя, когда поверхностный слой океана заселяется фитопланктоном, растут масштабы фотосинтеза и одновременно фоссилизирется (т. е. связывается в карбонатный скелет организмов) углекислый газ атмосферы, в ней происходит накопление кислорода и увеличение доли не участвующего в геохимических процессах инертного азота. Лишь к позднему палеозою природа, стремясь привести планету в термодинамическое равновесие с космической средой, смогла, изменив состав, массу и плотность атмосферы, сделать ее более прозрачной, вновь наладить естественный теплообмен, который был резко затруднен деятельностью интрателлурического потока эндогенного флюида — второй составляющей вулканического процесса жизни планеты.

3. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В аспекте проблем, решаемых настоящей монографией, рациональным является использование структурно-геоморфологического анализа как специального приема получения дополнительной геотектонической информации. Термин «морфоструктура» употребляется далее как синоним внешнего выражения геологической структуры, как отражение ее проекции на плоскость верхнего ограничения литосферы, т. е. на геоморфологическую поверхность. Разнопорядковые и разновозрастные структуры находят отражение на этой поверхности в полигенетических и в различной мере отчетливо выраженных геоморфологических элементах и формах (Герасимов, 1946; Герасимов, Мещеряков, 1962, 1967).

По степени представительности (выраженности) в современном рельефе такие структурно-геоморфологические категории подразделяются на две группы форм: кайнотипные и палеотипные. Заложившиеся или подновленные в неотектоническом этапе (по унаследованному плану) структуры имеют обычно четкую выраженность в ныне наблюдаемом рельефе, поэтому соответствующие

им структурно-геоморфологические таксоны относятся к группе кайнотипных. Древние структуры, нередко усложненные или частично переработанные последующими процессами геотектогенеза, выражены в рельефе значительно хуже. Соответствующие им элементы рельефа относятся к палеотипной группе.

Для наиболее полной расшифровки сложных и многообразных проявлений геологических структур на поверхности литосферы необходим учет не только явных эндогеннообусловленных элементов рельефа, но и форм экзогенного происхождения, пространственное положение которых в конечном счете определяется геоструктурными факторами. Иллюстрацией этого может служить приуроченность эрозионных и экзарационных форм рельефа к тектонически ослабленным зонам; преимущественное развитие аккумулятивного рельефа (озерного, речного, эолового и др.) в районах, испытывающих погружения; повышенная плотность овражно-балочной сети над зонами скрытых разломов фундамента и т. д.

Лучше всего разнородная геоструктурная информация улавливается геоморфологическими линеаментами, под которыми понимаются линейные, закономерно расположенные в пространстве элементы рельефа и ландшафта. В своей совокупности они отражают пространственную позицию геологических и структурных неоднородностей литосферы. Как будет показано далее, схемы геоморфологических линеаментов служат основой и для выделения целого ряда различных долгоживущих структур центрального типа. К структурам центрального типа относится большое количество вулканических, вулканотектонических, тектоно-магматических и собственно тектонических структур.

Типичными их представителями являются сооружения стратовулканов, кальдеры, субвулканические тела, многие батолиты, лакколлиты, бисмалиты, центрально-магматические комплексы, криптоплутонические формы, штоки, трубки взрыва, конические залежи, кольцевые дайки (Свешникова, 1973), разнообразные штамповые складки и другие локальные тектонические структуры (брахиформные, куполовидные). Все эти структуры могут рассматриваться как представители одного большого семейства структур центрального типа, объединенных принципиальной общностью возникновения за счет направленной разрядки энергии из отдельных силовых (энергогенерирующих) центров (Соловьев, 1972, 1973).

Основное внимание при дальнейшем изложении материала уделяется магматогенным структурам, поскольку они в наиболее прямом виде отражают особенности развития внутренних оболочек Земли и являются рудоконтролирующими.

Весьма показательным, что в последнее время все большее внимание уделяется не только магматогенным структурам центрального типа, устанавливаемым непосредственно в процессе геологических исследований, но и изометрическим (купольным и кольцевым) формам, выражающимся в рельефе как неотектонические таксоны и выявляемым при геоморфологических исследованиях. На приуроченность эндогенного оруденения к подобным формам указывал целый ряд авторов: Э. Уиссер (1964), Г. З. Попова (1966 г.), И. Н. Томсон и М. А. Фаворская (1968), И. К. Волчанская (1969) и др.

Для всех представителей этого семейства структур характерны округлые, реже эллиптические очертания в плане и радиально-концентрическое расположение каркасных элементов. Такая конвергентность структурных признаков различных генетических групп рассматриваемых объектов (интрузивных, вулканических и вулканоплутонических) говорит о самой общей причине возникновения структур центрального типа, заключающейся в направленном выско-

бождении энергии из отдельных энергогенерирующих центров, связанных с верхней мантией или поверхностями разделов различных горизонтов земной коры.

Для наших целей представляется существенным единство представлений различных исследователей о структурах центрального типа, как о глубинных образованиях. На большую глубину заложения этих структур, помимо чисто тектонических признаков, указывают и ассоциирующие с ними глубинные магматические породы. Типичные округлые очертания структур и радиально-концентрическое расположение их элементов в плане могут рассматриваться как производные разрядки глубинных напряжений, нередко сопровождающейся мобилизацией и подъемом вещества в верхние части земной коры. Образующиеся при таком направленном перемещении энергии и вещества ослабленные зоны и создают типичный каркас центральных структур. Характерной формой симметрии направленного движения, как известно, является симметрия конуса. Проекция же структуры конуса на поверхность литосферы обуславливает рисунок распределения каркасных элементов.

Таким образом, поиск систем радиально-концентрических линеаментов при структурно-геоморфологическом анализе означает поиск глубинных структур центрального типа, прямо или косвенно отражающихся в рельефе. Иными словами, задача сводится к выявлению по характерному сочетанию геоморфологических линеаментов морфоструктур центрального типа как отражений на поверхности литосферы соответствующих центральных структур различного времени заложения.

Концентры и радиальные составляющие морфоструктур центрального типа трассируют линии максимальных напряжений и внутренних структурных неоднородностей. Общие контуры морфоструктур передают пространственную позицию сфер влияния отдельных энергогенерирующих очагов.

Классификация морфоструктур центрального типа (МСЦТ) предусматривает выделение трех основных групп: купольных, кольцевых и купольно-кольцевых морфоструктур. Они в свою очередь подразделяются на ряд более дробных таксонов, отражающих различную степень напряженности и дифференциации тектонических движений, обуславливающих возникновение рассматриваемых форм. К группе купольных морфоструктур отнесены положительные формы, к группе кольцевых — отрицательные, а к купольно-кольцевым — формы, совмещающие в своем поперечном профиле элементы как купольных, так и кольцевых морфоструктур. Группа морфоструктуры определяется: а) избыточной плотностью магматического тела по отношению к вмещающей породе; б) вертикальными размерами тела.

При отрицательной избыточной плотности и значительных вертикальных размерах (10 км и более) слепым магматическим телам соответствуют купольные МСЦТ. Кольцевые формы наиболее часто встречаются над интрузивными телами с положительной избыточной плотностью и небольшими вертикальными размерами. Наиболее часто они представлены породами гранодиоритового ряда. Купольно-кольцевые формы нередко присущи сложным многофазовым плутонам и участкам литосферы, характеризующимся неоднократной сменой знака движения во времени.

Основные закономерности пространственно-временного развития структуры центрального типа выражаются в следующем.

1. Структура центрального типа, являясь в своем большинстве производными глубинного тектоно-магматического процесса, наиболее отражают направленное высвобождение энергии из отдельных генерирующих очагов, связанных

с верхней мантией или поверхностями разделов различных горизонтов земной коры.

2. Таксономическая дискретность латеральных размеров структур центрального типа (от элементарных с поперечником 1—2 км до мегаструктур с диаметром в тысячи километров), по-видимому, отражает прямую зависимость от глубины размещения возмущающих центров.

3. Структуры центрального типа в своем большинстве характеризуются длительным прерывисто-пульсирующим развитием, определенной гетерохронностью заложения (от докембрия доныне) с прогрессирующим усложнением плана за счет появления наложенных, новообразованных форм.

При картировании морфоструктур центрального типа по отмеченной методике прежде всего обращает на себя внимание изобилие центральных объектов практически на любой исследуемой площади. Таким образом, говорить об исключительности этих форм не приходится. Скорее, наоборот, следует признать их массовость и повсеместность распространения. Соответственно, центральные структуры могут рассматриваться как ведущие формы тектогенеза, а направленная импульсная разрядка глубинной энергии, продуцирующая эти структуры, может считаться одним из основных видов планетарного энергообмена.

Рассматривая общетектоническую позицию структур центрального типа, важно уяснить их взаимоотношение с линейными (дизъюнктивными и складчатыми) формами. По отношению к последним структуры центрального типа выступают как полностью несогласные или как согласно-несогласные, или как конформные образования. Несогласные соотношения с линейными структурами явно доминируют. Однако при этом нужно отметить определенную условность выделения многих линейных структур.

Если рассматривать разнопорядковые центральные группы, то выясняется, что большинство линейных структур, несогласных по отношению к центральным формам, являются составными частями тоже центральных структур, но только более высокого таксономического ранга. Соответственно можно сделать заключение не о преобладающей несогласной позиции двух различных групп тектонических таксонов, а об интерференции разнопорядковых форм в пределах одной группы и сложном соотношении представителей разных групп тектонических объектов.

Структуры центрального типа встречаются во всех основных геотектонических подразделениях, хотя и обладают рядом особенностей в пределах каждого из них.

В древних складчатых областях встречаются все типологические группы структур, обнаруживающие сложное взаимоотношение и частичное наложение одних форм на другие. В молодых геосинклинально-складчатых сооружениях явным преимуществом пользуются разнопорядковые купольные структуры, образующие цепочки интерферирующих форм, вытянутых согласно с простираем складчатых комплексов и продольных региональных дизъюнктивов. Последние нередко являются частями внешних концентров кольцевых мегаструктур, но из-за большого радиуса кривизны воспринимаются как линейные образования.

Намечается некоторая специализация и в отношении генетической принадлежности центральных форм в тех или иных основных геоструктурных областях. На платформах превалируют ортоконфокальные амагматические структуры, реже встречаются магматогенные и криптоплутонические. Для геосинклинальных складчатых областей более типичны вулканогенные, субвулканические и интрузивные формы. Длительность развития и гетерохронность

заложения мегаструктур центрального типа указывают на то, что процесс направленной импульсной разрядки энергии был ведущим не только в докембрии, но остался таковым и во все последующие этапы развития планеты.

Отмечавшаяся многими исследователями (Дубинчик, Путинцев, Соловьев, 1973) прямая связь месторождений с элементарными или простейшими структурами центрального типа вулканического и интрузивного происхождения может быть сформулирована следующим образом.

1. При прочих равных условиях морфоструктуры центрального типа характеризуются повышенной экстенсивностью минерализации по сравнению с фоновыми полями.

2. Накопление рудного вещества происходит по ослабленным зонам концентрических и радиальных элементов морфоструктур.

3. Участки многократной интерференции разнопорядковых морфоструктур центрального типа, трассирующие зоны наивысшей проницаемости, особенно благоприятны для локализации крупных месторождений.

4. Места пересечения глубинных разломов (в том числе и скрытых разломов фундамента) с концентрическими морфоструктурами центрального типа определяют позицию многих крупных месторождений.

5. Весьма перспективны для локализации крупных месторождений площади интерференции разнопорядковых морфоструктур всех трех морфологических групп (купольных, кольцевых и купольно-кольцевых), заложение которых совмещено пространственно, но значительно разорвано во времени.

Мегаструктуры центрального типа и вулканогенные пояса. В связи с общим анализом вулканогенно-рудных поясов представляется важным выяснить их положение в пределах мегаструктур центрального типа — глобальных объектов, непосредственно связанных с очагами глубинного тепло- и массопереноса. Контуры высокопорядковых центральных морфоструктур очерчивают сферы влияния этих энергогенерирующих очагов на поверхности литосферы. Морфоструктурные построения впервые позволили выделить мегаструктуры в виде целостных объектов (замкнутых систем) различного времени заложения, что открывает путь для раскрытия типологических закономерностей проявления магматизма в пределах разновозрастных таксонов и установления тенденций изменения магматических процессов в гетерохронных структурах.

ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЕ ПОЯСА И ЦЕНТРЫ

Геологическая история Земли, если исключить из рассмотрения проблему ее образования как космического тела и время пребывания в состоянии так называемой первичной планеты, — это по существу история формирования и эволюции верхних ее оболочек: базальтовой и гранитной, осадочного чехла, атмосферы и гидросферы. Эти геоболочки формируются в результате протекания эндогенных процессов энерго- и массопереноса, генерируемых внутренними частями планеты (ядром, мантией), обладающей, как принимают геологи, свойствами инерционной системы, т. е. известной устойчивостью своих планетарных механизмов развития. Наиболее ярким отражением энерго- и массопереноса на поверхности Земли являются процессы вулканизма.

Вулканизм проявляется на Земле уже в самые ранние периоды ее геологической истории. Древнейшим вулканическим породам Земли 3,5 млрд. лет.

В условиях маломощной неконсолидированной ранней, или первичной, коры вулканические процессы проявлялись равномерно по всей планете.

Первичная, или гравитационная кора, образованная на астрономической (догеологической) стадии развития первичной планеты, имела, как считается, базальтовый состав. Вулканическая кора является уже вторичной. Ее формирование происходило в зонах повышенной проницаемости Земли, через которые осуществлялся процесс тепло- и массопереноса (дегазация мантии, по А. П. Виноградову, 1963 г.).

Само по себе образование таких зон повышенной проницаемости уже предполагает наличие некоторых вторичных консолидированных блоков земной коры, образование которых в свою очередь связано с первичной неоднородностью в проводимости подкоровых участков планеты — мантии.

По мере роста мощности вторичной коры над областями повышенной проницаемости мантии уже 2—3 млрд. лет назад на планете образовались области ранней консолидации — щиты. Эти щиты формируются уже в протогея (2,1—3,5 млрд. лет назад), за начало которого принимается момент появления первых вулканических и связанных с ними осадочных пород.

В это время рельеф поверхности был еще очень плоским и слабо дифференцированным, что объяснялось накоплением вулканических продуктов деятельности низких щитовых вулканов, широко распространенных на поверхности планеты. Объем океанических вод в течение этого древнейшего мегахрона был еще невелик (около 15—30% современного), суши не существовало или она была очень незначительной по площади, островной, приуроченной к вершинам самых крупных вулканических построек того времени. Это был своеобразный, позднее не повторявшийся океанический этап в истории Земли.

Вулканизм и связанное с ним осадконакопление протекали в плоских, относительно неглубоких бассейнах. Однако уже в это время, особенно во второй половине протогея, вулканизм нередко проявлялся в пределах линейно-вытянутых, относительно узких зон в виде вулканических поясов.

Геология щитов этого раннего периода развития Земли очень сложна для полной реставрации геологических событий на примере какого-либо одного

участка Земли. Сложность усугубляется тем обстоятельством, что позднее области древнейшего вулканизма (щиты) стали областями устойчивого поднятия и размыва.

На территории Советского Союза древнейший вулканогенный пояс выделяется в пределах Балтийского щита. Это так называемый Северо-Скандинавский пояс, по В. В. Жданову.

В дейтерогее, 1,35—2,1 млрд. лет назад, происходит дальнейшая консолидация ранних областей повышенной проницаемости земной коры, в пределах которых протекали мощные процессы магмообразования и вулканизма. Разломы в коре, ставшие более глубокими и протяженными, расчленили кору на блоки с разным режимом геологических движений и историей геологического развития. Возникает дифференциация земной коры на ранние платформы — области с устойчивой тенденцией к поднятию и ранние геосинклинали — области с тенденцией к прогибанию. Первые служили источниками осадочного терригенного материала, вторые — местами его накопления и вулканизма.

Первыми древнейшими платформами и были Балтийский, Канадский, Бразильский и другие щиты, ставшие впоследствии ядрами более молодых платформ.

Вулканизм этого времени проявляется в пределах линейных структур, протяженных разломов. При этом уже формируются ранние вулканические кордильеры и цепочки центров вулканизма, представленные в настоящее время эродированными периферическими очагами древних (1700 млн. лет) вулканов — массивами гранитов рапакиви. Правда, некоторые исследователи относят эти образования к типу полуплатформенных.

Однако совсем недавно, сравнительно с длительной историей изучения этих замечательных во всех отношениях пород, среди них были установлены характерные для поздних этапов развития геосинклиналей типичные субвулканические (близповерхностные) образования, несущие оруденение грейзенового типа (руды молибдена в слюдистых кварцево-мусковитовых породах и жилах).

По существу эти вулканические кордильеры дейтерогее завершают развитие древнейшего вулканического цикла планеты, длившегося около 2 млрд. лет. Его ранние этапы относятся, как мы говорили, еще к океаническому периоду истории планеты и наблюдаются сейчас в виде продуктов метаморфической переработки пород ранних подводных базальтовых щитовых вулканов (плагноклаз-гиперстеновые и другие породы).

Протяженных поясов вулканов в это время, по-видимому, еще не было. Вулканы были равномерно рассеяны по поверхности планеты. Лишь с течением времени по мере консолидации отдельных участков земной коры образуются все более узкие зоны проницаемости, в которых и реализовался процесс тепло- и массопереноса в виде древнейшего уже кислого по составу вулканизма. Однако некоторые исследователи считают, что впервые кислые эффузивы и эксплозивные извержения проявились в фанерозое в областях теплового расширения над очагами гранитообразования.

Говоря о вулканических процессах геологической древности планеты, нельзя не обратить внимание читателя в связи со сказанным на следующие интересные особенности, учет которых поможет нам впоследствии правильно понять общие закономерности направленной эволюции вулканического процесса в истории Земли. Мы имеем в виду прежде всего масштабы образования так называемых игнимбритов. Игнимбриты представляют собою, по современным представлениям, основанным на геологических наблюдениях современных

вулканов, продукты вулканического взрыва близповерхностных очагов газонасыщенной жидкой магмы.

Не обсуждая причины этого взрыва, которые составляют сложную проблему даже сегодня, хотя существует целый ряд «простых» гипотез, укажем на главную особенность этого процесса в протогее и дейтерогее. Эти близповерхностные очаги были несравнимо большими по объему, чем те, которые устанавливаются под современными вулканами геофизическими методами (4×5 км в горизонтальном сечении). Это были, как пишут исследователи щитов, близповерхностные плутоны площадью в эрозионном срезе до тысяч квадратных километров.

Взрывы таких близповерхностных плутонов обуславливали образование огромных объемов игнимбитов, которые при метаморфизме были преобразованы в так называемые метаграниты, являющиеся характернейшим признаком древнейших кристаллических щитов планеты. Учет этого обстоятельства позволяет считать цифры, характеризующие объем лавы, изверженной за геологическую историю планеты, и составляющие $3 \cdot 10^{18}$ м³ (по Дж. Ферхутену, 1974 г.), заниженными.

Другой особенностью ранней геологической истории планеты, которую следует особо подчеркнуть, является огромная длительность раннего цикла. Она составляет около 2 млрд. лет. Мы увидим далее, что при сохранении определенной последовательности вулканических явлений и их повторяемости в более молодых вулканических поясах тектоно-магматический цикл их развития по длительности прогрессирующе сокращается, что отражает самую общую закономерность геологической жизни планеты. Общая история эволюции вулканического пояса на примере районов современного вулканизма (Камчатка, например) представляется в следующем виде.

На первом этапе происходит формирование крупных лавовых щитообразных вулканов и образование кольцевых вулкано-тектонических структур. Второй этап знаменуется образованием в пределах этих крупных кольцевых структур стратифицированных (слоистых) вулканических построек — так называемых стратовулканов. Третий этап геологической жизни пояса и отдельных его геологических структур знаменуется образованием кальдер.

Под кальдерообразованием понимается формирование кольцевых вулкано-тектонических депрессий (впадин), являющееся следствием опустошения близповерхностных магматических очагов под вулканами. На четвертом этапе по кольцевым трещинам в земной коре внедряются вязкие массы магматического расплава — экструзии. Завершается вулканический (тектоно-магматический) цикл излияниями покровных базальтов плато, связанными с разломами, уходящими глубоко под земную (во всяком случае, гранитную) кору.

Перечисленная последовательность событий характерна как для древних вулканических поясов (тогда история вулканического пояса длится десятилетия и даже сотни миллионов лет), так и для современных вулканических поясов, время заложения и существования которых длится немногим более одного миллиона лет.

Однако подобная акселерация в проявлении тектоно-магматических циклов не проходит бесследно. Она отражается во всех гранях геологического процесса: в форме продуктов его проявления, их составе, особенностях метаморфизма и рудообразования, которое протекает в заключительные этапы этих циклов, и многом другом.

Третий мегахрон геологической истории планеты начался 1,35 млрд. лет тому назад и продолжается поныне. В его составе обычно выделяют подэтапы:

рифей (1,35—0,68) · 10⁹ млрд. лет, фанерозой (0,68—0,025) · 10⁹ млрд. лет и новейший (25 млн. лет — по настоящее время).

Выделяются эти хронологические отрезки, вообще говоря, по принципу однородности времени, т. е. по скоростям развития однотипных геологических структур. Однако более детальное рассмотрение проблемы этих скоростей показывает, что такая геохронология пока еще не совсем обоснована, поскольку скорости протекания тектоно-магматических (в том числе и вулканических) циклов нарастают от рифея доныне, хотя и экспоненциально, но без скачка как перед фанерозоем, так и перед новейшим этапом.

Считается, что убыстрение эволюции геологических процессов в неогее привело к такому углублению различий между образованиями разного возраста, что именно эти различия и послужили основанием для разделения неогейского мегахрона на названные выше этапы. Считается также, что по глубине различий в течение геологических процессов этапы неогее не уступают ранним мегахронам. Действительно, границы между допалеозоем и палеозоем, с одной стороны, и между ранним и поздним мелом — с другой, отмечаются в истории Земли событиями планетарного значения и масштаба. Так, например, имеет место резкое изменение состава атмосферы к палеозою.

Принято думать, что и океаны достигли своего современного уровня в это же время, т. е. около 600 млн. лет назад. Однако известный американский геолог Р. Ревелл считает, что четвертая часть всей воды в океанах добавилась в них всего лишь 100—150 млн. лет назад. Это именно та вторая возрастная граница, на которую мы указали выше. В это время дно Мирового океана было ареной бурной вулканической деятельности.

Океанографы нашли следы этой деятельности в потоках лавы и осадках мелового возраста, которые встречены в основании всех скважин, пробуренных в дне океана с исследовательского судна «Гломар Челленджер». Обнаружены и другие данные, говорящие о том, что в этот момент геологической истории происходили какие-то чрезвычайные события. Становится все очевиднее, что в промежутке между 100 и 150 млн. лет назад имела место какая-то коренная перемена. Однако в чем она состоит и каковы ее причины, пока неясно.

Скорости тектоно-магматических циклов, как мы говорили, хотя и увеличиваются, но указываемый отрезок времени, по имеющимся в настоящее время данным, не отличается от гомологичных ему периодов более древней истории Земли. Возможно, что пополнение Мирового океана вообще происходило скачкообразно и неоднократно в ходе этой истории, соответствуя крупнейшим геологическим эпохам. Нужно отметить при этом, что период 100—150 млн. лет назад в истории подвижных поясов Земли почти везде является временем проявления интенсивного подводного вулканизма.

Это относится и к тем областям, которые в настоящее время являются сушей и даже горными хребтами. Таковы Крым, Кавказ, Береговые хребты запада США и многие другие области. Более того, аналоги этого времени в истории вулканических поясов и в более древние геологические эпохи соответствовали проявлению такого же подводного вулканизма. Наиболее древним аналогом этого периода как раз и является океанический период протогея, когда объем Мирового океана составлял всего 15—30% современного.

В связи со сказанным представляется более оправданным проследить и особенности вулканизма неогее именно по крупным геологическим эпохам вулканизма: рифейской, каледонской, герцинской, ларамийской и альпийской. Примерами выражения на планете этих эпох являются вулканические пояса соответственно: Байкальский, Урало-Тяньшаньский, Чукотско-Катазиатский,

Тихоокеанский и Средиземноморский. В пределах каждого из них вулканический процесс протекал в течение десятков и даже сотен миллионов лет.

Это так называемые долгоживущие геологические структуры — подвижные области, зоны непрерывной проницаемости земной коры. Однако каледонские подвижные области (каледониды) завершают свое развитие и консолидируются уже 400—420 млн. лет назад (в силуре), герцинские (герциниды) — 185—270 млн. лет назад (в перми или пермо-триасе), ларамиды — 140—185 млн. лет назад (в мелу), а в альпийских подвижных областях тектонические

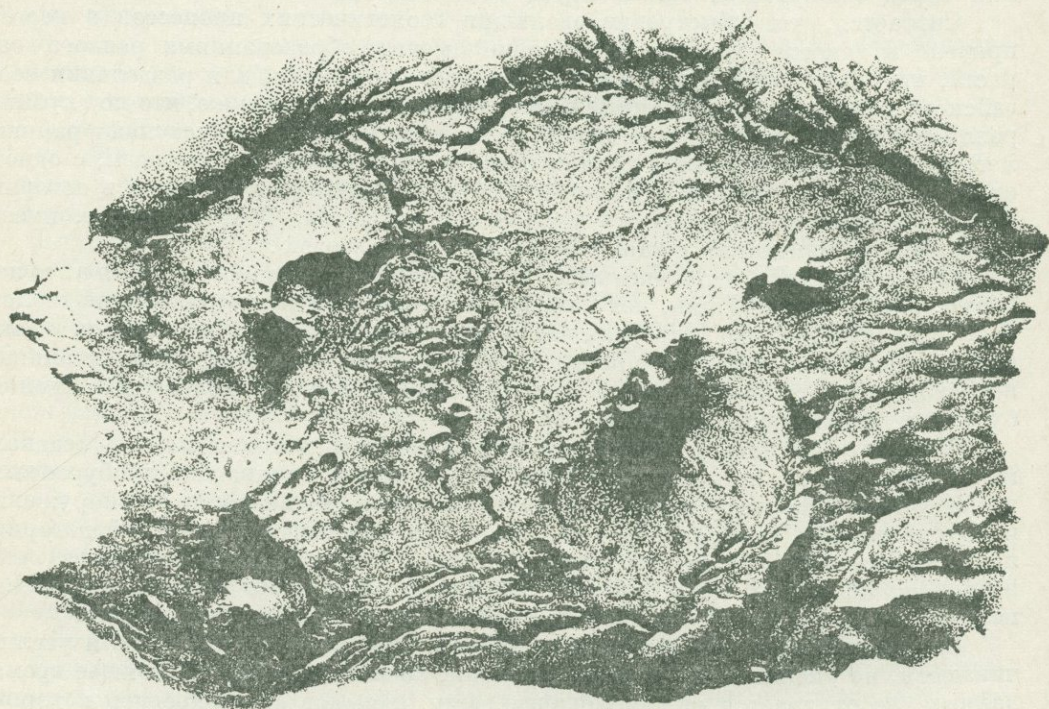


Рис. 19. Морфология Карымско-Семячицкой кольцевой вулкано-тектонической структуры. По Н. А. Гусеву (1969 г.)

движения и вулканическая активность наблюдаются и в настоящее время. Тихоокеанский подвижный пояс с его вулканами так и называют — Тихоокеанское огненное кольцо.

Говоря о вулканических поясах и вообще линейных геотектонических структурах, а эта линейность и протяженность все четче увеличивается и проявляется в течение фанерозоя (680—250 млн. лет) и особенно в новейшее геологическое время (25 млн. лет — донныне), следует, однако, иметь в виду, что с течением времени в связи с утолщением земной коры и понижением очага генерации тектонических и вулканических процессов происходит интеграция отдельных центров движений, укрупнение структур в комплексы регионального масштаба. Это так называемые мегаструктуры.

При этом исследователи очень часто видят в этой интеграции лишь одну сторону развития Земли, говоря о том, что на базе протоплатформ (докембрий-

ских щитов) последовательно обраставших геосинклиналино-складчатыми образованиями, в том числе и вулканогенными поясами каледонид и герцинид, возникают обширные материка.

Нужно заметить, однако, что в последнее время в геологические исследования внедряются новейшие методы расшифровки геологических структур (аэрокосмические), основанные на анализе так называемых морфоструктур и свойстве рельефа отражать процессы, присущие жизни глубинных сфер планеты. Морфоструктура или структура, выраженная формой рельефа, предстает как отражение геологической структуры, как ее проекция на поверхность верхнего ограничения литосферы, т. е. на геоморфологическую поверхность Земли. Применение этих новейших методов позволило установить вторую

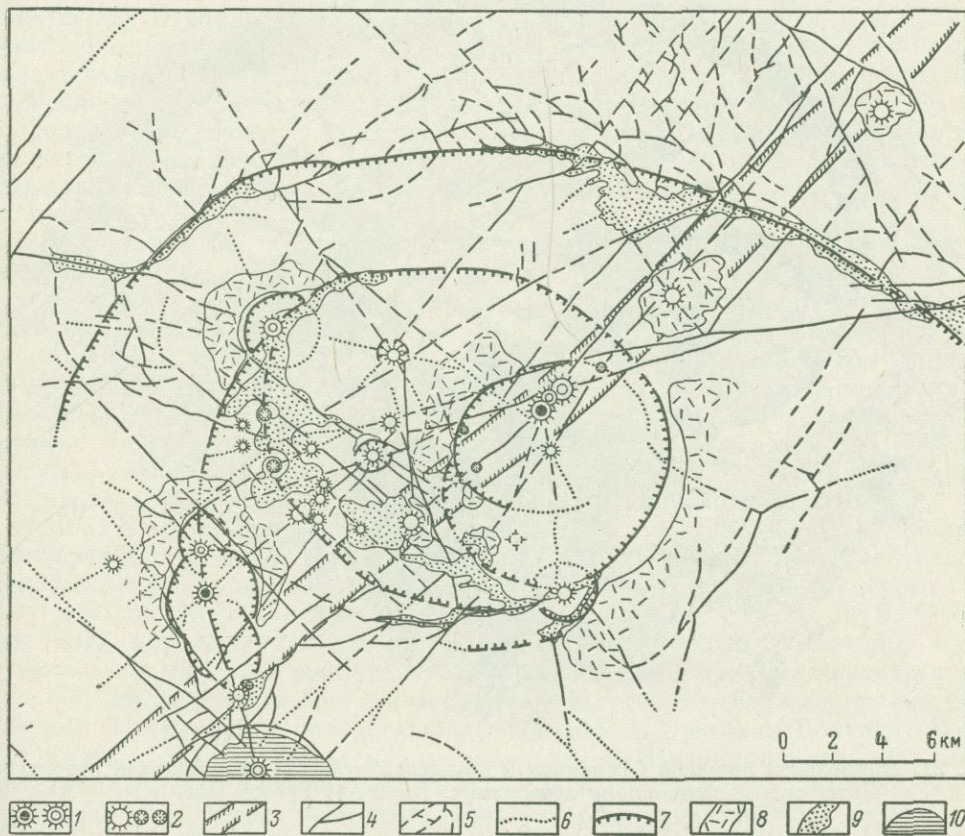


Рис. 20. Схема структурно-тектонического строения Карымско-Семячинской вулканотектонической структуры. Геологическое дешифрирование радиолокационных аэроснимков. По Н. А. Гусеву (1969 г.):

— наиболее значительные центры вулканической деятельности (преимущественно стратовулканы), действующие и угасшие кратеры; 2 — прочие центры вулканической деятельности: моногенные вулканические аппараты, маары и шлаковые конусы; 3 — зона регионального тектонического нарушения северо-восточного простирания; 4 — прочие линейные разрывные нарушения; 5 — трещины, расколы и другие менее значительные, преимущественно оперяющие разрывные нарушения; 6 — предполагаемые продолжения отдешифрированных тектонических нарушений; 7 — кольцевые вулканотектонические разрывные нарушения; 8 — фрагменты отдешифрированных крупных вулканических сооружений; 9 — области распространения современных осадочных отложений (преимущественно речных и озерных), заполняющих наиболее пониженные тектонические участки района; 10 — озеро

важную особенность проявления вулканических процессов в истории планеты. Эта вторая особенность состоит в широком, если не сказать универсальном, развитии структур самого различного масштаба с центральной симметрией, кольцевых.

В современном плане земной поверхности кольцевые морфоструктуры не имеют четкого выражения в рельефе. Только в областях современного и молодого вулканизма они проявляются удивительно отчетливо. Достаточно

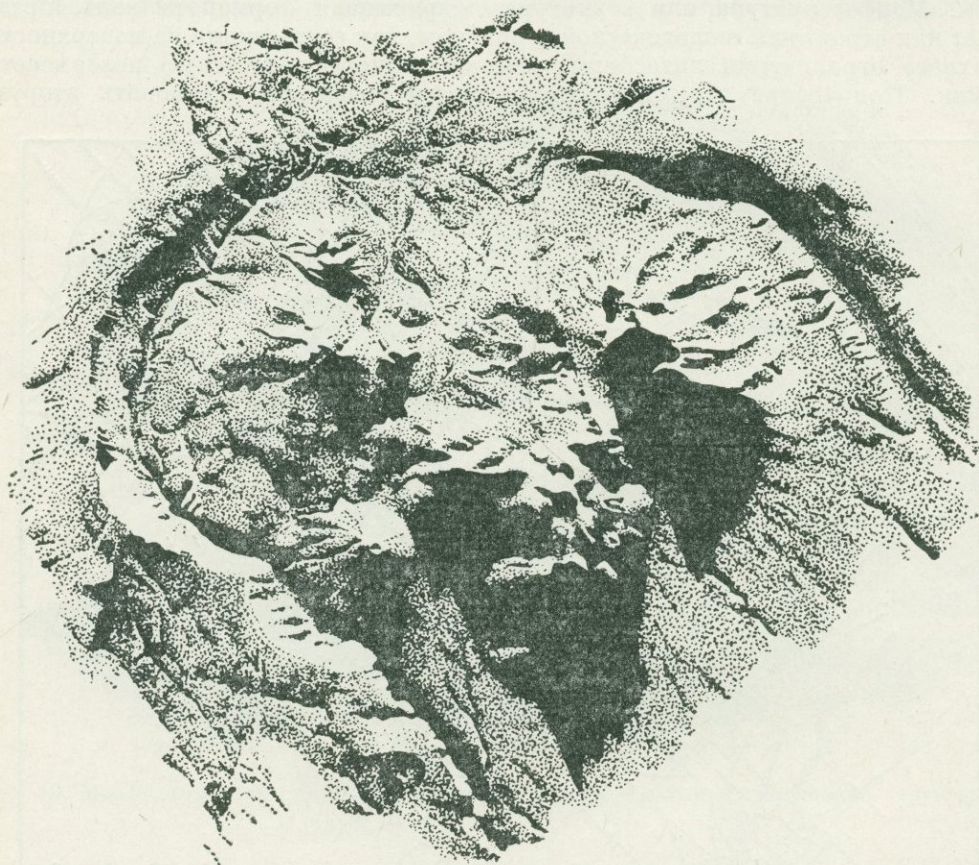


Рис. 21. Морфология Большой Семячинской кольцевой вулкано-тектонической структуры, по радиолокационному аэроснимку. По Н. А. Гусеву (1969 г.)

посмотреть, например, на данные аэросъемки, дешифрованные Н. А. Гусевым (1969 г.) (рис. 19, 20). На обоих рисунках отчетливо видны кольцевые разломы, ограничивающие центры извержений, которые сами по себе предстают как структуры центрального типа, но более мелкие.

Однако применение специальных методов структурной геоморфологии позволило ученым установить наличие структурных объектов (обусловленных действием эндогенных, глубинных причин) с центральной симметрией на любой исследованной площади, массовость и повсеместность их распространения (Фремд, Рыбалко, 1972; Фремд, 1974). Предполагается (В. В. Соловьев, 1975 г.),

что образование подобного рода структур есть ведущая форма тектогенеза, а направленная импульсная разрядка глубинной энергии при их образовании, проявляющаяся в процессах вулканизма, — основной вид планетарного энерго-массопереноса.

Импульсность этих процессов проявляется в том, что последовательно по мере скачкообразного уменьшения глубины источника генерации вулканической магмы и структуры формируется телескопическая система вложенных структур центрального типа (рис. 24).

При этом большая глубина заложения структур проявляется в формировании колец большего диаметра. И продукты вулканизма (или вообще магматизма) в этих крупных кольцах соответствуют большим глубинам их формирования. Более того, выясняется определенная условность выделения самих линейных структур. Кольцевые структуры, образованные продуктами вулканических извержений, хорошо видны, когда их диаметр составляет 1—2 км. Геологическое мелкомасштабное картирование позволяет устанавливать вулканические кольца диаметром до 100 км. Но когда диаметр таких колец достигает тысяч километров, как у кольцевых мегаструктур (Тихоокеанской, Индийской и др.), тогда вулканические пояса воспринимаются нами как линейные структуры, в то время как они являются дугами кольцевых структур огромного радиуса.

Однако особенно в древнейших геологических образованиях планеты в доступной для наблюдения форме выступают только части крупных мегаструктур в виде дуг. Таков, возможно, и Северо-Скандинавский вулканогенный пояс, представляющий собой северную границу огромной мегаструктуры, южное обрамление которой скрыто под образованиями русской платформы. Более мелкие кольцевые структуры развиваются на фоне этих мегаструктур. Мы говорили, что размеры (поперечник) структуры прямо связаны с глубиной источника энергии и вещества, который обусловил ее формирование. Сочетание разномасштабных вулканических колец представляет собой результат интерференции колец различной глубины и времени заложения.

Наиболее просто читатель может представить себе этот процесс, наблюдая интерференцию волн, образующихся, если бросать в воду последовательно камни все меньшего размера и веса. Примером замкнутой мегаструктуры, периметр которой образован вулканическими поясами, является, по В. В. Соловьеву (1975 г.), Аляскинско-Алеутско-Чукотская (диаметр около 2400 км).

Такого же масштаба мегаструктура Большого Бассейна. Ее диаметр примерно 1400 км (напомним, что эти мегаструктуры сами входят в состав еще более крупной структуры Тихоокеанского кольца). В пределах Большого Бассейна выделяются вулканические кольца Сьерра-Невада (диаметр 600 км), Сакраменто (300 км), Колумбия (500 км). В свою очередь в пределах этих колец выделяются еще более мелкие. Таковы тектоно-магматические структуры плато Колорадо (Сан-Хуан), в которых установлены уже совсем мелкие кольцевые вулканические структуры, так называемые кальдеры (Силвертон, Лейк-Сити и др.). Таким же образом и в вулканических поясах-дугах: Охотско-Чукотском, Камчатском, Северо-Балхашском и многих других — геологи устанавливают все более элементарные вулканические кольца.

Прежде чем перейти к рассмотрению формационного состава различных вулканогенно-рудных поясов, остановимся на некоторых основных особенностях формаций современных геосинклиналей и, в частности, островных дуг. Мы увидим далее, что многие особенности последних являются общими для целого ряда складчатых областей.

Современные островные дуги являются отчетливыми носителями активного вулканизма. В непосредственной близости от них можно проследить зоны сильной сейсмической деятельности. Изостатические аномалии и гравитационные уступы также представляют собой закономерные явления в двойных дугах. По их внешнему краю расположены глубоководные узкие впадины. С их внутренней стороны появляются глубокие бассейны. Они сопровождаются поясами крупных нарушений изостатического равновесия.

Различные типы бассейнов и продольных впадин, сопровождающих островные дуги, имеют соответствующие им дополнения на континентах. Таким образом, проблемы островных дуг явно связаны с проблемами своих дополнений на континентах (Дж. Умбгров, 1952 г.). Островные дуги, различные в физиографическом отношении, представляют в то же время различные эволюционные стадии в истории тектонического пояса.

Дж. Умбгров пишет также: «... Мы не можем заключить, что в основании каждой дуги обязательно должна быть плоскость сдвига, но можно с уверенностью сказать, что плоскость сдвига в основании объясняет их форму, и никакое иное объяснение не будет столь простым и полным» (1952 г., с. 58). Здесь очень уместно будет напомнить, что еще в 1934 г. к этому же выводу в отношении Охотско-Чукотской дуги, т. е. о наличии «поддвига» океана под континент, пришел С. В. Обручев. Лишь в 1947 г. Дж. Умбгров пишет: «... Это явление представляет собою поддвижение области Тихого океана под континент».

Дуги бывают одиночные и двойные. В двойных внутренняя дуга имеет венец из вулканов, а во внешней вулканизм (одновременный внутреннему) отсутствует. Однако геологическое исследование может обнаружить наличие вулканических и плутонических горных пород более древнего происхождения и лишь по внешней дуге. Во внутренних и внешних дугах могут встречаться батолиты кислых горных пород, змеевики же и другие ультраосновные породы (по Дж. Хессу, 1952 г.) характерны для внешней дуги.

Островные дуги обнаруживают разнообразные типы горных пород, принадлежащих к двум различным магматическим группам: известково-щелочной тихоокеанской и калиевой, или средиземноморской. Основным процессом формирования вещества островных дуг, по Дж. Умбгрову, явилась в свое время магматизация ранее существовавших горных пород земной коры при помощи поднимающихся с больших глубин эманаций. Кроме того, важную роль играла гибридизация или контаминация поднимающейся магмы путем ассимиляции сиалических горных пород коры.

В двойных основных дугах различают магматические формации внутренних дуг или геосинклинальных поясов и внешних дуг — геосинклинальных бассейнов. Батолитовые интрузии, главным образом гранодиориты и граниты, встречаются во внутренних дугах, а если они и есть во внешних дугах, то, быть может, они являются дериватами плутонизма, связанного с поясом впаивания (Дж. Умбгров, 1952 г.).

Весьма характерный пример эволюции магматизма внутренней дуги на о. Суматра приводит Р. В. Ван-Беммелен (1957 г.). В верхнем миоцене имела место горообразовательная фаза. Геосинклинальная зона была поднята над уровнем моря и в то же время изменена и интродуцирована кислой магмой. Сейчас эти интрузии обнажены в виде батолитов, штоков или куполов грубо- и среднезернистого гранита и гранодиорита с апофизами, а также дайками того же возраста дацитового или липаритового вида. Вся древняя андезитовая формация была более или менее изменена гидротермальными процессами (например, пропилитизацией), и местами возникли золото-серебряные место-

рождения. После этого геосинклиналь снова опустилась, и в некоторых местах эта система древней андезитовой формации с кислыми интрузиями была несогласно перекрыта морскими отложениями верхнего неогена (палеоцена).

После этой верхнемиоценовой горообразовательной фазы затихший вулканизм опять набрал достаточно силы, и в результате в плио-плейстоцене возобновилась грандиозная вулканическая деятельность в пределах всей геосинклинальной зоны. Эти молодые (плио-плейстоценовые) формации основного и среднего состава образуют покровы, несогласно налегающие на породы геосинклинальной зоны (плиоценовые). Так называемая молодая андезитовая серия почти не подверглась изменениям гидротермальными процессами.

В южной части Суматры за этим периодом более молодых андезитовых извержений следовал второй подъем геосинклинальной зоны, сопровождавшийся второй серией кислых (дацито-липаритовых) извержений. Эти извержения происходили главным образом вдоль сбросовых долин (рифтов).

Кислая тихоокеанская магма, двигаясь вверх по сбросам и грабенам купола геосинклинали, дала начало весьма интенсивным вулкано-тектоническим явлениям. В приподнятой части геосинклинали возник ряд кальдер и крупных вулкано-тектонических депрессий.

Вулканизм-плутонизм в пределах геосинклинальных бассейнов приводит к формированию подводных (геосинклинальных) вулканов габбро-диоритового состава. Встречаются также интрузии, принадлежащие к щелочной или средиземноморской серии изверженных пород.

По Дж. Хессу, положение перидотитового пояса (в геосинклинальных бассейнах) и возраст его интрузий определяют место прохождения оси тектогенеза и возраст начала дислокаций этой зоны.

Заканчивая обзор основных особенностей островных дуг, приведем следующие положение Дж. Умбгрова: в некоторых районах определенные структурные пояса (островных дуг) отчетливо пересекают другие зоны.

Для нас важно выяснить, проходили ли древние эвгеосинклинали этапы развития, соответствующие островным дугам, как это предполагает М. Кэй (1955), или же образование островных дуг не связано с эволюцией геосинклиналей и отражает специфику кайнозойского этапа жизни Земли.

В Охотско-Ниппонской геосинклинальной области в неогене на значительной территории происходило формирование мощных комплексов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, связанных с образованием цепочек вулканических островов — островных дуг. Эти комплексы пород образовались в сходной физико-географической обстановке, имеют одинаковый литолого-петрографический состав и характеризуют определенный этап развития данной области.

Они представляют собой геологическую формацию островных дуг. Приуроченность магматизма к определенным глубинным разломам не может служить основанием для отрицания связи кайнозойского вулканизма Охотско-Ниппонской области с геосинклинальными процессами. Образованию формации островной дуги предшествовал значительный перерыв во времени и коренная тектоническая перестройка региона, в результате которой существенно изменился и характер магматизма. Таким образом, и наложенность орогенических формаций не является основанием для их рассмотрения вне связи с направленно развивающейся геосинклинальной областью.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Позднемезозойский и кайнозойский геологические периоды истории Тихоокеанского подвижного пояса исключительно богаты проявлениями вулканизма. Можно сказать, что определение Тихоокеанское огненное кольцо, принятое для характеристики современной вулканической активности этой планетарной геоструктуры, в равной мере относится и к плиоценовой, и к миоценовой, и даже к раннекайнозойской эпохам.

Более того, и позднемезозойские геологические процессы носили главным образом вулканический характер, хотя в отличие от более поздних эти процессы протекали не в субаэральных, а в подводных (даже глубоководных) условиях, характерных для начальных стадий зарождающейся позднемезозойско-кайнозойской геосинклинали, или точнее системы геосинклиналей, Тихоокеанского подвижного пояса.

К числу этих геосинклиналей относятся островные складчатые дуги западной и юго-западной окраин Тихоокеанского подвижного пояса, а также позднемезозойско-кайнозойская геосинклиналь тихоокеанской окраины Северной Америки (Кордильеры) и позднекайнозойская геосинклиналь Южной Америки (Анды).

В систему островных дуг, окаймляющих Азиатский материк, входят Камчатско-Корякская, Алеутская, Курильская и Японская складчатые дуги, составляющие в сумме Охотско-Ниппонскую геосинклинальную область, а также Марианская, Филиппинская, Индонезийские и другие структуры. При этом в области развития гирлянды островных дуг Юго-Восточной Азии уже находят отражение структурные элементы не только Тихоокеанского, но и Средиземноморского подвижного поясов.

Общей особенностью перечисленных молодых тектогенов является определенная синхронность тектонических, связанных с ними магматических и постмагматических процессов, которые проявлялись в них с позднего мела до кайнозоя в несколько сопоставимых для всего Тихоокеанского подвижного пояса фаз.

Например, почти одновременным для западного и восточного секторов Тихоокеанского подвижного пояса является заложение раннегеосинклинальных прогибов, проявление соответствующего инициального магматизма и связанной с ним минерализации. Эти события относятся к позднему мелу — раннему палеогену.

Такой же возраст имеет большинство ультраосновных интрузий, столь характерных для внешних (невулканических) складчатых дуг.

Одновременным и общим для большинства геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса является осущение первичных геосинклинальных прогибов и поднятие на их месте обширных возвышенностей с проявлением несогласия приблизительно на границе мела и палеогена, соответствующего ларамийскому орогенезу.

Широко известна порфировая магматическая формация этого возраста и связанные с ней меднопорфировые и высокоглиноземистые (корунд, анда-

лузит) руды, характерные для Северной Америки, Камчатки и Японии. Начало миоцена по всему Тихоокеанскому подвижному поясу характеризуется формированием вторичных интрагеосинклиналей (орогенных прогибов), в которых проявляются раннеорогенный или субсекветный магматизм и связанная с ним минерация (полиметаллы).

Осушение этих вторичных прогибов происходит почти во всех регионах на границе нижнего и среднего миоцена. В конце среднего миоцена после накопления уже субэкральной вулканогенной подформации проявляется интрузивный магматизм, происходит внедрение весьма характерных для всего Тихоокеанского подвижного пояса интрузий субвулканической фации: гранит-порфиры, гранодиориты, монцитоны, диориты и др. Частично такие интрузии имеют нижнемиоценовый возраст.

Минерационная характеристика среднего миоцена Тихоокеанского подвижного пояса (за небольшими исключениями) удивительно однородна. На эту эпоху приходится формирование почти всех эпitherмальных золото-серебряных месторождений.

Несогласие на границе миоцена и плиоцена также является общим и одновременным для всего Тихоокеанского подвижного пояса.

В плиоцене и в четвертичное время, как уже отмечалось, Тихоокеанский подвижный пояс представляет собой Огненное кольцо, характеризующееся интенсивнейшим вулканизмом, характерным отчасти для кордильер, отчасти для современных вулканических островов.

Интересной особенностью молодых геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса является еще и тот факт, что, как правильно отмечает П. Н. Кропоткин (1965 г.), тектонические импульсы в течение позднего мела и кайнозоя нарастают в общем случае логарифмически. Следует добавить к этому, что нарастание тектонического импульса следует понимать как изменение (увеличение) градиента тектонического импульса во времени, благодаря которому земная кора реагирует на одинаковые по интенсивности тектонические напряжения как субстрат все более жесткий.

В связи с этим находится и еще одна общая особенность геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса. Степень дислоцированности пород верхнего структурного яруса, включающего миоцен-четвертичные образования, слабее, чем в более древних отложениях (комплекс позднего мезозоя — раннего палеогена, например), и обычно уменьшается вверх по разрезу. Наоборот, с омоложением геологических комплексов в них возрастает роль разломов и глыбовой тектоники.

Эта особенность распределения напряжений в последовательно развивающихся геологических формациях имеет для нас очень большое значение, поскольку она во многом определяет как закономерности пространственного проявления постмагматических процессов, так и их геохимические особенности.

1. ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС

Вулканогенные формации. Пространственное размещение вулканогенных комплексов пород в пределах рассматриваемой области определяется в каждый данный этап геологической истории приуроченностью вулканического магматизма к наиболее активизированной в этот этап зоне. Науман, Харада и Ф. Рихтгофен в 1892 г. выделяли на Японских и Курильских островах внутренние и внешние зоны, характеризующиеся резкой контрастностью

в отношении проявлений вулканизма. Аналогичное продольно-поясое строение установлено и для Камчатки. Г. М. Власовым (1957 г.) здесь были выделены внутренняя и внешняя дуги, существование которых определяет зональность в размещении мезо-кайнозойских вулканогенных образований.

Мезо-кайнозойская геологическая история Охотско-Ниппонской геосинклинальной области — это история развития систем двойных (внутренней и внешней) складчатых дуг. Одна система двойных дуг охватывает Сахалин, юго-западную часть о. Хоккайдо и большую часть о. Хонсю, другая включает Большую и Малую Курильские гряды островов, северо-восточную часть о. Хоккайдо и Камчатско-Корякскую складчатую область.

Внутренние дуги всех названных систем представляют собой область неогенового вулканизма, тогда как проявление вулканизма во внешних дугах относится главным образом к позднему мелу — раннему палеогену.

Анализ геологической истории показывает, что внутренние дуги в течение мезозоя и палеогена подвергались эрозии и лишь в неогене стали областями седиментации и интенсивной вулканической деятельности. Наоборот, внешние дуги в мелу и палеогене являлись бассейнами осадконакопления, затем были приподняты и в неогене стали сушей.

На различных стадиях геологического развития рассматриваемой области формировались особые ассоциации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, отвечающие по своему объему и содержанию понятию «геологическая формация». Таковыми для мезо-кайнозойского периода геологической истории Охотско-Ниппонской геосинклинальной области являются формации вулканогенно-кремнистая, зеленых туфов, вулканогенно-молассовая и порфировая.

Вулканогенно-кремнистая формация представлена на Камчатке и в Корякском нагорье ирунейской серией или ее аналогами (Ротман, 1960), на Курильских островах — породами шикотанской и малокурильской свит (Ю. С. Желубовский, 1956 г.) и, наконец, в Японии — спилито-диабазовыми толщами зоны Китами—Хидака на о. Хоккайдо (Minato, Jagi, Nunahashi, 1957), аналогичными породами полуострова Немуро (Jagi, 1950), а также толщами типа Макиме во внешней зоне Юго-Восточной Японии (Tatsumi, 1953).

Рассматриваемая формация образовалась на ранней стадии геосинклинального развития в условиях относительно глубоководного моря. Непостоянный характер разреза (преобладание в одних участках филлитов и кремнистых пород, в других — туфов и лав) свидетельствует о существовании отдельных подводных вулканов. Характерна ассоциация основных лав и кремнистых пород. В классификации магматических формаций (Кузнецов, 1963) описываемые образования соответствуют спилито-диабазовой формации. Магма этого первого этапа вулканизма имела базальтовый состав и была пересыщена щелочами. В дальнейшем развитии вулканизма наблюдается закономерное истощение этой первичной щелочности.

Интрузивная деятельность, соответствующая времени формирования вулканогенно-кремнистой формации, проявляется во внедрении массивов ультраосновных и основных пород, пород щелочного состава (типа шонкинитов), а также (на поздних стадиях) пород среднего состава (диориты, кварцевые диориты, монцонитоиды).

Формация зеленых туфов, названная так В. К. Ротманом (1960), по аналогии с широко известной миоценовой серией зеленых туфов Японии (Minato, Jagi, Nunahashi, 1957) представляет собой вулканогенно-осадочную формацию, отвечающую по времени развития периоду формирования вулканических островов. В Центральной Камчатке к ней относятся образования анавгайской

серии; на Курильских островах наиболее типичным ее выражением являются породы кунаширской и урудской свит. Некоторые особенности этой формации были установлены В. Н. Шиловым (1957 г.) при изучении миоценового вулканизма на Сахалине.

Характерными породами формации являются туфоконгломераты, вулканомигтовые породы, лавы, туфы. По химическому составу туфы и лавы относятся к известково-щелочной серии андезито-диоритовой магматической формации.

На юге Охотско-Ниппонской геосинклинальной области (Япония, Западный Сахалин, Курильские острова) формация зеленых туфов пространственно оторвана от вулканогенно-кремнистой формации. В отличие от последней, развитой во внешней зоне (дуге), она распространена исключительно во внутренней зоне геосинклинали.

Формация зеленых туфов характерна для этапа дифференциации первичной геосинклинали на области поднятий и опусканий, вследствие чего возникают цепочки вулканических островов и связанных с ними желобов.

Интрузивная деятельность, характерная для этапа накопления формации зеленых туфов, проявляется во внедрении в толщу этих пород интрузий диоритов, гранодиоритов и плагиигранитов (до гранит-порфиров). Весьма характерно, что на всем протяжении Охотско-Ниппонской геосинклинальной области проявлены две фазы интрузивной деятельности, приуроченные соответственно к начальным и конечным стадиям накопления формации зеленых туфов. К ранней фазе относятся нижнемиоценовые гипабиссальные интрузии диоритов, гранодиоритов и плагиигранитов, к поздней (послесреднемиоценовой) — интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров субвулканической фации.

Вулканогенно-молассовая, или лахаровая формация наиболее полно представлена алнейской серией ($N_1^3-N_2$) Центральной Камчатки. Для нее характерны вулканические брекчии лахарового или пирокластического происхождения, туфы и лавы, которые закономерно связаны с синхронными вулканогенно-осадочными породами. Формирование алнейской серии происходило в условиях интенсивной денудации субаэральных вулканов, располагавшихся на горном хребте, вытянутом вдоль оси современного полуострова (Ротман, 1963).

На других отрезках Охотско-Ниппонской геосинклинальной области вулканогенно-молассовая формация в ее полном объеме почти неизвестна. К ней можно отнести лишь аналоги алнейской серии на самом северном острове Большой Курильской гряды — Парамушире. На юге Японии вулканогенно-молассовой формации, видимо, соответствуют породы серии Сетоучи.

На территории, включающей большую часть островов Большой Курильской гряды и внутреннюю зону Северо-Западной Японии, видимо, имеют место начальные стадии накопления формации вулканогенной молассы. Такое омоложение формаций к центральной части бассейна Охотско-Ниппонской геосинклинальной области характерно не только для описываемой формации, но и для группы вулканогенно-кремнистых формаций (Г. М. Власов, 1957 г. и др.).

Лавы вулканогенно-молассовой формации имеют более известковистый, сравнительно с предыдущими, характер и по петрохимическим особенностям относятся к крайнему тихоокеанскому типу (Быковская, Ротман, 1964).

Интрузивная деятельность проявляется в этот этап вулканизма в виде внедрения в эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные лахаровые толщи эктрузий дацитового и лицаритового состава.

Помимо поздних плиоцен-четвертичных вулканогенных комплексов резко известковистого характера, являющихся продуктами закономерно направленной эволюции геосинклинали вулканизма, в Центральной Камчатке (и на северных Курильских островах), а отчасти, по-видимому, и в Японии в начале четвертичного времени происходили излияния лав оливиновых базальтов и андезито-базальтов, а также крупнопорфировых плагиобазальтов, образовавших в рельефе плато. Этот послескладчатый этап вулканизма, приведший к образованию формации платобазальтов, вновь характеризуется повышенной щелочностью, сравнимой со щелочностью раннегеосинклиналичного этапа, и имеет щелочно-известковый индекс А. Ритмана $\delta = 2,5-2,7$ (Ротман, 1964).

Рудоносность вулканогенно-рудных формаций. Послемагматические процессы, проявляющиеся в связи с образованием группы вулканогенно-кремнистых формаций, могут быть подразделены на два основных типа: к первому относится зеленокаменное перерождение вулканогенных и интрузивных пород с образованием колчеданных месторождений медистых пиритов; ко второму — скарноподобное и окоლოსкарное, так называемое пирометасоматическое гидротермальное преобразование вулканогенных пород в контактах с интрузиями диоритов, кварцевых диоритов (до гранодиоритов) и щелочных пород (шонкинитов), сопровождаемое формированием комплексных месторождений колчеданных и полиметаллических руд.

Минерализация первого типа, представленная главным образом пластовыми залежами массивных и вкрапленных меденосных сульфидов, очень широко развита во внешних дугах Охотско-Ниппонской геосинклинали области, хотя встречается и в основании разреза вулканогенных толщ и во внутренних дугах. Сюда могут быть отнесены месторождения Акуне и Макимине на о. Кюсю и месторождение Симокава в провинции Хидака на о. Хоккайдо. Месторождения этого же типа развиты также в провинции Кии (месторождение Годзо) и в префектуре Сикоку (месторождение Асакава).

На Камчатке колчеданные месторождения меденосных сульфидов известны в зоне восточных полуостровов (Шипунский полуостров), а также в Центральной Камчатке (верховья рек Яковской, Евсейчихи и др.).

Пиро-метасоматические месторождения рассматриваемого возраста развиты в Охотско-Ниппонской геосинклинали области также достаточно широко. Меденосные сульфиды ассоциируют здесь со скарновыми рудами, генетически связанными с комплексом интрузий, характерных для раннегеосинклиналичного магматизма. Рудные минералы в месторождениях представлены главным образом магнетитом с примесями пирита, пирротина и халькопирита. Жильные минералы: гранат, диопсид — геденбергит, эпидот, турмалин, аксинит, апатит, кварц. Они известны как во внешней зоне Северо-Восточной Японии (месторождения Камаиси, Акагане, Таро), так и во внутренней зоне Юго-Западной Японии (месторождения Сакураго, Мицзухо, Каваяма, Китсунедзуки, Хананояма, Гобата, Ояма, Офуку и другие в префектуре Ямагучи и месторождение Кобару в префектуре Фукуока). Сюда же, возможно, следует отнести и месторождение Кинмеи округа Кабе в префектуре Хиросима.

На Камчатке к этому типу месторождений относится еще малоизученное рудопроявление полуострова Шипунского (актинолит-геденбергит-халькопиритовые с магнетитом метасоматиты).

Несколько особое место занимают рудопроявления борнит-халькопиритового (с магнетитом) типа в ортоклазовых метасоматитах Центральной Камчатки (верховья рек Кирганики, Шаромской, Яковской, Андриановки). Не будучи связаны непосредственно с интрузиями гранитоидов, они тем не менее

носят многие черты околосокарновых метасоматитов и обнаруживают переходы к высокотемпературным пропилитам, которые характерны и для апоскарновых образований.

Послемагматические процессы этапа накопления миоценовой вулканогенной формации зеленых туфов, внедрения гипабиссальных и субвулканических интрузий гранитоидов привели к интенсивным гидротермальным изменениям вулканогенных и интрузивных пород, к разнообразной рудной минерализации. Среди гидротермально измененных пород наиболее широко развиты пропилитизированные породы. Кроме них распространены вторичные кварциты, приуроченные к зонам тектонических нарушений (редко к контактам гранитоидов) или образующие согласные пластовые метасоматические залежи.

Рудная минерализация в пределах внутренних дуг Охотско-Ниппонской геосинклинали локализована, как правило, именно в этих гидротермально измененных породах (хотя есть исключения, и даже довольно многочисленные). В пропилитизированных породах размещаются медные и медно-молибденовые рудопроявления Центральной Камчатки (верховья рек Кирганики, Тымлата, Караги). Полиметаллические и медные месторождения внутренних дуг также локализованы в пропилитах.

Здесь относятся месторождение Лазурное и другие в Срединном хребте, рудопроявление в бухте Вилучинская на юго-востоке Камчатки, рудопроявление бухты Красных Скал на о. Уруп, месторождения мыса Докучаева, Валентиновское и Прибрежное на о. Кунашир (Курильские острова), а также многочисленные медные и полиметаллические месторождения внутренней зоны Северо-Западной Японии (о. Хонсю, префектуры Акита, Ниигата и др.): Иосино, Нисикава, Комаки, Микава, Косака, Даира и др. Аналогичные месторождения (например, Имаи-Мотокура) известны также на о. Хоккайдо.

Среди перечисленных медных и полиметаллических месторождений в пропилитах выделяются две морфологические разновидности. Одна из них — пластовые тела массивных и вкрапленных руд типа Куромоно (Kinoshita, 1931). Ко второй относятся кварцевые жилы с сульфидами меди, свинца и цинка. Нередко оба морфологических типа представлены на одном месторождении. Таковы месторождения Иосино, Комаки и другие в Японии, месторождение мыса Докучаева на о. Кунашир и т. д.

Еще одной широко распространенной группой месторождений в пропилитах является группа эпитермальных золото-серебряных месторождений, среди которых выделяются типы Гингуро-серебряной черни (Takashima, 1954) и обычных эпитермальных кварцевых жил с самородным золотом (электрум) и адуляром. К типу Гингуро относятся месторождения Читозе, Сеигоси, Огуси, а также золото-серебряные месторождения о. Садо. Обычные эпитермальные жильные золото-серебряные месторождения развиты очень широко. В Японии к ним относятся месторождения на о. Хоккайдо (Кономаи, Тайхо и др.), п-ове Идзу (месторождение Тои) и др. Часто эпитермальные золото-серебряные жилы в пропилитах приурочены к верхним горизонтам полиметаллических месторождений в зеленых туфах.

Особое место среди руд эпитермальных золото-серебряных месторождений занимают золотосодержащие кремнистые породы — окварцованные пропилиты, такие как на месторождениях Касуга и Акеси на п-ове Сатсума в Японии (Takashima, Marujama, 1954).

Во вторичных кварцитах известны месторождения золота, серебра, мышьяка, ртути и сурьмы. К типу золото-серебряных месторождений во вторичных

кварцитах относится месторождение Касуга в префектуре Кагосима (Токиага, 1955). Ко вторичным кварцитам каолинитового типа и монокварцитам приурочено также месторождение Сетана на о. Хоккайдо (Такемура, 1954).

На Камчатке золото-серебряное оруденение во вторичных кварцитах неизвестно, однако отмечается ассоциация золотого и ртутного оруденения в минеральных образованиях, переходных от пропилитов ко вторичным кварцитам.

Мышьяково-сурьяно-ртутные руды в пределах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области встречаются во вторичных кварцитах (Камчатка), в пропилитах (Камчатка, Япония) и в совсем неизмененных породах. Особенностью этих руд сравнительно с ранее названными является отсутствие приуроченности их только к миоценовым вулканогенным комплексам. В равной мере они, оставаясь неогеновыми, встречаются в породах палеозойского основания, мезозойских раннегеосинклинальных вулканогенных толщах и терригенных краевых прогибах, в которых всякие следы вулканической деятельности отсутствуют.

В заключение описания рудоносности вулканогенных формаций Охотско-Ниппонской геосинклинальной области остановимся на характеристике неоген-четвертичного этапа вулканизма.

Полезные ископаемые, связанные с послемагматической деятельностью этапа накопления вулканогенной молассы, представлены главным образом самородной серой и нерудным сырьем (алунит). Серные месторождения размещаются во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет пород вулканогенной молассы плиоценового возраста, а также на современных сольфатарных полях четвертичных вулканов. Первая группа месторождений в основном представлена пластовыми метасоматическими телами вторичных кварцитов, обогащенных самородной серой, (серных кварцитов, по Г. М. Власову, 1960 г.): месторождения Мацуо (Япония), р. Половинной (Камчатка), Скалистое (о. Парамушир) и др.

Отложение самородной серы на современных поверхностных сольфатарных полях действующих вулканов носит экзгаляционный характер. Примеры таких обычно мелких месторождений очень многочисленны. Они известны на протяжении всей Охотско-Ниппонской геосинклинальной области, на всех вулканах, прошедших в своем развитии стадию кальдерообразования.

Ичинско-Кирганинский вулканогенно-рудный центр

Ичинско-Кирганинский вулканогенно-рудный центр расположен в средней части Центрально-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 16, 17). Он относится к линейной цепи центров, размещение которых контролируется Центрально-Камчатским глубинным разломом и долгоживущими северо-западными нарушениями. Вулканический пояс на этом участке выражен двумя параллельными звеньями: Срединным и Козыревским хребтами. Эти звенья пояса контролируются крупными параллельными разломами, проявляющимися на поверхности серией взбросо-сбросовых нарушений. Они являются составной частью системы нарушений, образующих Центрально-Камчатский глубинный разлом.

В тектоническом отношении Срединный и Козыревский хребты в пределах рассматриваемого вулканогенно-рудного центра представляют собой вулканотектонические горсты северо-восточного простирания, разбитые на отдельные

блоки северо-западными разломами (рис. 22). К поднятым участкам приурочен ряд палеовулканов. Такое строение рассматриваемого вулканогенно-рудного центра является типичным.

Для подобного рода структур Японии, например, также характерно наличие более древнего ядра (нижний миоцен), в то время как более молодые образования «располагаются на все более отдаленных участках» (Накамура, М. Хунахаси, 1973 г., с. 186). Прибавим к этому, что завершается вся постройка вулканогенно-рудного центра как на Камчатке, так и в Японии современными вулканами.

В центральных частях горстов вскрываются отложения вулканитов нижне-среднемиоценового возраста, на отдельных участках перекрытые более молодыми отложениями. Обрамление горстов слагают моноклинально падающие отложения алнейской серии и нижнечетвертичные базальты. Нередко отмечается и периклинальное залегание последних вблизи древних вулканических центров.

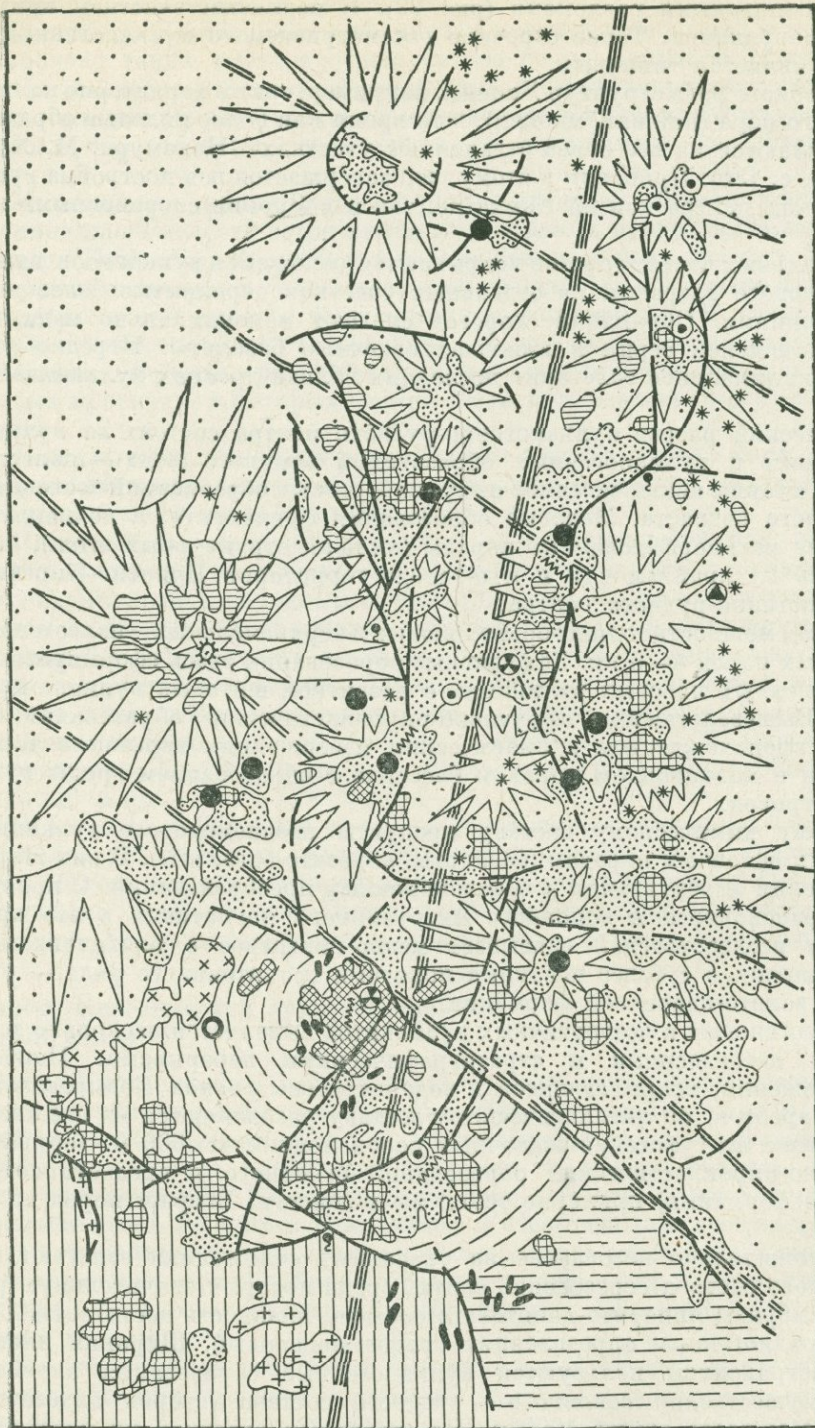
Геологический разрез вулканогенно-рудного центра состоит из вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований верхнего мела — палеогена (фундамент), а также исключительно из вулканогенных образований неогенового и четвертичного возраста. Меловые образования фундамента, а возможно, и более древние метаморфизованные породы (нижний структурный этаж), обнажаются лишь на крайнем юге и юго-западе территории Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра.























Суммарная мощность толщи верхнемеловых и верхнемиоценовых вулканогенных пород 4—5 км. Эффузивные образования здесь сформировались при глубоководных лавовых излияниях с развитием щитовых вулканических аппаратов. Вышезалегающие эффузивно-пирокластические образования обязаны своим происхождением вулканическим извержениям взрывного типа и седиментации в мелководном морском бассейне с образованием гряды вулканических островов.

По своему химическому составу продукты позднемиоценового вулканизма стоят ближе к основным породам (базальты, андезиты-базальты). В них широко развиты явления альбитизации и зеленокаменных преобразований. С проявлениями ультраосновного и основного интрузивного магматизма в это время большинство исследователей связывает медно-никелевое с платиноидами и медное оруденения, а с более поздними породами гранитоидного ряда — рудопроявления золото-кварцевой формации.

Среди неогеновых и четвертичных вулканитов выделяется несколько толщ, разделенных несогласиями и стратиграфическими перерывами. Наиболее древние отложения, вскрывающиеся в водораздельных зонах Козыревского и Срединного хребтов, по литологическому составу расчленяются на две толщи: нижняя состоит из туфогенно-осадочных пород мощностью 600 м, верхняя — из эффузивно-пирокластических образований основного и среднего состава (андезитовые формации) примерно такой же мощности. Возраст пород нижнемиоценовый.

Предположительно несогласно на указанных отложениях залегают вулканиты кислого состава березовской свиты, среди которых значительную роль играют игнимбриты липарито-дацитового состава. Мощность достигает 1000 м, возраст по радиогенным определениям среднемиоценовый. Широким площадным распространением пользуются вулканогенные образования алнейской серии преимущественно основного — среднего состава (вторая андезитовая формация). Мощность свыше 1000 м. На отдельных участках их подстилают



- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9
- 10  10
- 11  11
- 12  12
- 13  a
- 13  b
- 13  v
- 13  z
- 13  d
- 13  e
- 14  14
- 15  15
- 16  16
- 17  17

вулканогенно-осадочные отложения с фауной верхнего миоцена. Возраст серии считается верхнемиоцен-плиоценовым.

Завершается неогеновый разрез толщей игнимбритов липаритового состава мощностью до 150 м. Абсолютный возраст игнимбритов определен в пределах 6—12 млн. лет. Среди четвертичных вулканитов резко доминируют покровы лав основного состава, связанные с древнечетвертичными щитовыми вулканами. Мощность покровов достигает 500 м. Доледниковые и современные вулканы сложены преимущественно основными породами, за исключением вулканов и экструзий северной части Козыревского и частично Срединного хребтов, которые образованы андезито-дацитами, дацитами и липаритами. Наиболее характерен для вулканогенно-рудного центра вулкан Ичинский в Срединном хребте.

При известном геологическом сходстве горстовых структур Срединного и Козыревского хребтов гравиметрический фон их довольно резко отличается. В Козыревском хребте наблюдаются три крупные сближенные положительные аномалии силы тяжести, разделенные весьма узкими полями с пониженными значениями силы тяжести, которые пространственно совпадают с субширотными, северо-западными разломами.

Срединный хребет характеризуется отрицательными значениями изометрии, причем наибольшая разница с Козыревским горстом довольно велика. Отрицательные значения поля силы тяжести устанавливаются и в пределах Быстринского хребта, представляющего собой продолжение Козыревского хребта к северо-востоку. Эти различия дают основания судить о том, что строение глубоких горизонтов коры в пределах хребтов достаточно различно и что геоблоки этих хребтов отделены друг от друга крупными дизъюнктивами из системы Центрально-Камчатского глубинного разлома. Горстовые поднятия отражены положительными магнитными аномалиями.

В пределах Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра выявлен ряд палеовулканических построек (неоген-древнечетвертичных) и структур центрального типа. На аэромагнитных картах они отбиваются характерным знакопеременным полем или положительными аномалиями.

Вулканогенно-рудный центр имеет двухэтажное строение: нижний этаж представлен верхнемеловыми туфогенно-осадочными породами и, возможно, более древними метаморфизованными образованиями, верхний — относительно слабо дислоцированными вулканитами, образующими ряд несогласно залегающих толщ.

Фундамент, подстилающий вулканиты, обнажается в южной части вулканогенно-рудного центра. Сложен в различной степени метаморфизованными

Рис. 22. Схематическая геологическая карта вулканотектонических структур Центрально-Камчатского рудного района:

1 — формация вулканогенно-молассовая (алейская серия, верхний миоцен — нижний плиоцен), ниже-средне-четвертичные и современные эффузивы; 2 — формация зеленых туфов (алейская серия, олигоцен — средний миоцен); 3 — формация кремнисто-вулканогенная, свиты: ирунейская (верхний мел), кирганикская (верхний мел — палеоцен); 4 — метаморфизы Срединного выступа; 5 — экструзии: а — дацитов, андезито-дацитов, липаритов, андезитов, б — базальтов и долеритов; 6 — близповерхностные фации интрузивных пород: диориты, диабазовые и диоритовые порфиры алеутской фазы складчатости (средний и верхний миоцен); 7 — гиабиссальная и близповерхностная фации интрузивных пород: граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты курильской фазы складчатости (нижний миоцен); 8 — дайки, андезито-базальты и базальты пострудные; 9 — мезозойские граниты, диориты, диабазы, габбро; 10 — верхнемеловые граниты, диориты; 11 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — с наклонным падением; 12: а — тектоно-магматические структуры центрального типа, б — шлаковые конусы; 13 — образования: а — полиметаллическое, б — медное, в — медно-никелевое, г — сурьмяно-ртутное, д — ртутное, е — серебряное; 14 — кварцевые и кварц-карбонатные (с адуляром и серицитом) жилы и жильные зоны; 15 — минеральные и термальные минеральные источники; 16 — ось Центрально-Камчатского глубинного разлома; 17 — оси северо-западных трансформных глубинных разломов (шовных зон)

образованиями мелового, а возможно, и более древнего возраста. Верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования являются, видимо, уже производными описываемого вулканогенного центра.

Среди меловых образований отмечаются древние вулканические центры, представленные в основном образованиями ирунейской серии (верхний мел) и кирганинской свиты (верхний мел — палеоген). В составе ирунейской серии отмечаются кремнистые сланцы, туффиты, спилиты, базальтовые порфириты, а также алевролиты, глинистые сланцы и песчаники. Общая мощность пород серии около 2000 м.

Кирганинская свита сложена преимущественно лавами и грубообломочными туфами. По составу лавы кирганинской свиты относятся к спилито-диабазовой формации (спилиты, диабазы, андезито-базальты). В северной части вулканогенно-рудного центра по данным ГСЗ фундамент залегает на глубине 2—2,5 км.

Верхний структурный этаж. Наиболее древними отложениями верхнего структурного этажа являются эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные породы нижнего миоцена. Они известны под названиями крапивинской и паратунской свит. Довольно полные их разрезы изучены в Срединном и Козыревском хребтах. Туфогенно-осадочные породы, представленные туффитами различных фракций, туфами, туфогенными песчаниками и алевролитами зеленовато-серой и темно-серой окраски, слагают нижнюю часть разреза и достигают мощности 600 м. Для этих пород нередко характерны слоистость и наличие растительного детрита.

Верхняя часть разреза представляет собой равномерное чередование базальтов, андезитов и туфов. Отложения нижнего миоцена характеризуются большей дислоцированностью, повышенной трещиноватостью и почти площадными изменениями пропилитового типа, что заметно отличает их от более молодых образований. Вторичные минералы в ряде случаев преобладают в составе пород, особенно туфогенно-осадочных, некоторые разности которых полностью состоят из кварца, эпидота, хлорита, карбоната, цеолитов и других вторичных минералов. Отложения нижнего миоцена относятся к андезитовой формации, которая формировалась в условиях островной дуги, на что указывает смена ее отложений вулканогенно-молассовыми образованиями к востоку и западу от Срединного и Козыревского хребтов.

Нижнемиоценовые отложения прорваны *интрузиями габбро-гранодиоритового ряда*. Ко второму ярусу можно отнести вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого состава, объединяемые в березовскую свиту, возраст которой считается среднемиоценовым. Абсолютный возраст липаритов и дацитов, слагающих экстрезивные купола среди отложений березовской свиты, 16—20 млн. лет.

В составе березовской свиты отмечаются андезиты, андезито-дациты, дациты, липариты, туфы, игнимбриты кислого состава, которые можно отнести к дацитовой формации. Формация имеет сложное строение: почти каждый участок ее развития характеризуется своеобразным разрезом. В бассейне р. Сухарика она сложена туфами и игнимбритами кислого состава мощностью до 600 м.

По р. Малой Кимитине формация представлена переслаиванием роговообманко-биотитовых дацитов и их туфов (680 м). Нередко в ее составе появляются довольно мощные пакки андезитов и туфов смешанного состава, а также липариты. Мощность до 1000 м.

Вторичные изменения в породах березовской свиты проявлены слабее, чем в нижнемиоценовых вулканитах. Образования березовской свиты проры-

ваются многочисленными субвулканическими телами липаритов, дацитов, андезитов, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров.

Породы березовской свиты резко пересыщены кремнеземом и характеризуются высоким коэффициентом железистости. Участки развития пород березовской свиты (второго яруса верхнего структурного этажа) особенно четко маркируют размещение вулканотектонических структур рассматриваемого вулканогенно-рудного центра.

Эффузивно-пирокластические образования верхнего миоцена—плиоцена занимают значительные площади в пределах Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра, представляя собой его третий структурный ярус.

Впервые выделенные в центральной части Срединного хребта в 1954 г. Ю. В. Жегаловым и Ю. В. Макаровым как эффузивные аналоги седанкинского комплекса, они были объединены в алнейскую серию в 1959 г. после составления опорного разреза в районе вулкана Алней. В последующем образовании алнейской серии картировались всеми геологами, изучающими третичные вулканогенные разрезы в пределах указанных выше структурно-фациальных зон.

Общими особенностями отложений серии, как отмечают все исследователи, следует считать континентальные условия их образования, закономерную смену состава пород от основных к кислым, фациальные переходы к фаунистически охарактеризованным вулканогенно-осадочным образованиям.

В большинстве изученных районов отложения алнейской серии с перерывом залегают на породах нижнего или среднего миоцена, имея иногда в основании маломощные слои туфоконгломератов, в слабоокатанной гальке которых наблюдаются все разновидности нижележащих пород. Чаще же контакт представлен корой выветривания миоценовых пород, на которой залегают, заполняя глубокие карманы, туфобрекчии, реже лавы алнея. В некоторых районах породы алнейской серии перекрыты голыгинскими (плиоцен) игнимбридами и туфолавами, чаще нижнечетвертичными покровами базальтов.

Общая мощность вулканогенных образований, относимых к алнейской серии, является величиной непостоянной для разных районов вулканогенно-рудного центра, достигая 1500 м в пределах Быстринского хребта.

Образования серии почти не затронуты последующими складчатыми движениями, залегая в большинстве случаев полого (под углом 5—15°). При картировании алнейских отложений повсеместно выделяются характерные периклинальные залегания пород вокруг древних миоцен-четвертичных вулканических центров. Образование как алнейских, так и нижнечетвертичных вулканогенных толщ связывается именно с этими вулканами.

Учитывая структурное положение, фациальные переходы, наличие характерных изменений пород и субвулканических тел вблизи предполагаемых центров извержений, в пределах вулканогенно-рудного центра были выделены древние щитовидные вулканы: Ираканский, Одъюкский (Апрелков, 1966), Агинский (Ю. И. Харченко, 1968 г.) и ряд других.

Большинством геологов в средней части алнейского разреза серии почти повсеместно отмечается горизонт слоистых и тонкослоистых псаммитовых туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, нередко с остатками ископаемой флоры плиоценового возраста. Залегают эти образования, как правило, горизонтально; резко отличаются от окружающих темных туфов и лав своим желто-серым, белесоватым цветом. Мощность их, как и всех алнейских отложений, непостоянна: колеблется от 30 до 200 м.

Положение описанного горизонта в средней части разреза эффузивно-пирокластических пород и его указанные особенности позволяют уверенно, на наш взгляд, выделять его в качестве маркирующего при картировании образований третьего яруса. Формирование пород горизонта происходило в озерах, видимо, широко распространенных в плиоцене на склонах обширных щитовидных вулканов и в межгорных впадинах (Ю. И. Харченко, 1965 г.).

Игнимбриты, пемзокластические туфы плиоценового возраста отмечаются в разрезах центра между отложениями алнейской серии и нижнечетвертичными базальтами. Впервые выделенные в бассейне р. Озерной под названием голыгинской свиты, они представляют собой весьма специфические образования, замыкающие поздненеогеновый цикл вулканизма. Характерно наличие маломощных прослоев кластических пород в основании и в кровле сравнительно мощной толщи игнимбритов, что указывает на пирокластическое их происхождение.

Образования голыгинской свиты залегают с перерывом на всех более древних отложениях и, в свою очередь, несогласно перекрыты нижнечетвертичными базальтами. Гидротермально измененные породы в разрезах свиты отсутствуют, хотя отмечались неоднократные случаи непосредственного налегания голыгинских игнимбритов и туфов на гидротермально измененные породы паратунской и березовской свит, а также приуроченность полей распространения игнимбритов к зонам мощных разломов.

Общая мощность описываемых отложений не превышает 200 м, отмечается их приуроченность к определенным центрам вулканических извержений. Возраст свиты установлен достаточно уверенно по многочисленным, определенным абсолютного возраста и по однозначному положению в разрезе вулкано-генных толщ.

Нижнечетвертичные эффузивы распространены довольно широко в пределах Ичинско-Кирганикского центра. Представлены они оливиновыми базальтами, андезито-базальтами (так называемыми платобазальтами), реже пирокластическими образованиями. С перерывом во времени они перекрывают нижележащие толщи, причем повсеместно наблюдается резкое угловое несогласие между доалнейскими и нижнечетвертичными образованиями, а также совершенно незначительный перерыв между покровами нижнечетвертичных эффузивов и алнеем. Этот факт довольно однозначно подтверждает образование и алнейских и нижнечетвертичных толщ из одних долгоживущих вулканических аппаратов (будь то трещина или вулканы центрального типа).

Нижнечетвертичные эффузивы, как правило, залегают субгоризонтально и слагают вершины водораздельных участков, образуя часто обширные плато. В редких случаях наблюдается расположение описываемых вулкаников отдельными блоками в присклоновых частях долин современной гидросети, чему способствовали, вероятно, неотектонические движения. Мощность отдельных потоков нередко достигает 20—30 м, а прослоев пирокластике 50 м. Общая мощность образований около 400 м.

Нижнечетвертичные лавы отличаются от поздненеогеновых вулкаников некоторыми петрохимическими особенностями: пониженной щелочностью, ограниченным рядом пород (преимущественно базальтами), а также весьма незначительным присутствием пирокластических отложений.

Средне-верхнечетвертичные лавы андезито-дацитов и дацитов распределены нешироко в пределах центра, но иногда играют существенную роль в геологическом строении отдельных его участков.

Современные шлаки и лавы базальтов развиты довольно широко (Маренина, 1962). Эти образования, являясь производными одноактных вулканических извержений (шлаковые и лавовые конусы), отлично определяются на местности и дешифрируются на аэрофотоснимках, благодаря их незначительной эродированности.

Интрузивные и субвулканические образования. Среди вулканитов, особенно раннемиоценовых, широко развиты интрузивные и субвулканические образования, комагматичные вмещающим отложениям. Они часто размещаются в центральных частях эродированных вулкано-тектонических структур.

Сложный комплекс этих образований широко развит в горстовых поднятиях Козыревского и Срединного хребтов. Интрузивные тела локализуются лишь в нижне- и среднемиоценовых отложениях. Для более молодых отложений (альпийская серия) характерны по преимуществу экструзии различного состава (от базальтов до дацитов).

Интрузивные тела, прорывающие толщу раннемиоценовых вулканитов, обычно имеют сложный состав. Формировались они в два этапа: первыми внедрялись габброиды, а затем диориты, гранодиориты и реже граниты (р. Кадар). Среди среднемиоценовых отложений кислого состава встречаются небольшие тела гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов; типичны экструзии липаритов, дацитов, андезитов, реже базальтов и долеритов.

Наиболее значительно эродированный Кадарский интрузивный массив имеет площадь 40 км² и отличается отсутствием образований первого этапа, т. е. габброидов. Интрузивные породы имеют четкие контакты с вмещающими породами (падение 40—60°) и ясно выраженное зональное строение: наиболее глубоко эродированные части сложены кислыми породами (до гранитов), которые к эндоконтактам сменяются диоритовыми порфиритами.

Среди сравнительно небольших интрузий, формировавшихся в два этапа, следует назвать интрузию, размещающуюся в кальдере Ираканского щитового вулкана, имеющую площадь выхода 7 км². Первый этап представлен темно-серыми до черных габбро, прорванными светло-серыми и зеленовато-серыми диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Последние преобладают в составе интрузии. В заключение сформировались маломощные жилы аплитов. Вмещающие породы — андезиты и туфы раннемиоценового возраста.

В зоне контактов габбро и диоритов отмечается развитие биотита, турмалина, калиевого полевого шпата по габбро. Интрузия вскрыта на незначительную глубину, о чем свидетельствует преобладание диоритовых порфиритов среди пород второй фазы и довольно широкое развитие роговиков. Мощность зоны роговикования при крутых контактах не превышает 30 м.

В большинстве случаев возраст перечисленных интрузий считается ранне- или среднемиоценовым. Об этом свидетельствуют радиохронологические определения, а также многочисленные находки галек этих интрузивных пород в базальных слоях верхнего миоцена — плиоцена.

Кратко о петрографическом составе интрузий.

Габбро имеют офитовую, гипидиоморфнозернистую структуру, участками диабазовую. Минеральный состав: лабрадор (65%), ромбический пироксен и псевдоморфозы по нему минералов (20%), клинопироксен (15%), изредка кварц, рудные минералы. Из аксессуарных — циркон и сфен.

Габбро-диабазы характеризуются порфировой структурой с пойкилофитовой основной массой, повышенным содержанием кварца (5%), калиевого полевого шпата. По цветным минералам развиваются актинолит, пеннин с эпидотом.

Диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириды порфировой, призматически-зернистой с элементами диабазовой и офитовой структуры. Обычный минеральный состав: плагиоклаз (андезин, лабрадор, гиперстен и моноклинный пироксен, изредка биотит в кварцевых диоритах), кварц, калиевый полевой шпат (в кварцевых разностях соответственно 7% и 9%). Вторичные минералы: пирит, хлорит, серицит, актинолит.

Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую или порфировую структуру с аплитовидной и неравномернозернистой основной массой. От диоритов их отличает присутствие роговой обманки, высокое содержание кварца (15—25%) и калиевого полевого шпата (15—25%). Вторичные минералы: хлорит, карбонат, эпидот, актинолит.

Граниты известны в Кадарском и Озерновском массивах. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками микропегматитовой. В породах преобладают калиевый полевой шпат (40—50%) и кварц (20—45%). Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу. Цветные минералы представлены пироксенами (до 15%) и биотитом (1—2%). Вторичные минералы подобны встречающимся в других разновидностях интрузивных пород.

Аплиты, выполняющие мелкие прожилки и представляющие собой наиболее поздние образования, состоят из кварца и калиевого полевого шпата, образующих микропертитовые сростания, с примесью магнетита.

Роговики и роговикованные породы образуют ореол вокруг выходов интрузивных пород шириной от первых десятков метров до 300 м, чаще 5—30 м. По составу выделяются пироксен-плагиоклазовые, пироксен-биотит-плагиоклазовые с кварцем роговики с пятнисто-петельчатой и мелкозернистой структурой. Нередко улавливаются реликтовые порфириновые или обломочные структуры.

Структуры Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра. Среди вулcano-тектонических структур, создающих в целом сложную мозаичную картину строения Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра и играющих важную роль в локализации медно-молибденового, медного, полиметаллического и других оруденений, выделяются: 1) вулcano-тектонические депрессии неоген-древнечетвертичных вулканов; 2) вулcano-тектонические горсты (жулола); 3) кольцевые структуры.

Вулcano-тектонические депрессии неоген-древнечетвертичных вулканов. В пределах вулканогенно-рудного центра вулcano-тектонические депрессии являются, пожалуй, наиболее распространенным элементом. В процессе среднемасштабного и более детального картирования выявлен ряд крупных щитовых вулканов с обширными вулcano-тектоническими структурами: Одьюкский, Ираканский, Бонгабти, Оччамо, Копыльинский, Агинский, Балхачский.

Структуры Одьюкского и Ираканского вулканов приурочены к водораздельной части Козыревского хребта. Они имеют поперечник свыше 10 км; в центральной их части вскрываются андезиты, базальты, туфы нижнемиоценового возраста, прорванные небольшими интрузиями гранитоидов. Склоны образованы периклинально залегающими эффузивно-пирокластическими отложениями алнейской серии и покровами древнечетвертичных базальтов.

Крутое залегание (15—20°) вблизи кальдеры постепенно выполаживается до горизонтального по периферии вулканов. В центральной части кальдер и по их внешним склонам прослеживаются кольцевые разломы. Там же располагаются доледниковые вулканы и экструзии кислого состава (Дыгерен-Оленгенде, Эргы-Оленгенде и др.).

Ряд данных позволяет считать, что описываемые вулканические центры унаследованно развивались с нижнего миоцена. Поперечник щитовых вулканов 30—40 км. Породы, вскрывающиеся в кальдерах, пропилитизированы, превращены во вторичные кварциты. Поля последних занимают площадь около 30 км² в каждой кальдере. С зонами вторичных кварцитов связаны рудопроявления ртути (киноварь, метациннабарит).

Агинская вулcano-тектоническая структура. В центральной части этой структуры вскрываются эффузивно-пирокластические образования среднего и кислого состава, прорванные небольшой интрузией диоритов. Склоны депрессии сложены отложениями алнейской серии, плиоценовыми игнимбритами и покровами базальтов. Характерной особенностью этой постройки является серия субпараллельных нарушений северо-восточного простирания, прослеживающихся далее в Козыревский хребет. Здесь установлены кварцевожилные зоны, локализующиеся как в центральной, так и в краевых частях структуры.

Существенное значение в строении структуры имеют дайки основного, реже среднего и кислого состава, располагающиеся радиально. Базальтовые дайки обладают преимущественно северо-восточным простиранием. С ними в тесной ассоциации находятся кварцевые оруденелые жилы.

Строение других построек (Балхачский, Оччамо и др.) в общем сходно. Характерными чертами этих построек являются:

- 1) обширные вулcano-тектонические депрессии с приуроченностью к ним дайковых интрузивных образований;
- 2) поля вторичных кварцитов и пропилитов, кварц-карбонатные жилы;
- 3) периклинальное залегание вулканитов со сменой фаций: преобладание эффузивов в центральной части, появление туфогенно-осадочных пород по периферии;
- 4) дайковые поля (кольцевые, радиальные);
- 5) кольцевые разломы как внутри структур, так и по склонам вулканических построек,

Вулcano-тектонические горсты (купола). Горстовые поднятия, ограниченные четко проявленными разломами, выделяются в Срединном хребте и в южной части Козыревского хребта.

Кадарский горст имеет площадь 150 км². Ограничен северо-восточным и северо-западными разломами, вытянут в северо-западном направлении. Амплитуда поднятия, судя по взаимоотношениям с алнейской серией, составляет не менее 1000 м. Это, пожалуй, один из самых высоко поднятых блоков вулканогенно-рудного центра. Он сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего миоцена, имеющими крутое (до 40—50°) падение на юго-восток и прорываемыми их интрузиями гранитоидов. Все породы пропилитизированы, имеются поля вторичных кварцитов. Для измененных пород характерно наличие гематитовой минерализации. Здесь же обнаружены мелкие кварц-карбонатные жилы.

Димшиканский горст состоит из двух небольших изометричных поднятий, одно из которых слагает фундамент древнечетвертичного вулкана Бонгабти, а второе, расположенное непосредственно к северо-западу, представляет собой куполовидный блок среди отложений алнейской серии и древнечетвертичных базальтов. Поднятия сложены вулканитами березовской свиты кислого состава, среди которых преобладают игнимбриты. Породы пронизаны тонкими прожилками карбонатов, хлоритизированы, слабо окварцованы.

В пределах поднятия сохранились небольшие останцы плиоценовых игнимбритов и древнечетвертичных базальтов. Особенностью этого горста является

обилие довольно крупных (площадью до 2 км²) экструзивных куполов липарито-дацитового состава. Возраст их четвертичный.

Южно-Козыревский горст. Наиболее обширное горстовое поднятие расположено в южной части Козыревского хребта. Горст ограничен серией сбросов, следующих параллельно долине р. Быстрой-Козыревской и вдоль юго-восточных склонов Козыревского хребта. К разломам приурочены многочисленные цепи шлаковых конусов и более крупные базальтовые вулканы.

В центральной части горста обнаруживаются нижнемиоценовые вулканы, но преобладают эффузивно-пирокластические породы березовской свиты. Система разломов составляет крупный овал, вытянутый в северо-восточном направлении. Крупные дугообразные разломы ограничивают его с юга и севера. Дугообразный разлом контролирует размещение интрузии гранитоидов. Зоны вторичных кварцитов отмечаются среди андезитов нижнего миоцена и нехарактерны для березовской свиты.

В пределах горста выявлены жильные кварц-карбонатные системы с серебряным оруденением. Все рудопроявления размещаются среди игнимбригов березовской свиты. Жильные зоны контролируются нарушениями северо-восточного направления. Более сложную систему, близкую к кольцевой, образуют жильные зоны, где кроме жил кварц-карбонат-адулярового состава в центральной части отмечаются весьма своеобразные метасоматические кварциты, образующие крупные скальные столбы среди игнимбригов (трубообразные тела до 100—150 м в поперечнике).

Кольцевые структуры. *Малокимитинская кольцевая структура* выделена при дешифрировании аэрофотоснимков и анализе детальных геологических карт. Она находится в пределах крупного разлома меридионального простирания, прослеживающегося от р. Кирганика до верховьев р. Быстрой-Козыревской.

Кольцевая структура прослеживается по долине р. Малой Кимитине, в верховьях которой она выражена многочисленными прямолинейными разломами, образующими при сочленении кольцевую систему диаметром около 10 км. Центральная и западная части кольцевой структуры закрыты вулканами алнейской серии и более молодыми отложениями, поэтому об их внутреннем строении судить трудно. Кольцо обрамляют дайки дацитов, андезитов, имеющие простирание, совпадающее с направлением разломов ограничения кольцевой структуры. Многочисленны радиальные дайки.

В строении кольцевой структуры участвуют дациты, туфы, туффиты березовской свиты и субвулканические тела гранодиорит-порфиритов и андезито-дацитов.

На северном склоне кольцевой структуры прослеживаются разломы, разрывы и трещины меридионального и северо-восточного простирания. Многочисленные кварц-карбонатные жилы с серебряным (с примесью ртутного) оруденением имеют такие же простирания.

Гидротермально измененные породы и оруденение в Ичинско-Кирганикском вулканогенно-рудном центре. На площади Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра выявлены различные по возрасту, генезису, вещественному составу и морфологии рудные проявления. Большинство близповерхностных (эпитермальных) рудных проявлений и месторождений приурочено к выходам неогеновых вулканитов и сингенетичных им близповерхностных субвулканических интрузивных тел.

Кроме наиболее поздних серебряных, сурьмяно-ртутных и ртутных проявлений, здесь отмечается медное и медно-никелевое оруденение, локализу-

ящиеся в наиболее ранних вулканитах (верхний мел — палеоген); полиметаллическое в вулканитах нижнего (возможно, и среднего) миоцена и в курильских гранитоидах (нижний миоцен?). Однако на отдельных рудных полях отмечаются проявления свинца и цинка в нижней и ртути в верхней части колонки вертикальной зональности оруденения. В каждую фазу тектогенеза (рудообразования) колонка оруденения была более или менее полной: от меди внизу до ртути (серы) вверху, но количественно в каждую определенную фазу преобладал один подтип оруденения.

Для характеристики и сравнения приведем описание ряда рудопроявлений, различных по вещественному составу, возрасту и размещенных на участках Ичинско-Кирганикского и соседнего к северу Алнейского вулканогенно-рудных центров.

На юге описываемого Ичинско-Кирганикского вулканогенно-рудного центра А. И. Байковым (1963 г.) выделена кольцевая Облуковинская вулканоплутоническая структура (палеовулкан Левинсона-Лессинга, по Д. С. Харкевичу, 1941 г.). На ее северо-восточном фланге им отмечается кольцевая структура второго порядка (вложенная в первую) — Кирганикская. Вулканизм в этом районе является, безусловно, долгоживущим (верхний мел — нижнечетвертичный отдел), что подчеркивается общим геологическим строением: верхнемеловой Кирганикский центр вулканической деятельности далее во времени и пространстве был унаследован палеовулканами неогенового возраста, образовавшими толщи вулканитов анавгайской и алнейской серий.

Затем возникли четвертичные вулканические сооружения: вулканы Ичинский, Бонгабти, Уксичан, Ахтанг и др. Многие из них унаследовали пространственное расположение от более древних вулканических центров, размещение других (современные лавовые и шлаковые конусы) контролировалось долгоживущими глубинными разломами (восточные склоны Срединного хребта).

В соответствии с общим развитием вулканической деятельности направлено было и гидротермальное рудообразование: медно-никелевое с кобальтом и платиноидами в верхнем мелу — палеогене сменилось далее полиметаллическим, затем — золото-полиметаллическим, золото-серебряным, золото-сурьмяно-ртутным, ртутным, серно-алунитовым и завершается современным минералообразованием в термальных источниках.

Медно-никелевое рудопроявление горы Шануч расположено на крайнем северо-западном фланге единой меднорудной зоны. Оно представлено трубообразным телом медно-никелевых с кобальтом руд, локализующимся в штоке амфиболитизированных габбро, прорывающих верхнемеловые плагиограниты. Вмещающими для интрузивных тел являются палеозой-мезозойские гнейсы и кристаллические сланцы. На глубину рудопроявление не изучено.

Медное оруденение в районе Кирганикского перевала расположено в центре Срединного хребта на южном фланге вулканогенно-рудного центра. Нижние части разрезов образованы верхнемеловыми вулканогенными породами, осложненными изоклинальной складчатостью с крутым падением. По простиранию складчатости образования верхнего мела полого погружаются к востоку и северо-востоку под неоген-четвертичные отложения.

Последние характеризуются спокойным залеганием и затронуты лишь разрывными нарушениями, своей конфигурацией подчеркивающими кольцеобразную форму общей структуры района. Размещение тел интрузивных и субвулканических пород здесь также подчинено кольцевой форме структуры. Вулкано-тектоническая структура сформировалась в позднем мелу.

Непосредственно Кирганикское медное месторождение располагается в центре этой структуры и приурочено к телу гидротермально измененных пород типа ортоклазовых метасоматитов.

Пространственно выделяются три условно разобщенные рудные зоны мощностью 80—200 м и протяженностью до 1000 м. Сложены они окисленными и частично выщелоченными на поверхности борнит-халькопирит-пиритовыми с халькозином рудами. Значительно развиты вторичные медные минералы. На глубину месторождение не изучено. К северо-западу по простиранию выявлены меднорудные проявления в аналогичной геологической обстановке.

На юго-восточном фланге вулканогенно-рудного центра: на участке сочленения северо-западной зоны верхнемелового — палеогенового (?) медного и северо-северо-восточной зоны неогенового эпитермального полиметаллического, сурьмяно-ртутного, ртутного и серниго оруденения располагается *Лазурное полиметаллическое месторождение*. Пространственно оно имеет еще одну привязку: расположено на северном фланге вулканотектонической структуры Левинсона-Лессинга.

Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и жильно-штокверковые зоны, содержащие сульфиды меди, свинца, цинка, располагаются среди неогеновых (средний миоцен) диоритовых порфиритов, прорывающих вулканогенно-осадочные верхнемеловые, вулканогенные среднемиоценовые образования, а также нижнемиоценовую интрузию диоритов и кварцевых диоритов. Значительным развитием в пределах рудного поля пользуются дайки и малые тела диоритов, диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов. Причем последние, как увидим позднее, развиты почти на всех рудных полях вулканогенно-рудного центра. Жилы имеют крутое падение. На глубину оруденение не изучено. Возможно, что вмещающие рудные тела диоритовых порфиритов представляют собой не самостоятельную интрузию, значительно оторванную во времени от диоритов и кварцевых диоритов, а всего лишь их краевую фацию.

Чемпуринское сурьмяно-ртутное месторождение локализовано в наиболее поздних вулканитах, слагающих древний щитовидный стратовулкан Ильинский.

Наиболее древние породы фундамента вулкана, вскрывающиеся в районе, представлены средне-верхнемиоценовыми (27—14 млн. лет) пропилитизированными туфами, туфобрекчиями среднего и кислого состава, переслаивающимися с потоками андезитов, дацитов, реже андезит-базальтов. Пропилитизация для этих пород (хлорит-карбонат-кварц-серицит-эпидот) весьма характерное явление, и проявляется она по всей площади развития указанных пород.

В районе наблюдается большое число незначительных по размерам тел субвулканических интрузивных образований (кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты, субинтрузивные дациты). Интрузивные тела залегают в форме либо небольших штоков, либо суббластовых образований (силлов) мощностью от 5 до 200 м с углом падения от 30 до 70°. Приконтактовое ороговикование пород проявлено незначительно, что подчеркивает близкповерхностный и субвулканический характер интрузивных образований.

Выше с несогласием залегают эффузивные и пирокластические образования среднего состава, относящиеся на соседних площадях к алнейской серии, т. е. к верхнему миоцену — плиоцену. Указанные образования залегают горизонтально и пологонаклонно. Углы падения потоков лав и пластов туфов увеличиваются по мере приближения к верховьям рек Кававли и Анавгая (Агликича).

Кроме того, в этом же направлении в разрезе лавы начинают преобладать над туфами. Пропилитизация, характерная для нижележащих толщ, в указан-

ных породах отсутствует, поля вторичных кварцитов редки и, располагаясь большей частью вдоль трещин, несут характер опализированных пород.

В разрезе описываемых толщ встречаются кислые туфогенно-осадочные образования озерного генезиса. Стратиграфически выше и субпериклинально к указанному центру залегают пологонаклонные потоки лав нижнечетвертичных оливиновых базальтов, андезито-базальтов с редкими прослоями туфобрекчий и туфов.

В пределах Чемпуринского рудного поля многочисленны дайки кварцевых диоритовых порфиритов, диоритовых порфиритов, андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Синхронными интрузии являются явно первые, которые имеют и северо-восточное, и северо-западное простирание при вертикальном падении. Более поздними являются дайки андезитов и базальтов. Мощность таких даек варьирует в пределах 1—7 м. Большинство их заполняет тектонические трещины северо-восточного простирания.

Изучение месторождения показало, что часто рудные тела приурочены к ослабленным зонам в экзоконтактах даек андезито-базальтов и локализуются вдоль последних.

К югу от Чемпуринского месторождения, в верховье р. Кававли дайки основных пород и рудные зоны субпараллельно ориентированы в северо-восточном направлении, образуя единое поле. Дайки подверглись окolorудным изменениям. На рудопроявлении Ильинка рудные зонки с киноварью и метациннабаритом секут дайку базальтов на протяжении почти 200 м. За пределами этого интервала наблюдаются интенсивно измененные (каолинизированные) вмещающие породы с киноварью. Таким образом, рудный процесс проявился сразу же после формирования даек основных пород.

Стратифицирующиеся эффузивно-пирокластические образования и интрузивные кварцевые диоритовые порфириты рассечены разломами и трещинами северо-восточного и северо-западного простирания, которые входят в состав региональной полосы разломов, проходящей по рекам Правой Кававле, Агликчу через Чемпуринское месторождение, Оксинские и Апапельские горячие источники.

Непосредственно на площади рудного поля основными являются субпараллельные разломы северо-восточного простирания. Эти разломы контролируют магматическую деятельность в районе, сопровождаются целой серией трещин и разломов второго порядка, имеющих самое различное простирание, но преимущественно северо-восточное и северо-западное. К местам пересечения трещин и основных разломов приурочены известные рудные тела месторождения.

Разрывные нарушения сыграли решающую роль в формировании структуры месторождения. Они послужили подводными каналами для гидротермальных растворов, деятельность которых завершилась образованием линейно-вытянутых зон измененных пород с наложенной антимонит-реальгаркиноварной минерализацией.

Зоны гидротермально измененных пород Чемпуринского месторождения имеют четко выраженное полизональное строение. Их центральная часть сложена монокварцитами, по периферии которых развиты кварц-серицит-диккитовые породы, постепенно переходящие в кварц-серицитовые, которые сменяются серицитизированными, карбонатизированными и хлоритизированными породами.

По падению зон гидротермально измененных пород монокварциты постепенно выклиниваются и сменяются жильным кварцем, далее по падению

постепенно выклиниваются кварц-серицит-диккитовые и кварц-серицитовые породы. Наиболее глубокие части зон измененных пород представляют собой зоны пропилитизации с пиритом. С зональностью гидротермально измененных пород тесно связана зональность распределения рудных минералов.

Ртутное оруденение локализовано в осевых частях зон гидротермально измененных пород, развитых по интрузивным кварцевым диоритовым порфиритам. Наиболее богатое оруденение встречается в кварц-серицит-диккитовых породах на контакте с монокварцитами и по заполненным диккитом трещинкам и пустоткам в монокварцитах, причем степень оруденения находится в прямой зависимости с диккитизацией вмещающих пород.

В серицитизированных и хлоритизированных породах содержание ртути не превышает тысячных долей процента. С выклиниванием монокварцитов и кварц-серицит-диккитовых пород по падению постепенно выклинивается ртутное оруденение, которое на глубине сменяется небогатой реальгар-антимонитовой минерализацией.

Как зоны гидротермально измененных пород на центральном участке месторождения, так и связанные с ними рудные тела образуют систему сложного штокверка с линейно-вытянутыми ответвлениями к северо-западу и юго-западу.

Изучение месторождения на глубину показало, что с появлением в зонах гидротермально измененных пород жильного кварца увеличивается содержание полезного компонента в рудных телах совместно с малахитом, пиритом и киноварью. В другой пробе, отобранной из кварцевой жилы, отмечался сфалерит. Он же (марматит) был обнаружен в пробах из рассечки.

Термометрические исследования включений в кварце (различного генезиса), кальците и киновари показали, что нижняя температурная граница формирования кварцевых диоритовых порфиритов составляет $850-830^{\circ}\text{C}$ при участии флюидного раствора с температурой до $500-420^{\circ}\text{C}$. Пропилитизация диоритовых порфиритов протекала в температурном интервале $430-370^{\circ}\text{C}$. Последующее их окварцевание с образованием околотрещинных монокварцитов, а также появление гидрослюд и каолинита осуществлялось гидротермами при температуре $370-115^{\circ}\text{C}$.

Сульфиды железа, меди, цинка, свинца вместе с блеклыми рудами выделялись при температуре $320-180^{\circ}\text{C}$. В этом же температурном интервале формировался жильный и халцедоновидный кварц. Мышьяково-ртутные руды в ассоциации с друзовидным кварцем и кальцитом отлагались из гидротермальных растворов при температуре $75-97^{\circ}\text{C}$.

Немаловажен факт обнаружения Н. И. Андрусенко в газовой-жидких включениях кубиков галита, что указывает на хлоридный состав рудоотлагающих гидротерм.

Одно из месторождений размещается в пределах ранее описанной Агинской долгоживущей вулкано-тектонической структуры, контролируемой пересечением северо-восточного Центрально-Камчатского глубинного разлома и Кирганикского разлома северо-западного простирания, к которому приурочен и один из крупнейших вулканических массивов Центральной Камчатки — вулкан Ичинский (Q_{3-4}). Таким образом, непрерывное проявление магматизма и металлогении происходит здесь от раннего миоцена доныне.

Фундамент вулкано-тектонической структуры сложен вулканогенными породами основного и среднего состава в значительной степени гидротермально измененными (пропилитизированными). В верхах разреза появляются кислые разновидности пород: липарито-дациты и игнимбриты.

В нижней части преобладают андезиты, базальты, их туфы и туфобрекчи. Для лав и туфов характерны темные (до черного) цвета с зеленоватым оттенком, обусловленным развитием хлорита и эпидота. Мощность отложений нижней части разреза 500 м.

Стратиграфические выше согласно залегают эффузивно-пирокластические образования среднего и кислого состава, также подвергшиеся процилизации. Преобладают зеленовато-серые туфы с сиреневатыми оттенками в низах разреза и серые с буроватыми корочками гематитизации андезиты в его верхах. Возраст отложений датируется от среднего миоцена до плиоцена.

Выше указанных пирокластических отложений залегает пачка преимущественно лавовых образований (200—250 м). Верхняя ее часть сложена лавами липарито-дацитов и небольшим по объему потоком игнимбритов.

Отмеченные образования относятся к березовской свите. Они параллелизуются В. К. Ротманом и М. М. Василевским (1964 г.) с формацией зеленых туфов Японии. Судя по элементам залегания указанных осадков, скорее всего они сформировались в озерах, расположенных на склонах древних обширных щитовидных стратовулканов. Туфы и туфоконгломераты залегают большей частью горизонтально на пологонаклонных туфобрекчиях и лавах.

Выше отмеченных туфогенно-осадочных пород залегают туфобрекчи и лавы андезитового и базальтового состава алнейской серии. Эти образования пользуются преимущественным развитием в районе и совершенно не подверглись гидротермальным преобразованиям на большей части площади распространения. Лишь там, где они представлены прижерловыми фациями (агглютинаты, шлаки и др.), породы превращены в алунитовые и каолиновые вторичные кварциты.

На третичных образованиях с перерывом, обусловленным периодом покоя в деятельности магматического центра, залегают останцы покровов нижнечетвертичных базальтов центра. В плане они обрамляют более древнюю вулканотектоническую структуру, залегание их близко к периклинальному.

Излияния базальтов происходили не из одного прежнего центра, а имели скорее трещинный характер с активизацией извержения на отдельных участках трещин северо-восточного простирания.

В центре вулканической структуры обнажаются диориты и диоритовые порфириты с останцами и крупными ксенолитами вмещающих пород. Выходы интрузивных пород занимают площадь около 2 км² и образуют вытянутый в северо-восточном направлении массив. Конфигурация массива обязана своим происхождением магмоконтролирующему разлому северо-восточного простирания.

В строении массива принимают участие диориты, диоритовые порфириты и габбро-диоритовые порфириты. Между всеми этими разновидностями существуют постепенные взаимопереходы. Прорванные туфы и андезиты фундамента вулкана ороговикованы на ширину 10—20 м от зоны контакта.

Породы массива подверглись гидротермальным преобразованиям (хлоритизации, пиритизации, окварцеванию и калишпатизации). Обычны также эпидот, карбонат, лейкоксен, вторичный амфибол. Метасоматический калишпат в диоритовых порфиритах чаще наблюдается в непосредственной близости от контактовой зоны.

Многочисленны в районе также дайки и экструзии базальтов, андезитобазальтов, долеритов, реже дацитов и диоритовых порфиритов. По времени формирования все дайки можно разделить на доверхнемиоценовые, плиоценовые и нижнечетвертичные. Доверхнемиоценовые дайки и субвулканические

тела диоритовых порфиритов являются дорудными; плиоценовые и нижнечетвертичные дайки базальтов — пострудными.

Кроме даек в пределах рудного поля отмечаются небольшие штоки четвертичных базальтов — долеритов, как бы насаженные на разломы, окаймляющие вулкано-тектоническую структуру. Скорее всего они синхронны по времени нижнечетвертичным базальтовым покровам и являются останцами лавоподводящих каналов (некками).

Позднее (в среднечетвертичное время) по разломам северо-западного простирания сформировались небольшие экструзивные купола андезито-дацитов. Эти образования однотипны и синхронны по времени формирования с дацитовыми вулканами и куполами к северу от рудного поля (вулкан Дыгерен-Оленгенде и др.).

Как уже указывалось, главные разрывные нарушения района имеют северо-восточное и северо-западное простирание. Нарушения северо-восточного и северо-западного простирания являются долгоживущими, контролировали и контролируют всю магматическую деятельность в районе месторождения. В конце нижнечетвертичного времени оживление подвижек по ним сформировало тектоническое поднятие центра структуры. Второстепенные разломы послужили подводящими каналами для гидротерм и вмещающими структурами для рудных тел.

Кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-цеолитовые ртутьсодержащие жилы, прожилки, зоны дробления пород в пределах рудного поля сосредоточены на четырех участках (дальнейшее изучение рудного поля, возможно, позволит увеличить их число): Первом, Перевальном, Вьюн, Кетачан II. Они не однозначны ни по количеству рудных тел, ни по геологическому строению, хотя в последнем дело касается деталей.

На первом участке в настоящее время известна одна кварцевая жила бананцевого строения, крустификационно-полосчатой и брекчиевой текстуры, располагающаяся в сульфидизированной зоне дробления вулканитов северо-восточного простирания. Мощность зоны дробления варьирует в пределах 20—40 м, а непосредственно кварцевой жилы 0,2—8 м. В юго-западном раздуве протяженностью на поверхности 80 м выявлены скопления полезных ископаемых.

На глубине 20—60 м от поверхности жила уже не имеет ни столь резких раздувов, как на поверхности, ни бананцевого распределения ценных компонентов.

На втором участке известны три жильные зоны. Строение их довольно сложное, но в общем это те же зоны дробления пород (преимущественно лав), сцементированные кварцем и цеолитами, одним кварцем, кварцем и карбонатом. Участками кварц формировался в зонах в самостоятельных жилах мощностью от 0,2 до 1 м, но чаще трудно провести границу между зоной дробления, сцементированной кварцем и кварцевой жилой брекчиевой текстуры.

По вещественному составу руды этих двух участков различаются между собой присутствием на втором участке жильных минералов более близкого (низкотемпературного) генезиса. Парагенезисы жильных и рудных минералов (их вертикальная зональность) и структурные особенности разных участков позволяют определять вертикальный размах интенсивного оруденения в 400—500 м, наличие на втором участке самых верхних частей рудных тел, возможность обнаружения там же слепых рудных тел.

Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце и кальците колеблется от 120 до 320° С. Ю. М. Щепотьев (1969 г.) отмечает в рудах

следующие минералы: а) рудные — гессит, алтаит, калаверит, креннерит, риккардит, сфалерит, халькопирит, пирит, аргентит и др.; б) жильные — адуляр, кварц, карбонаты, цеолиты, серицит, гидрослюда и др.

Оганчинское месторождение является одним из наиболее изученных месторождений Камчатки. Оно расположено в осевой части Срединного хребта (Корякско-Камчатского антиклинория) на северном периклинальном замыкании Срединного массива метаморфических пород.

Наиболее древними породами в пределах рудного поля площадью 90 км² являются верхнемеловые глинистые сланцы, алевролиты, метаморфизованные песчаники, филлитизированные сланцы хозгонской свиты, кремнистые сланцы, туффиты, туфы, туфобрекчии, порфириты ирунейской свиты и лавобрекчии, туфобрекчии, туфокогломераты, гравелиты, порфириты кирганикской свиты.

Породами анавгайской серии (андезиты, базальты, дациты, их туфы и туфобрекчии, а также туфоалевролиты и туфопесчаники) сложены центральная и северо-восточная части месторождения. Они разделены на две пачки: нижнюю — нерасчлененную анавгайскую серию, куда отнесены основные и часть средних вулканитов, и верхнюю, представленную андезито-дацитами, дацитами, туфами и туфобрекчиями, относимую к средне-верхнемиоценовой березовской свите. Для нижней части третичного разреза характерны зеленовато-бурые тона окраски пород, а для верхней — зеленовато-серые, белесые. Это все те же зеленые туфы, окраска которых и цветовые оттенки вызваны пропилитизацией пород.

К северу от месторождения, за пределами рудного поля венчают разрез третичных пород вулканиты алнейской серии (андезиты, базальты, туфы и туфобрекчии) с характерной алунитизацией вокруг жерловых экструзий.

Магматические образования представлены широкой гаммой субвулканических интрузивных пород (Озерновский гранитоидный массив) предверхнемиоценового возраста, плиоценовых даек и экструзий среднего и кислого состава, нижнечетвертичных базальтов, андезито-базальтов.

Половину площади месторождения занимают интрузивные породы вытянутого в меридиональном направлении Озерновского массива: гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, диоритовые порфириты. Характерные для подобных интрузий габбро-диориты (первая субфаза) на площади месторождения отмечаются в виде небольших изолированных останцов в глубоких эрозионных врезях. Наложенным процессом калишпатизации некоторые первичные кварцевые диориты и гранодиориты превращены в породы гранитного облика по петрохимическим признакам. Такая гранитизация пород характерна для многих третичных интрузивов Камчатки. Вдоль контактов интрузива и его многочисленных апофиз наблюдаются пироксеновые, реже пироксен-биотитовые роговики.

Интрузивные породы, кроме ксенолитов меловых и третичных вулканитов, содержат иногда ксенолиты метаморфических пород. Послемагматические процессы изменили не только вмещающие породы, но и породы массива: пропилитизация в апикальной части массива — редкое явление.

Структурная позиция месторождения довольно сложна. Еще в 1937 г. Д. С. Харкевичем здесь был выделен древний долгоживущий (миоцен-четвертичный) щитовидный стратовулкан, извергавший в первую фазу базальты и андезито-базальты, а во вторую фазу давший экструзии андезитов и андезито-дацитов. Вулкан был им назван именем Ю. Ф. Левинсона-Лессинга. И хотя более поздние исследователи отрицали здесь наличие вулканической

постройки центрального типа, а образование мощной толщи вулканитов связывали с трещинными извержениями, существование вулcano-тектонической структуры в миоцен-плиоценовое время может считаться доказанным.

Об этом свидетельствуют факты сохранности в рельефе остатков почти разрушенной эрозией кальдеры с обширным полем гидротермально измененных пород (верховье р. Озерновской и правый исток р. Березовой), периклинальное залегание остатков покровов нижнечетвертичных базальтов (верховье р. Богдановской), наличие обширных полей кислой пирокластики вблизи кальдеры, минеральных источников, большого количества экструзий дацитов и андезито-дацитов, периклинальное (или близкое к нему) залегание пород аллейской серии к северу и северо-западу от кальдеры.

Отсутствие следов этой древней вулканической постройки на южном и юго-восточном флангах месторождения обусловлено мощным поднятием в нижнечетвертичное время блока метаморфид и эрозией слагающих постройку вулканитов.

В районе месторождения наблюдается две системы мощных разломов, контролирующих (и контролировавших) всю магматическую деятельность: разломы северо-восточного направления, проходящие через месторождение и кальдеру древнего вулкана, и разломы северо-западного направления.

Система разломов северо-западного простирания имеет ширину около 20—25 км. В северо-западном направлении эта система проходит через полиметаллическое рудопроявление Лазурное, далее «ныряет» под юго-западные склоны Ичинского вулканического массива и выходит на западное побережье Камчатки.

Породы анавгайской серии, включающие основные рудные тела месторождения, смяты в пологую синклиналиную складку северо-восточного простирания, осложненную более мелкой складчатостью субмеридионального простирания. Многочисленные тектонические нарушения (трещины, разрывы) субмеридионального северо-северо-западного и северо-восточного простирания, создавшие на участке месторождения сложный тектонический блок пород, благоприятствовали проникновению гидротермальных растворов.

Рудные тела месторождения располагаются в основном вблизи северо-западного контакта Озерновского интрузивного массива, имеют северо-восточное простирание и частично расположены в самом массиве.

На Центральном участке месторождения выделяются пять рудных зон, представленных полосами интенсивного гидротермального изменения пород. Это кварц-серицитовые и кварц-гидрослюдистые породы с расположенными в них более поздними кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Последние содержат в том или ином количестве серебро.

Жилы весьма сложны по строению, невыдержанной мощности (с раздувами до 3—4 м и пережимами до 0,1 м), иногда разветвляются на сеть тонких кварцевых прожилков. Падение большинства жил на северо-запад под углом 50—80°. По простиранию рудные тела (совместно с зонами) прослежены горными выработками до 1500 м. На глубину указанные пять рудных зон с рудными телами в них прослежены (в зависимости от величины эрозионного вреза) от 10 до 170 м. Рудные тела имеют сложное строение как по простиранию, так и по падению.

Жила Апофиза имеет существенно кварцевый состав, мощность ее в раздувах достигает 1,8 м. По простиранию такие раздувы прослеживаются не более чем на 8—10 м, а далее либо продолжается прожилков-проводник, либо жила

ветвится на серию субпараллельных прожилков, образуя структуру типа «конский хвост».

Вещественный состав жил сравнительно прост и от чисто кварцевого имеет все переходы до существенно карбонатного. Выделяются следующие возрастные разновидности кварца: сахаровидный пестоватый, тонкозернистый до метаколлоидного, аметистовидный, водянопрозрачный. Кроме кварца в значительном количестве присутствуют доломит, халцедон, в меньшем — каолинит, диаксит, серицит, альбит, адуляр, хлорит.

Наряду с редко встречающимся галенитом в жильной зоне отмечается ртутное оруденение (киноварь, метациннабарит) по трещинам в виде примазок среди кварц-серицитовых пород.

Рудные минералы составляют незначительную часть жильной массы и распределены крайне неравномерно. Они образуют мелкие гнезда, редкую вкрапленность либо тонкие прожилки. Среди них наибольшим распространением пользуется пирит, довольно часто встречается сфалерит. Остальные сульфидные минералы находятся в подчиненном количестве. Аргентит (акантит), петцит, гессит и самородное серебро, а также бурнонит представляя собой крайне редкие единичные находки.

Серебро встречается в более или менее существенном количестве лишь в кварцевых жилах и прожилках. Распределены они крайне неравномерно, образуя рудные линзы типа бонанц.

Среди текстур руд Оганчинского месторождения отмечаются брекчиевидные, сетчатые, брекчиевые, кокардовые, фестончато-полосчатые, жеодовые, ноздреватые, массивные, скрытокристаллические.

Изложенные материалы по геологическому строению месторождения позволяют сделать следующие выводы.

1. Месторождение пространственно приурочено к древней вулканотектонической структуре, сформировавшейся на участке пересечения двух крупных долгоживущих систем разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Рудоподводящими и рудолокализирующими структурами послужили разломы северо-восточного простирания, тогда как более поздние тектонические подвижки по долгоживущим северо-западным разломам вывели на поверхность центральную часть вулканоструктуры с уже сформированным месторождением.

2. Формирование рудных тел месторождения происходило в зонах интенсивной трещиноватости в приповерхностных условиях при участии коллоидных растворов.

3. Отложение рудных компонентов на месторождении происходило в две стадии: в первую, более раннюю — сульфиды свинца и цинка; во вторую, более позднюю — аргентит и теллуриды серебра. Образование киновари происходило также в две стадии: 1) в ассоциации с аргентитом и теллуридами, 2) в виде поверхностных проявлений типа отложений горячих источников в местах их разгрузки.

На основании этого можно говорить о долгоживущем рудном процессе, геологически связанном с жизнью глубинного магматического очага. Последними проявлениями некогда активного рудного процесса, видимо, являются обширные поля высокоминерализованных холодных источников в пределах кальдеры и по ее периферии.

Вулканогенно-рудные центры Юго-Восточной Камчатки

Анализ геологических и геофизических материалов по Юго-Восточной Камчатке отчетливо показывает, что сводово-блоковая тектоника и связанный с ней магматизм свойственны особому состоянию коры и мантии, которое может возникнуть на определенной стадии кратонизации геосинклинальной области (Кузнецов, 1970). После возникновения такого состояния сводово-блоковая или сводово-глыбовая тектоника и магматизм являются наиболее общей формой дальнейшей тектоно-магматической эволюции подвижной области, будучи особенно характерными для орогенических ее стадий.

Это особое состояние коры и мантии точнее всего запечатлено на схеме физических неоднородностей, отражающей распределение силы тяжести в подошве базальтового слоя, т. е. в наиболее глубинном срезе (рис. 23).

Взаимосвязь структурных неоднородностей и физических аномалий Δg проступает здесь достаточно отчетливо. В первую очередь видно, что поле низких значений Δg (на западе площади) совпадает со Срединным выступом, а аномальные максимумы Δg в целом совпадают с областями развития вулканогенных образований мела и мел-палеогена с гипербазит-габбро-граносиенитовыми интрузиями.

Аномальные минимумы ориентированы по двум осям первого порядка: Охотской, вытянутой субмеридионально вдоль восточной границы Срединного массива и далее к югу, и Камчатско-Кроноцкой, проходящей в истоках р. Камчатки и следующей на северо-восток к оз. Кроноцкому и далее к полуострову Камчатского мыса, а на юго-запад — к устью р. Пымты.

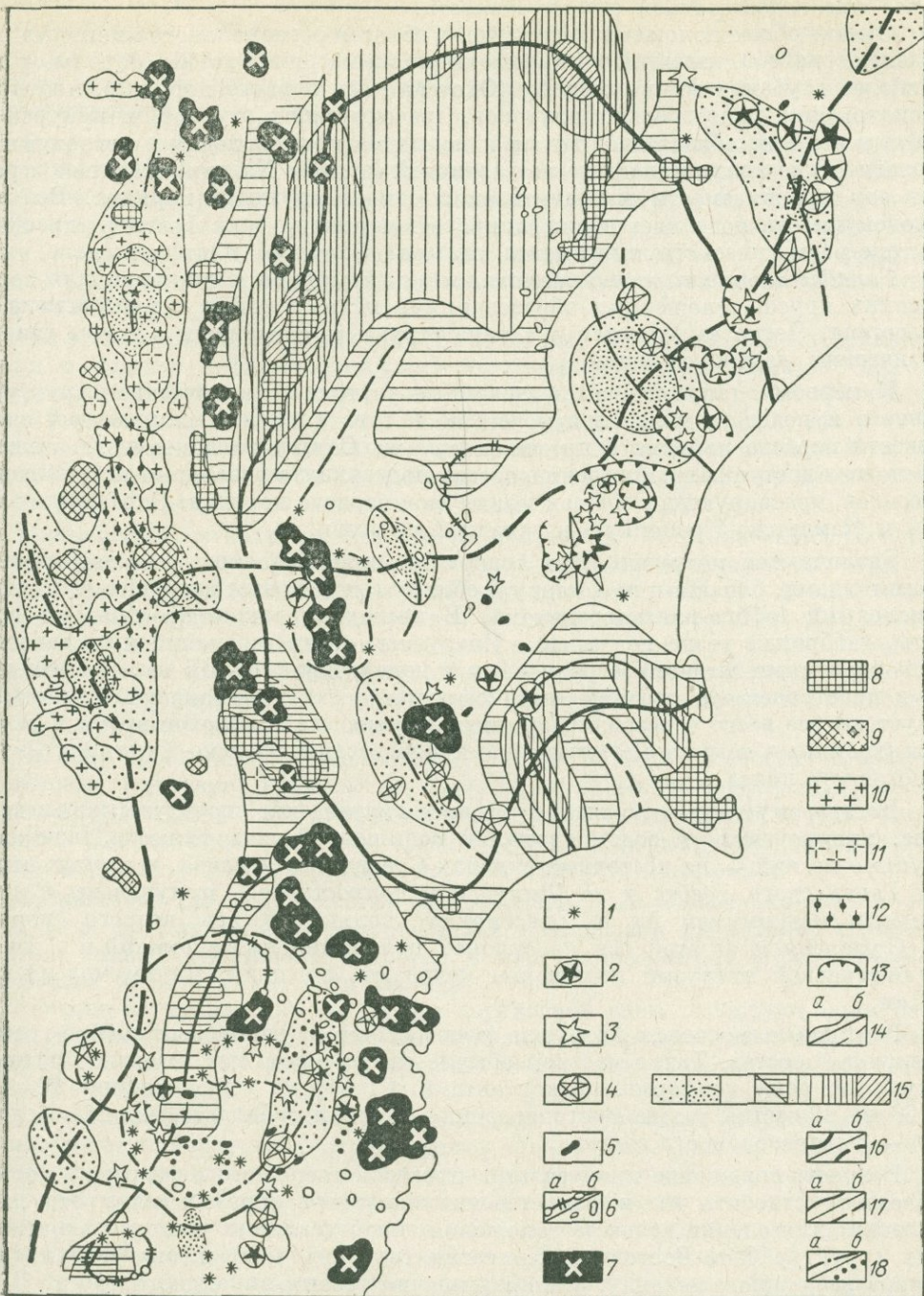
Обе оси являются дугами большого радиуса (350—400 км). Осями аномальных максимумов Δg отражаются кольцевые неоднородности второго порядка: полностью в центре площади и отчетливо намеченным сегментом — в южной ее части. Подобные неоднородности отображают наиболее крупные структурные неоднородности на границе коры и мантии. Последние во многом определяют весь общий план эволюции тектоно-магматических структур.

Наблюдается, однако, изменение геометрии и глубинности этих структур во времени для отдельных ярусов, смена которых отражает направленное развитие области. При этом выделяются пространственно-временные фазы глубинности тектоно-магматических структур: более древние и крупные — абиссальные, последовательно все более молодые, менее глубинные и мелкие — гипабиссальные, переходной зоны, субвулканические и вулканические. Последние могут быть определены уже как собственно вулкано-тектонические.

Абиссальная тектоно-магматическая структура обнажена в Срединном массиве в мозаике блоков нижнего (первого) структурного яруса, объединяющего кристаллические сланцы и гнейсы возрастом от архея до перми вклю-

Рис. 23. Схема физических неоднородностей и магмопроявлений Юго-Восточной Камчатки:

1—5 — голоцен — плейстоцен: 1 — голоценовые шлаковые конусы, 2 — верхнеплейстоцен-голоценовые стратовулканы, 3 — верхнеплейстоценовые моногенные стратовулканы, 4 — средне-верхнеплейстоценовые стратовулканы с кальдерами, 5 — четвертичные экструзивы; 6: а — цепочки, б — гнезда; 7—11 — интрузии: 7 — нижне-среднемиоценовые габбро-гранодиориты, 8 — верхнемеловые-палеогеновые интрузии гипербазитов, габбро, граносиенитов, 9 — позднемиоценовые габбро-плагнограниты, 10 — раннемеловые гранитоиды, 11 — домеловые (палеозойские) гранитоиды; 12 — палеозойские гнейсы, мигматиты; 13 — границы вулкано-тектонических структур; 14—17 — информация с карты неоднородностей силы тяжести: 14 — границы неоднородностей; а — основные, в градациях, принятой для построения карты, б — внутри основных градаций, 15 — шкала увеличений интенсивности Δg , 16—17 — оси цепочек аномалий: а — положительных, б — отрицательных; 18 — оси первого порядка, 17 — оси более высоких порядков; 18 — оси цепочек аномалий ΔT



чительно. Судить о ее геометрии трудно из-за сильной раздробленности массива и все еще недостаточной его изученности.

Однако общее положение структуры в области регионального минимума Δg , развитие гнейсов, мигматитов, амфиболитов симметрично по обе стороны от оси наиболее глубоких минимумов Δg (Охотская ось первого порядка), линейное расположение палеозойских плутонов, трассирующих эту ось, и приуроченность к этой же области все новых и новых магмопроявлений в последующие геологические эпохи вплоть до четвертичной (вулкан Хангар) ставит ее в ряд зон проницаемости и гранитизации самого крупного порядка. Все это в совокупности позволяет квалифицировать структуру как фрагмент древнего тектоно-магматического линеамента системы Охотской платформы.

Гипабиссальные тектоно-магматические структуры характерны для более высоких ярусов, сложенных образованиями мела, а также верхнего мела — палеогена. Четко выделяются два типа структур, связанных с двумя типами физических неоднородностей.

К первому типу относятся линейные тектоно-магматические структуры раннего и позднего мела, приуроченные к зоне аномалий пониженной силы тяжести первого порядка в пределах того же Охотского линеамента. Линейность их в доступных наблюдениях подчеркнута цепочками интрузивных массивов, трассирующих обе оси минимумов первого порядка: Охотскую целиком и Камчатско-Кроноцкую в западной ее ветви.

Различаются интрузии двух генераций, представленные нижнемеловыми гранитоидами, близкими по составу и облику к домеловым интрузивам, и верхнемеловыми габбро-плагиогранитами. В последних также преобладают граниты, габброиды резко подчинены. Интрузивы обеих генераций представлены дискордантными штоками с размерами в поперечнике 10—15 км. Совмещение их в пространстве с древним тектоно-магматическим линеamentом свидетельствует скорее всего о резонансной активизации его в меловое время в связи с синхронными тектоно-магматическими процессами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Ко второму типу относятся тектоно-магматические структуры кольцевого типа, приуроченные к зонам аномалий повышенной силы тяжести. Наиболее крупные из них — на восточных склонах Срединного массива, в южных отрогах Ганальского хребта и на Шипунском полуострове — приурочены к аномальным максимумам Δg и трассируют кольцевую ось второго порядка. С удалением от этой оси на склонах положительных аномалий и в зонах грави-ступеней интрузии постепенно мельчают, а в полях минимумов их нет совсем.

В крупных массивах интрузии имеют сложный гипербазит-габбро-граносиенитовый состав. Такие массивы обычно описываются как штоки с крутыми секущими, реже конформными контактами. Размер их в поперечнике 10—15, до 20 км. Известны также многочисленные силлы и субпластовые тела основного — ультраосновного состава.

Возраст, положение интрузивов в пространстве, место в разрезе и состав позволяют относить их к раннегеосинклинальным образованиям. Это дает основание для оценки возраста заложения гипабиссальных тектоно-магматических структур Юго-Восточной Камчатки (верхний мел) и определения их места в эволюционном ряду: стадия инверсии геосинклинального трога.

Тектоно-магматические структуры переходной по глубинности зоны развиты в миоценовом структурном ярусе. Главная их особенность — гнездовое

развитие интрузий. Гнезда образуют внешний бордюр кольцевых структур диаметром 70—90 км: Авачинско-Китхойско-Гаванское и Кусапак-Паратунско-Ахомтенское кольца. Такие структуры совпадают с областями развития палеогеновых вулканогенно-осадочных образований (вилючинская свита) и этим же возрастом (верхний олигоцен?), по-видимому, следует датировать время их формирования.

С другой стороны, сами гнезда обладают четкими признаками внутренней центральной симметрии, образуя кольцевые структуры диаметром 35—50 км. Наиболее характерным признаком является закономерное изменение размерности интрузивов от центра к периферии, подчеркнутое столь же закономерными изменениями в полях физических неоднородностей. Гнезда располагаются в промежутках между отрицательными и положительными аномалиями силы тяжести.

При этом наиболее крупные (10—15 до 20 км) дискордантные интрузивные штоки с полным набором присущих им дифференциатов занимают центры нейтральных полей Δg . К периферии они становятся мельче, а на грависклонах и в аномальных полях первого порядка (как положительных, так и отрицательных) вырождаются до мелких лакколитов, лополитов, силлов. В то же время явно проступает связь крупных массивов с отрицательными аномалиями Δg второго и третьего порядков и их осями.

Миоценовый магматизм соответствует орогенному этапу развития региона. Миоценовые интрузии сформированы в две фазы: нижнемиоценовую — раннеорогенную и среднемиоценовую — главную орогенную. В обе фазы внедрялись интрузии примерно одного и того же диоритового состава. Для нижнемиоценовых интрузий характерна пестрота состава с набором фаций, позволяющих отнести их к габбро-плагиогранитной серии (по Ю. А. Кузнецову, 1970): габбро — габбродиориты и диоритовые порфириты — диориты — гранодиориты — кварцевые диориты — плагиограниты.

Обычны здесь также мондонитоиды. Весьма похожи по составу и среднемиоценовые интрузии; в целом их характеризует более порфировый облик, но часто трудно бывает без дополнительных данных отличать их от нижнемиоценовых. Однако именно в конце среднего миоцена формируются субвулканические интрузивные фации. Состав их, как правило, дацитовый.

Фациальное (по глубинности) разнообразие этих образований очень велико. Они представлены порфировидными кварцевыми диоритами, штоками дацитов, тонкофлюидальных в кровле и кристаллических в ядре, дайками, пластовыми телами дацитового состава.

Тектоно-магматические структуры переходной зоны наследуют план развития гипабиссальных структур. Это доказывается размещением миоценовых интрузий по внешнему контуру крупных кольцевых палеогеновых структур глубокого заложения.

Субвулканические тектоно-магматические структуры характерны для верхнемиоцен-плиоценового структурного яруса. Они, как правило, размещаются строго унаследованно в очагах среднемиоценового вулканизма и интрузивного магматизма. Структуры их телескопически вложены в структуры последних и развиваются прямо над ними. Кольцевой характер структур иногда еще сохранен в современном рельефе (Банно-Паратунский район).

В других случаях он отчетливо усматривается в цепочках позднемиоценовых и плиоценовых экструзивов. Состав тех и других кислый, реже средний. Диаметр структур в поперечнике 15—25 км. Размеры экструзивных тел в по-

перечнике колеблется: верхнемиоценовых от 1,5—2,5 до 7,5 км; плиоценовых 0,8—2,5 км.

Вулкано-тектонические структуры характеризуют верхний (четвертичный) ярус. На границе плиоцена и плейстоцена в Восточной вулканической зоне Камчатки происходит резкий скачок в размерности структур. Четвертичные структуры достигают в поперечнике 75 км. Их внешние ограничения представляют собой кольцевые зоны проницаемости, четко фиксируемые аномалиями.

В пределах этих зон проницаемости располагаются более мелкие, вулканокальдеры. Вулканы неодновозрастны. Они «шагают» по этим крупным дугообразным или кольцевым зонам проницаемости. Особенно ярко это проявляется на примере Узон-Кизименской дуговой структуры. Начало ее «жизни» отмечено заложением крупных среднеплейстоценовых стратовулканов основного состава: Унана, Узон, Крашенинникова, Конради.

Одинаковый состав их продуктов (оливиновые базальты) указывает одновременно и на большие глубины генерации расплавов, и на одинаковость глубин этих одновозрастных построек. Верхнеплейстоценовые постройки также имеют весьма сходный (андезитовый) состав (вулканы Гамченской группы, Таунищ, Кизимен). Повсеместно по кольцу в верхнеплейстоценовое время происходят извержения игнимбритов, пемз и формирование кальдер.

Отмечаются и другие крупные моногенные кольцевые структуры, также контролируемые глубинные магмопроявления. Это зоны ареального базальтового вулканизма (Толмачев дол и др.). В то же время при формировании таких четвертичных вулканов как Мутновский, Асачинский, Горелый, Хангар и других отмеченная выше особенность скачкообразного изменения размеров вулкано-тектонических структур на границе плиоцена и четвертичного периода не происходит.

Четвертичные кальдеры оказываются вложенными в более обширные третичные. Это различие в формах и размерах вулкано-тектонических структур четвертичного возраста является отражением особенностей геологической истории отдельных долгоживущих тектоно-магматических структур.

Сохранение размерности плиоценовых и четвертичных структур и телескопическая вложенность четвертичных в плиоценовые свидетельствует о последовательной и направленной смене геодинамических состояний (Вулканы..., 1974). Такие четвертичные вулканы и вулкано-тектонические структуры завершают тектоно-магматическую эволюцию долгоживущих вулканогенно-рудных центров.

Скачкообразное увеличение размерности вулкано-тектонических структур сравнительно с плиоценовыми характерно для контрастных центров и является следствием активизации консолидированного основания, сложенного по преимуществу образованиями позднего мела — раннего палеогена. Большие размеры таких вулкано-тектонических структур, как отмечалось, свидетельствуют о значительной глубине энергетического (и вещественного) источника их генерации.

В то же время наличие «нанизанных» на эти крупные кольца отдельных вулканов с кальдерами, т. е. более мелкими вулкано-тектоническими структурами свидетельствует о том, что на пути из глубины к поверхности имела место задержка процесса энерго- и массопереноса с формированием периферических неглубоко залегающих магматических очагов. Различный состав

вулканических продуктов или разница в их соотношении свидетельствуют о различиях в составе субстрата под кальдерами в разных кольцевых структурах.

Рудоносность вулканогенно-рудных центров Юго-Восточной Камчатки. Мутновско-Асачинский вулканогенно-рудный центр. Сразу же следует отметить, что изучение рудоносности этих весьма перспективных рудных районов по существу только начинается (Апрелков, 1961; Апрелков, Бондаренко, 1965). Лишь в 1973 г. в пределах Мутновско-Асачинского вулканогенно-рудного центра было обнаружено полиметаллическое рудопроявление. Все показанные на рис. 17 знаки полезных ископаемых в этом районе отмечают пока лишь точки повышенных концентраций металлов или мелких рудопроявлений.

Обнаруженное в 1973 г. полиметаллическое рудопроявление локализовано в кровле глубоко эродированного штока кварцевых диорит-гранодиоритов вишне-среднемиоценового возраста и вмещающих его вулканогенных образованиях вилючинской свиты (туфы, туфоконгломераты, туффиты и лавы основного и среднего состава). Этот шток является одним из многих, образующих в совокупности крупную (около 50 км в поперечнике) Вилючинско-Паратунскую тектоно-магматическую структуру центрального типа (см. рис. 25). На схеме виден лишь западный сегмент этой структуры. На глубину оруденение прослеживается по эрозионным врезам на 400—500 м.

Рудная зона представляет собой линейную систему жил и прожилков мощностью от 3 м до 1—2 см, падающих почти вертикально. Расстояние между жилами и прожилками меняется от 20—30 м до 10—15 см. Установлены участки высокой концентрации рудных тел, представляющие собой тишичные штокверки. Рудопроявление, таким образом, относится к жильно-штокверковому типу. Рудные минералы в жилах представлены главным образом пиритом, сфалеритом, галенитом.

Широко распространены второстепенные (по количеству) рудные минералы: халькопирит, блеклые руды (смешанные разновидности тетраэдрит — зандбергит и теннантит — зандбергит, буланжерит, джемсонит, арсенопирит, ширсеит, молибденит, энаргит, гессит, алабандин, магнетит, ильменит. Жильные минералы — главным образом кварц и кальцит. Присутствуют также барит, доломит, флюорит. Элементами-примесями в рудах являются Co, Ni, Ag, Sb, As, Mn, Sn, Ge, In.

Важной особенностью руд является наличие серебра, установленное зондовым анализом.

Изучение газово-жидких включений и температур их гомогенизации и декрепитации позволяет оценивать термобарометрические условия рудообразования температурами 270—150° С при давлении 150—200 бар.

Мы не случайно приводим здесь все эти данные, установленные уже на первом этапе изучения рудопроявления. Это первое промышленно-перспективное рудопроявление Юго-Восточной Камчатки. Это позволяет надеяться на высокие перспективы рудоносности и на юго-востоке Камчатки.

И, наконец, переходы рудных жил по восстанию в рудные жильные штокверки весьма типичны для месторождений подобного типа, в ряде случаев более высокозалегающие и более поздние штокверки представляют собой уже эпitherмальные месторождения. Перспективы их обнаружения в пределах рассматриваемого региона имеются. Об этом свидетельствует обнаружение рудной минерализации в кварцевых жилах и прожилках в районе рассмотренного выше полиметаллического рудопроявления.

Авачинско-Налычевский вулканогенно-рудный центр. Рудопроявления полиметаллического жильно-штокверкового типа известны здесь в пределах Авачинско-Китхойской зоны поднятий (см. рис. 17). Они приурочены пространственно к интенсивно эродированным центральным частям тектоно-магматических структур (см. рис. 23), где обнажаются интрузивные тела гранитоидов нижнего и среднего миоцена: габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Кварцево-жильные и штокверковые рудные тела располагаются как в этих интрузивных породах, так и во вмещающих пропилитизированных вулканогенных породах.

С удалением от интрузивного тела кварцевые и кварц-карбонатные жилы обнаруживают тенденцию к увеличению мощности (от 0,1 до 1 м). Рудные минералы в жилах представлены главным образом галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Установлены также самородное золото, пирротин, гематит. Жильные минералы — кварц, карбонат, барит. В пределах отдельных рудных полей наблюдаются ореолы рассеяния киновари. Масштабы рудопроявлений остаются до сих пор не выясненными.

Вулканогенно-рудные центры Камчатского перешейка

Позднемеловой геосинклинальный прогиб Охотско-Ниппонской геосинклинальной области отчетливо прослеживается и в пределах Камчатского перешейка. Поздний сенон характеризуется здесь интенсивным подводным вулканизмом. Однородный глинистый материал, присутствие пиритовых стяжений и сингенетическая сульфидная вкрапленность указывают на существование в начальные этапы медленного прогибания и замедленной седиментации в условиях восстановительной среды.

К концу этого этапа проявляется поднятие. Отлагается песчано-алевролитовая тавенская свита. Затем появляются зоны разломов: Вывенская и др. В этих зонах происходит формирование мощной толщи вулканогенных образований спилито-диабазовой формации. В зонах перехода к терригенным отложениям развиты кремнистые образования. В конце сантона — начале кампана образуется в зоне современного водораздела Корякского хребта Куйвиваямское вулканокупольное поднятие (рис. 24).

Возможно, оно связано с внедрением плутона габбро-диоритов, поскольку отдельные тела этого состава прослеживаются во внешней кольцевой зоне поднятия. В конце кампанского — начале маастрихтского века проявляется поздняя стадия магматической активности, выразившаяся во внедрении крупных масс габбро-сиенит-диоритовой магмы.

В палеоцене, эоцене и олигоцене «камчатские» движения и продукты магматизма в области Камчатского перешейка отсутствуют. Здесь в это время происходит поднятие. Однако в эоцен-олигоценовое время на северо-западном склоне Куйвиваямского поднятия в связи с тектоническими движениями Охотско-Чукотского вулканогенно-рудного пояса оживает разлом северо-северо-восточного простирания. Здесь, в прибрежных мелководных или наземных условиях происходит накопление игнимбритов велолынской свиты.

Это по преимуществу эксплозивные породы липаритового состава. Вся мощная (до 450 м) толща игнимбритов окрашена в бурые тона за счет обилия гидроокислов железа, что указывает на наземные условия накопления. Встречающиеся в нижних горизонтах пепловые окремненные туфы, содержащие

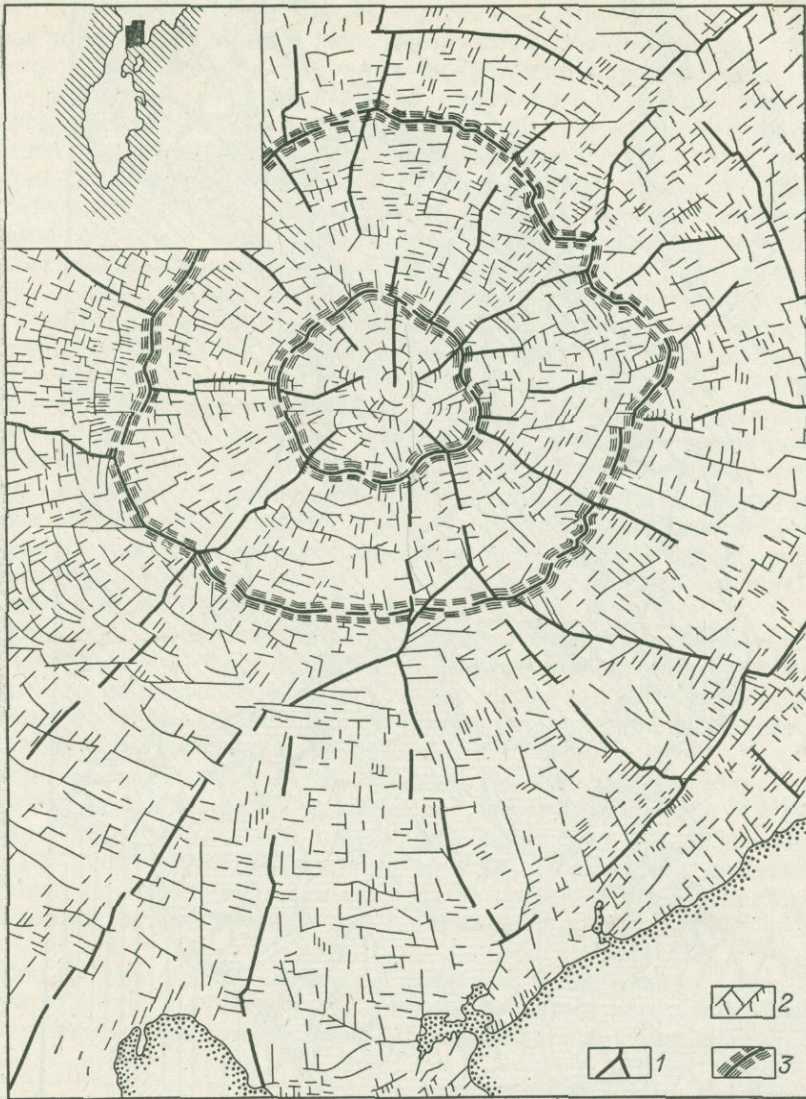
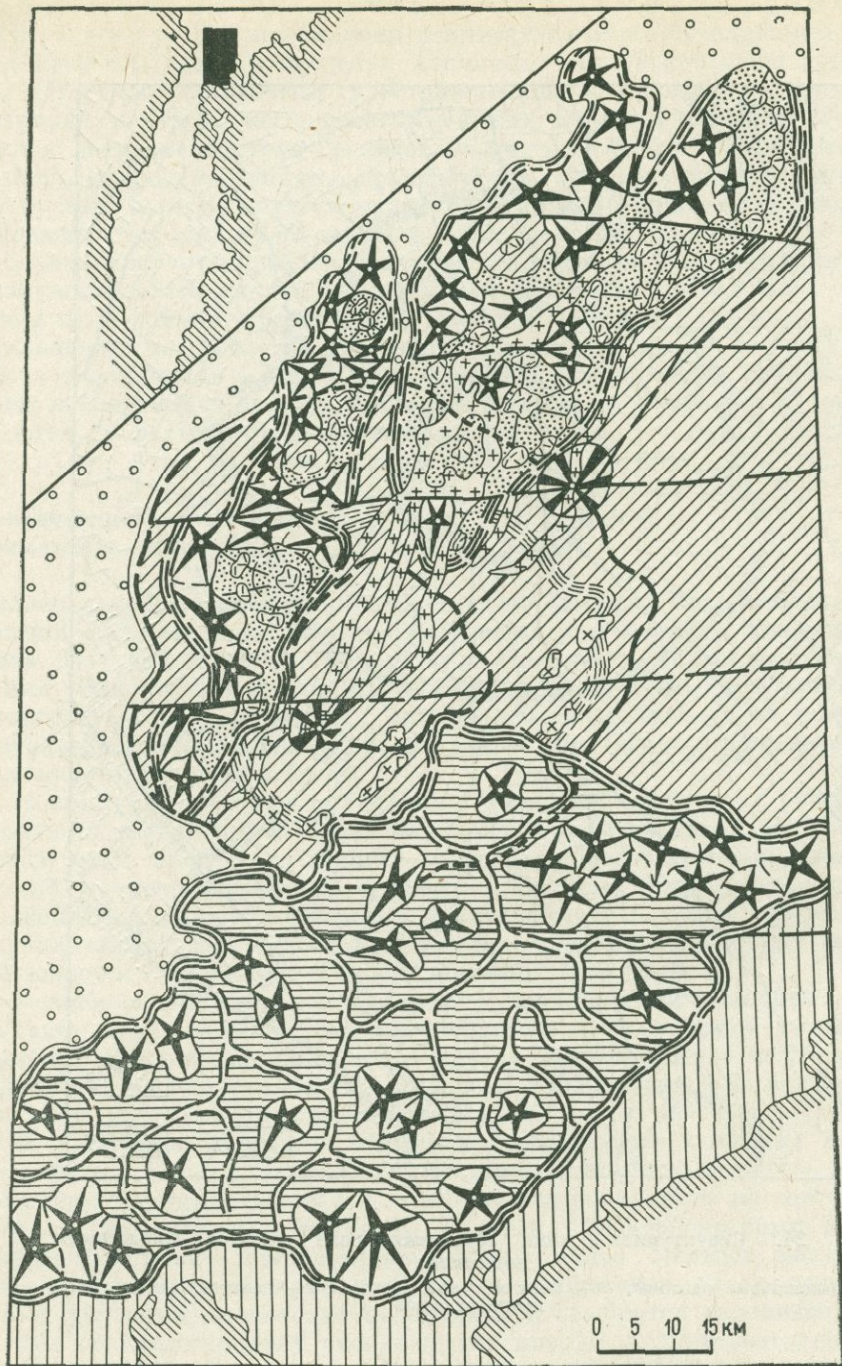


Рис. 24. Структурная схема Куйвиваямского купольно-кольцевого поднятия:

1 — радиальные разломы; 2 — мелкая трещиноватость; 3 — концентрически кольцевые разломы



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15

0 5 10 15 KM

углистые остатки и озерные кремни, указывают на наличие континентальных закрытых водоемов.

Велолныкские игнимбриты слагают крупную Ичигин-Уннейваямскую вулканогенно-рудную депрессию. Гранитоидный магматизм в ее пределах завершился внедрением системы даек гранит-порфирового состава, слагающих мощный и протяженный пояс северо-северо-восточного простирания. Наиболее поздние магматические образования велолныкского времени представлены ортоконфокальными дайковыми комплексами, образующими Резниковскую и Айноваткинскую ортоконфокальные кольцевые структуры.

В миоценовое время после «камчатской паузы» оживают Камчатские системы разломов. С их активизацией в пределах Ичигин-Уннейваямского вулканогенно-рудного центра связано образование сложных телескопических купольно-кольцевых структур: Таловской, Куюльской и др. Их заложение проявляется в образовании внутреннего тектоно-магматического ядра, образованного кольцевым разломом или кольцеобразной системой дуговых разломов, к которым приурочены субвулканические интрузии дацитового состава.

Более эродированные интрузивные тела того же состава наблюдаются и в вершинной части купола. Внешнее тектоно-магматическое кольцо образовано также системой дуговых разломов, к которым приурочены уже верхнемиоценовые андезитовые вулканические постройки корфского времени. Самые молодые вулканические образования внешних тектоно-магматических колец в купольно-кольцевых структурах Ичигин-Уннейваямского вулканогенно-рудного центра представлены небольшими (до 2—3 км в поперечнике) экструзивными постройками, иногда с отходящими от них незначительными по площади лавовыми потоками.

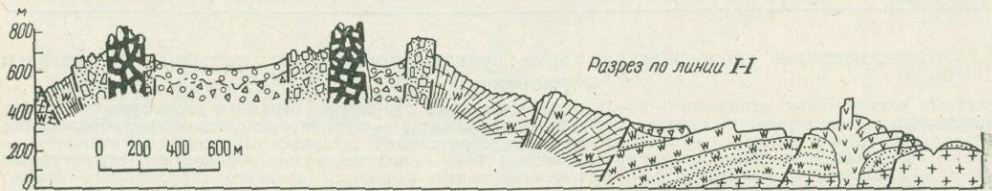
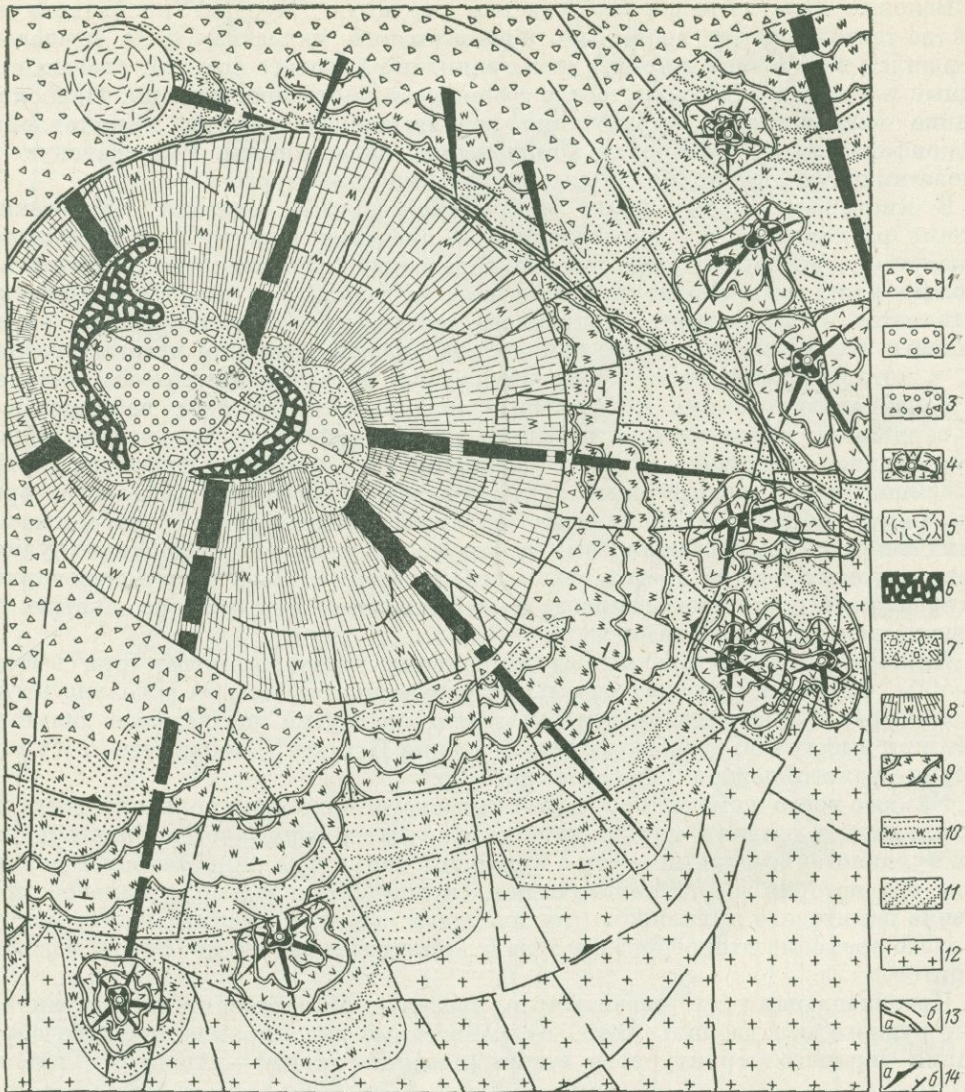
Диаметры игл не превышают нескольких десятков метров при высоте 20—40 м. Однако в пределах отдельных структур встречаются довольно крупные молодые вулканические центры: гнезда экструзий достигают в диаметре 10 км при высоте 600 м. Общая схема строения Ичигин-Уннейваямского вулканогенно-рудного центра видна на рис. 25.

На юго-восточном склоне Куйвиваямского вулканокупольного геоантиклинального поднятия в миоцен-плиоценовое время формируется Малетойваямский вулканогенно-рудный центр с вулканом Чеинг (рис. 26). Наиболее ранние этапы его истории восстанавливаются с трудом. Установлено локальное проявление дацитового вулканизма (пахачинская свита). Известны мелкие интрузии этого времени: штокообразные тела и дайки гранодиорит-порфиров, массивы диоритов.

Преобладающим же развитием в пределах Малетойваямского вулканогенно-рудного центра пользуются вулканогенные лавопирокластические образования верхнего структурного этажа (поздний миоцен—плиоцен). Главная

Рис. 25. Схематическая геологическая карта вулканогенно-рудных центров Камчатского перешейка:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — вулканокупольные структуры верхнего структурного этажа; 3 — ортоконфокальные структуры среднего структурного этажа; 4 — вулканогенно-осадочные образования верхнего структурного этажа; 5 — субвулканические образования среднего структурного этажа; 6 — покровные образования среднего структурного этажа; 7—8 — плутонические образования структурных этажей: 7 — среднего, 8 — нижнего; 9 — геосинклинальные формации среднего структурного этажа; 10 — вулканогенно-кремнистые формации нижнего структурного этажа; 11 — зоны повышенной магматической проницаемости нижнего структурного этажа; 12 — тектонически ослабленные кольцевые зоны повышенной трещиноватости; 13 — разломы сбросового типа, ограничивающие вулканогенно-тектонические депрессии и кальдеры вулканов в пределах депрессий; 14 — разломы сдвигового типа и кольцевые разломы, ограничивающие вулканокупольные структуры; 15 — разломы растяжения, образовавшие радиально-коцентрические тектоно-магматические каркасы структур



форма и тип структур — стратовулканы, образующие целую систему гнезд. Одним из таких гнезд является сложное вулканическое сооружение выделенное Г. М. Власовым (1956) как вулкан им. Обручева.

К позднему плиоцену происходит затухание вулканической деятельности. В обстановке лагун и дельт, обрамляющих вулканические кордильеры северо-восточного окончания Срединного хребта, происходит накопление гравийных отложений, песков, глин, торфов. Вулканические постройки корфского времени подвергаются существенному размыву.

Металлогенические особенности долгоживущих тектоно-магматических структур Ичигин-Уннейвайяемского и Малетойвайяемского вулканогенно-рудных центров изучены пока недостаточно. Детальные разведочные и оценочные работы проведены только на северных месторождениях Малетойвайяемского рудного района. Они позволили выявить промышленные запасы серы. Однако рудная минерализация среднего ($N_1^1-N_1^2$) и нижнего (Cr_2-Pg_1) структурных этажей не изучена.

В то же время масштабы гидротермального серного рудообразования на верхнем структурном этапе ($N_1^3-N_2$), а также единичные пока факты рудоносности миоценовых субвулканических образований и медная минерализация в вулканитах (Cr_2-Pg_1) указывают на длительность и постоянство проявления процессов рудообразования в этом районе и, следовательно, на безусловную возможность обнаружения рудопроявлений серебра, ртути и других металлов в образованиях ранних этапов развития Малетойвайяемского вулканогенно-рудного центра.

Ичигин-Уннейвайяемский вулканогенно-рудный центр является перспективным в смысле обнаружения промышленных рудных объектов. Уже сейчас в пределах некоторых долгоживущих купольно-кольцевых тектоно-магматических структур известны эпитермальные рудопроявления (Таловская, Уннейвайяемская и другие структуры). При этом в более эродированных и древних внутренних частях этих структур в кварцевых жилах при температуре $350-210^\circ C$ развиваются галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, самородное серебро, а во внешних более молодых тектоно-магматических кольцах — сульфосоли серебра. Концентрическая зональность строения рудопроявлений устанавливается и по данным геофизических методов разведки.

Особого интереса заслуживает металлогения ортоконфокальных везикулярных структур: Резниковской и Айноваткинской, а также всей Ичигин-Уннейвайяемской вулканотектонической депрессии в целом (рис. 27). Для названных ортоконфокальных структур характерно редкометальное оловянное оруденение. Границы этих тектоно-магматических структур выражены серией полукольцевых разрывов сбросового типа. Эти разрывы, а также внутренние концентрические зоны нарушений выражены повышенной трещиноватостью пород и наличием тектонических брекчий.

Рис. 26. Схематическая геологическая карта палеовулкана Ченинг:

1 — делювиальные крупноглыбовые осыпи, конусы выноса; 2 — гипергенные образования, выполняющие жерловые впадины палеовулкана; 3 — крупные обломки пород стенок жерла, погруженные в продукты кислотного выщелачивания; 4 — субтерминальные моногенные вулканические постройки с единичными лавовыми потоками; 5 — побочный экструзивный дацитовый купол; 6 — останцы прижерловых монокварцитов; 7 — останцы прижерловых брекчий; 8 — метасоматиты типа вторичных кварцитов, слагающие склоны палеовулкана; 9 — вторичные кварциты с реликтовой структурой анлезитов (фронтальные части потоков фиксируются уступами в рельефе); 10 — вторичные кварциты с реликтовой структурой пород пирокластической фации; 11 — линзовидные маркирующие прослои вторичных кварцитов, образованных по пещловым туфам. 12 — гранодиоритовый массив среднего структурного этажа; 13 — тектонические нарушения: а — первого и б — второго порядков; 14 — элементы залегания: а — тектонических нарушений, б — поверхностей напластования пород

Внешние и внутренние зоны разломов образуют систему дуг, вложенных одна в другую. Центральная часть структуры погружена относительно обрамления на несколько сот метров (до 500 м). Пограничные разломы сопровождаются мощными (до 200 м) зонами тектонических брекчий и контролируют размещение кольцевых интрузий. Интрузии близповерхностные. Наблюдались даже непосредственно связанные с ними короткие (1—2 км) потоки кислых эффузивов, ныне почти нацело эродированных.

Трещинные концентрические зоны и интрузивные тела имеют центриклинальные падения внутри структуры под углом 60—85°. Интрузивные тела почти сплошным кольцом охватывают кальдерообразную просадку. Интрузивные тела — небольшие штоки и удлиненные трещинные интрузии, дайки, а также небольшие субвулканические тела воронкообразной формы. Интрузии сложены двумя разновидностями липарито-дацитов, различающихся по текстурно-структурным особенностям.

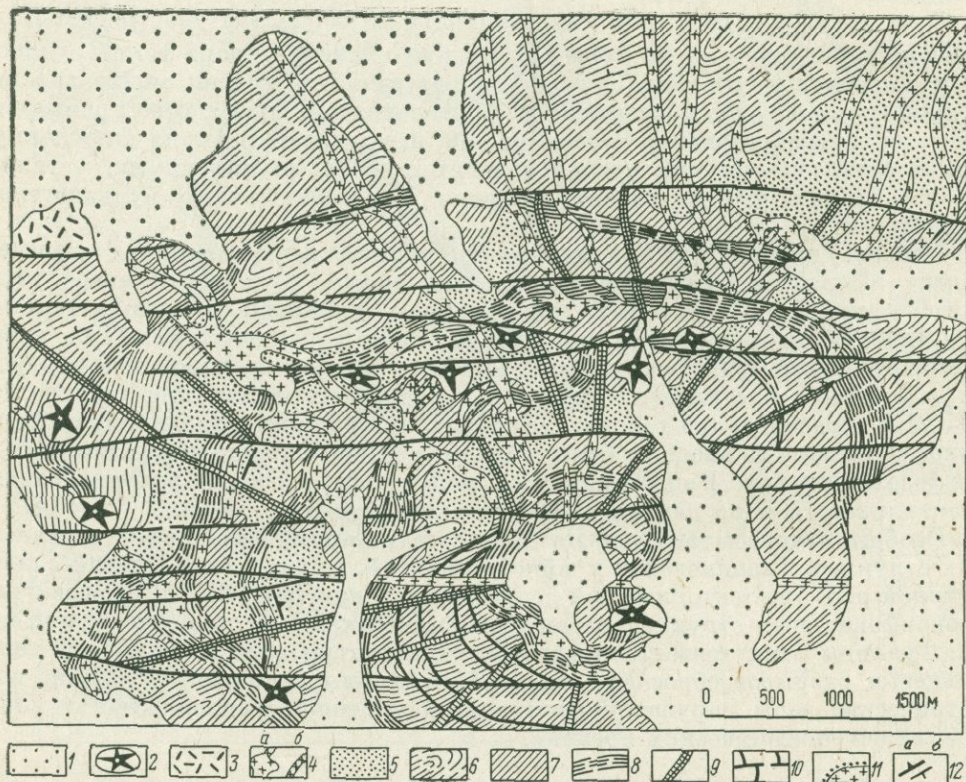


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Резниковской ортоконфокальной структуры:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — вулканокупольные постройки верхнего структурного этажа; 3 — экструзивный липарито-дацитовый купол; 4 — штоки (а) и дайки (б) гранитоидного состава; 5 — толща компетентных пород (преимущественно песчаников); 6 — толща пластичных рассланцованных пород (преимущественно алевролитов и аргиллитов); 7 — ареалы приконтактово измененных пород (ороговивание, окварцевание, сульфидизация); 8 — дуговые зоны повышенной магматической проницаемости; 9 — преимущественно радиальные зоны брекчирования и дробления пород (потенциально рудные тела в пределах ареалов приконтактового метаморфизма); 10 — субширотные сбросо-сдвиговые зоны; 11 — экзоконтактовые роговики зоны закалки; 12 — элементы залегания: а — дуговых тектонических зон, б — первичной слоистости пород

Крупные штокообразные тела представлены зеленовато-серыми с коричневым оттенком массивными породами порфировой структуры. Немногочисленные вкрапленники — альбитизированный и серицитизированный альбит-олигоклаз, биотит, кварц и пироксен. Основная масса стекловатая. Маломощные (до 10 м) вытянутые вдоль радиальных разломов дайки сложены преимущественно флюидалными липаритами. Вкрапленники — серицитизированный плагиоклаз и биотит.

Гидротермально измененные породы слагают цепочки изометричных или линейно-вытянутых полей вдоль пограничных разломов и развиваются главным образом по брекчированным породам зон дробления. Эти породы являются рудовмещающими.

2. ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС ГОР СЬЕРРА-НЕВАДА И ПЛАТО КОЛОРАДО

Несмотря на весьма значительное число самых разнообразных сводок по тектонике этой области, в том числе и самую последнюю сводку П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), вопрос о закономерностях развития вулканизма для всего этого обширного региона не освещается с общих позиций. Вызвано это, с одной стороны, отсутствием расчлененности многих вулканогенных толщ, как, например, это имеет место в Береговом хребте штата Калифорния (США), где мезозойские и, в частности, сенонские вулканогенные формации не отделяются от более древних и объединены в так называемую францисканскую серию, или в штатах Аризона и Нью-Мексико, где поздне меловые-палеогеновые кислые эффузивы не выделяются среди миоценовых вулканитов.

Достоверно принадлежащие к раннегеосинклинальным вулканогенные породы позднего мела — палеогена (спилито-диабазовая формация) известны лишь в пределах Большой Антильской островной дуги: на островах Куба, Гаити, Ямайка.

С другой стороны, для нас особенно важно было бы выразить историю молодого вулканизма всей Американской ветви Тихоокеанского подвижного пояса в той же легенде, что и для Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны, т. е. с позиций направленного во времени развития вулканизма с изменением места каждого последующего события в пространстве: от эвгеосинклинального инициального вулканизма внешних (по отношению к материку) вулканических дуг через субсеквентный вулканизм так называемых орогенных прогибов к конечному (финальному) вулканизму Кордильер и платобазальтов.

К сожалению, подобных попыток еще не сделано, что объясняется, возможно, также отсутствием до настоящего времени необходимости последовательного сравнения рудных объектов и продуктов послемагматических процессов, ибо хорошо известно, что тот или иной аспект в рассмотрении геологической истории региона определяется прежде всего спецификой поставленных перед исследователем задач.

Подобное состояние проблемы вулканизма молодых складчатых поясов Американского сектора Тихоокеанского подвижного пояса ставит нас перед необходимостью классифицировать явления вулканизма по-новому, сравнительно с имеющимися тектоническими схемами. Естественно, мы имеем в виду попытку корреляции вулканогенных толщ Северной, Центральной и Южной Америки с молодыми вулканогенными формациями Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов, т. е. выявление тех сторон и признаков

вулканизма в широком смысле, которые для решения поставленной перед нами задачи являются наиболее важными.

Учитывая сложность проблемы направленности вулканизма, а также то, что детальное ее рассмотрение для столь обширной территории отвлекло бы нас от основной задачи, мы ограничимся лишь краткой попыткой привести разнообразные проявления вулканизма в молодых складчатых поясах Америки к схеме развития вулканизма в островных складчатых вулканических дугах, сознавая в то же время условность такого сопоставления с точки зрения действительной морфологии проявлений рассматриваемых вулканических процессов.

Более того, в силу перечисленных выше трудностей мы не ставим перед собою цели показать последовательную эволюцию вулканических и послемагматических процессов во времени непрерывно для всего региона Северной, Центральной и Южной Америки. Для нас достаточно и того, если мы сможем показать специфику рудных месторождений для разновозрастных проявлений магматизма и металлогении по материалам различных участков этого огромного региона.

О том, что такая попытка правомерна, свидетельствует анализ геологической истории региона, приведенный в работах М. Кэя (1955 г.), Ф. Ирдли, Ф. Кинга, У. П. Дженкса, Ф. Альфельда, М. Х. Кристи, У. К. Столла (1959 г.). Ф. Кинг различает в складчатых сооружениях западного обрамления Северной Америки эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны. В эвгеосинклинальной зоне Сьерра-Невады в основании разреза (серия Бедрок) развиты вулканогенные породы палеозойского и мезозойского возраста, ныне деформированные, нарушенные и измененные, а также прорывающие их плутонические породы.

Мезозойские эвгеосинклинальные вулканогенные толщи имеют, по Ф. Кингу, средне- и позднеюрский возраст. По более поздним данным, отраженным на тектонической карте Северной Америки (1962 г.), сюда же включены и более молодые сееновские вулканы. Плутонизм этого периода проявляется после невадской орогении в виде интрузий ультраосновных пород (серпентинитов) и более поздних широко проявленных кислых интрузий гранитов, кварцевых монцонитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, слагающих сложно построенный батолит Сьерра-Невада*.

Аналогичные взаимоотношения наблюдаются в южных штатах Запада США и в пределах Мексиканского нагорья. Часть кислых эффузивов, залегающих на кристаллическом палеозойском основании, имеет здесь поздне меловой — палеогеновый возраст и прорывается штоками кварцевых монцонитов и монцонит-порфиров того же возраста, связанных с ларамийским орогенезом. С этой магматической фазой связаны многочисленные месторождения медно-порфировых руд, тождественных некоторым типам руд месторождения Бьютт.

Кроме того, здесь развиты обширные поля миоценовых эффузивов кислого и среднего состава, прорванные субвулканическими интрузиями гранодиорит-порфиров, в которых размещаются широко известные эпитермальные золотые и серебряные месторождения Мексики.

В Южной Америке эвгеосинклинальные вулканогенные образования почти не известны, исключая проблематичные вулканогенные меловые толщи на самом юге Чили. Как правило, меловые толщи, развитые к востоку от водо-

* Судя по наличию среди эвгеосинклинальных отложений вулкаников позднего мела, проявляется и ларамийская орогения.

раздела Анд в предгорном прогибе, представляют собой красноцветные континентальные или миогеосинклинальные терригенные осадки.

Великая деформация, если пользоваться образным выражением Ф. Кинга, имела место на территории Перу также в позднем мелу — палеогене (У. П. Дженкс, 1959 г.). Для этого периода характерны крупные гранитные батолиты (Андийский батолит). Северо-восточнее Андийского батолита в ряде мест Центрального и Южного Перу нижнечетвертичные континентальные и вулканогенные отложения прорываются штоками дацитовых порфиров, кварцевых монцонитов, монцонитов и сениитов. Характерным примером могут служить штоки кварцевых монцонит-порфиров в Серро-де-Паско и Марапунта, где они секут позднемеловые — раннетретичные отложения группы Пакобамба и красноцветные отложения группы Касапалка. Как и в Северной Америке, в связи с этим ларамийским магматизмом известны меднопорфировые руды.

И, наконец, поздне третичный вулканизм в Перу имеет уже миоценовый и плиоценовый возраст. С магматизмом этого периода связаны эпitherмальные золото-вольфрамовые месторождения типа Хуанокавелико и др.

Несколько специфичной является мезозойско-третичная геологическая история Боливии. Согласно данным Ф. Альфельда (1959), к концу мезозоя значительные части современных Центральной и Восточной Кордильер находились под уровнем моря. На территории Боливии не удается установить признаков первой андийской фазы орогенических движений в эоцене. Этап, с которым связано интенсивное складкообразование в палеозойском блоке Восточных Кордильер, относится к началу миоцена. К зоне наиболее интенсивной складчатости этого периода приурочен и знаменитый оловянный пояс Центральной Кордильеры.

Только здесь в период складчатости и после нее имела место мощная магматическая деятельность, выраженная главным образом интрузиями гранитов и кварцевых монцонитов. К контакту батолитов приурочены многочисленные штоки субвулканических, эффузивных дацитов и более кислых разновидностей вулканогенных пород. Вдоль контактов этих тел размещаются известные крупные месторождения оловянного пояса с оловянными, вольфрамовыми, свинцовыми, цинковыми, серебряными, медными, висмутовыми, сурьмяными и золотыми рудами.

Нетрудно видеть, что миоценовая фаза складчатости в Боливии (Центральные Кордильеры) сопоставляется (является аналогом) с ларамийскими движениями Северной и Центральной Америки и с ларамийской же фазой западной части Тихоокеанского подвижного пояса. То же, естественно, относится к магматическим и, в частности, вулканогенным продуктам этого периода. Таким образом, вопреки довольно распространенному мнению миоценовый вулканизм и продукты послемагматической деятельности этого периода в Боливии отнюдь не являются одновозрастными аналогами так называемого субеквентного андезитового миоценового вулканизма и не могут считаться продолжением миоценовых вулканических Кордильер Северной Америки в пределах Бразильской платформы.

И, наконец, на самом юге Южной Америки, в Чили и Аргентине, в начале третичного периода существовали континентальные условия, соответствующие весьма развитой кордильере. Осадочные толщи здесь представлены базальными конгломератами, песчаниками и красноцветными глинами формации Сан-Педро (Stoll, 1964; Кристи, 1959). В течение олигоценовой фазы андийского орогенеза отложения этой формации были собраны в складки. Вслед за горообразованием

последовала пенецпленизация и образование более или менее непрерывной выровненной поверхности от побережья Чили до Боливийского плоскогорья.

В течение миоцена в широкой северной зоне имел место очень интенсивный вулканизм, обусловивший образование мощной толщ кислых лав и туфов, известных под названием липаритовой формации.

Эта формация покрывает обширную территорию в северном Чили и у границы с Перу слагает полосу шириной около 150 км. Породы липаритовой формации заполнили древние широкие долины, дренировавшие ранее площадь современного Боливийского плоскогорья. Суммарная мощность толщ этой вулканогенной формации 1000—1500 м. Вулканический материал, согласно М. Х. Кристи, поступал из крупных разломов в центральной части Береговой Кордильеры. В районах наиболее глубокой эрозии обычны дайки тех же типов пород, несущие медную минерализацию.

Вообще же в пределах Чили и Аргентины наблюдаются своеобразные поздне-третичные металлогенические центры. Они рассеяны в пределах развития древних подвижных поясов (в Аргентине, например, герциевском). Наиболее важные из них размещаются в кратонном регионе Пэмпин Рэндж, другие известны в Восточных Кордильерах, Предкордильерах, Главных Кордильерах и в Патагонии.

В глубокоэродированных участках здесь развиты золотые, золото-серебряные и зонально связанные с ними серебро-свинцово-цинковые месторождения, пространственно тяготеющие к поздне-третичным дацитовым порфировым интрузиям. Сюда относятся месторождения Гуанако, Капильтас, Моготе-Рио-Бланко, Сьерра-де-Фаматина, Церро-Бланко и др.

Большинство субвулканических рудных месторождений сформировалось в миоцене и плиоцене во время субсеквентного вулканизма, связанного с эпейрогеническими поднятиями, которые следовали за ларамийской орогенцией.

Ларамийские магматизм и металлогения в Чили весьма сходны с таковыми в Северо-Американском регионе. В этот период происходит внедрение известных гранодиоритов и гранодиорит-порфиров типа Чуквикамата и образование классических месторождений меднопорфировых руд.

Все вышеизложенное позволяет представить разрезы мезо-кайнозойских толщ Северной и Южной Америки (исключая Боливию) формационными колонками, в известной степени сравнимыми с рассматривавшимися для Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны Тихоокеанского подвижного пояса и северного ствола Тэтиса.

Вулканогенно-рудный центр Сан-Хуан

Среди многообразия долгоживущих вулканогенно-рудных центров Западных штатов США, в числе которых могут быть названы такие классические, как Комшток-Стимбуот-Спрингский, вулканизм, плутонизм и рудообразование в которых, начавшись в миоцене, продолжают до настоящего времени, пожалуй, наиболее интересным является район Сан-Хуан в штате Колорадо. Интерес этот обусловлен не только тем, что магматизм и рудообразование начались здесь еще древнее (в позднем мелу — палеогене) и продолжались до начала четвертичного периода:

Дело в том что сама идея рудных центров третичного вулканизма, будучи поставлена У. Дж. Столлом еще в 1963 г. для Аргентины, Чили и Перу, не получила развития у геологов-рудников Южной и Северной Америки. Это относится и к рудному району Сан-Хуан в Колорадо, количество проведенных

исследований в котором действительно огромно, но все равно еще недостаточно, как правильно отмечают У. С. Бербанк и Р. Дж. Людке (1972 г.) *.

Тем не менее этот рудный район или вулканогенно-рудный центр при современной степени изученности наиболее ярко иллюстрирует направленное развитие металлогении и изменение геометрии тектоно-магматических структур, которые контролируют оруденение.

Приведем характеристику этого уникального рудного района, давшего к 1964 г. 31,34 т золота, 5000 т серебра, 100 000 т меди, 630 000 т свинца и 320 000 т цинка, по известной советскому читателю работе У. С. Бербанка и Р. Дж. Людке (1972 г.).

Основные рудные месторождения западной части района Сан-Хуан образованы в течение двух главных металлогенических эпох. Более древние месторождения связаны с позднемиловым — раннетретичным магматизмом, проявившимся в виде лакколитов в палеозойских и мезозойских осадочных породах. Выделяются лакколитовые центры Урей, Рико и Ла-Плата (рис. 28).

У. С. Бербанк и Р. Дж. Людке пишут, что все три центра приурочены к древней линейной зоне северо-восточного простирания и локализованы там, где эта зона пересечена структурными линеаментами северо-западного или широтного простирания. Следует иметь в виду, однако, что некоторые советские исследователи (В. В. Соловьев, 1975 г.) выделяют в пределах плато Колорадо центральную тектоно-магматическую структуру более высокого порядка, чем известные кальдеры Силвертон и Лейк-Сити (рис. 29).

В этом случае лакколитовые интрузивные центры и позднемиловые — третичные месторождения ложатся на дугообразный линеамент большого радиуса. Более молодые и мелкие рудоносные тектоно-магматические структуры при этом оказываются телескопически вложенными в эту древнюю кольцевую макроструктуру, что, вообще говоря, объективно отражает наиболее общий случай взаимоотношения разновозрастных и разноглубинных тектоно-магматических структур и процессов.

Более поздняя металлогения района Сан-Хуан связана с поздне третичными вулканическими центрами. В это время были образованы крупные месторождения, размещение которых контролировалось эруптивными центрами Силвертон и Лейк-Сити. Поскольку образование месторождений связано, по представлениям американских геологов, с периодом опускания, месторождения считаются связанными с кальдерами одноименных названий.

Однако они связываются одновременно с расположенными по периферии кальдер интрузивами. Последние представлены штоками, дайками и даже плутонами габбро-риолитового состава. Советский читатель, вероятно, согласится с известной условностью понятия «кальдера» в применении к таким тектоно-магматическим, хотя бы и кольцевым, структурам. Тем более что внутри этих кальдер выделяются еще более мелкие вулканические трубки.

Не имея целью даже в малой степени критического рассмотрения работы, попытаемся лишь привести ее материалы к форме, принятой нами в данной монографии. Внешнее тектоно-магматическое кольцо, контролирующее размещения центров проявления лакколитов и штоков гранодиоритов позднего мела — палеогена, отвечает структурам гипабиссальной фации глубинности.

Замкнутая структура (депрессия Сан-Хуан), вмещающая кальдеры Силвертон и Лейк-Сити, а также сами эти кальдеры (рис. 30) — структуры субвулканической фации глубинности. К собственно вулканическим или вулкано-

* Напомним, что первые работы У. С. Бербанка по этому району датированы 1932 г.

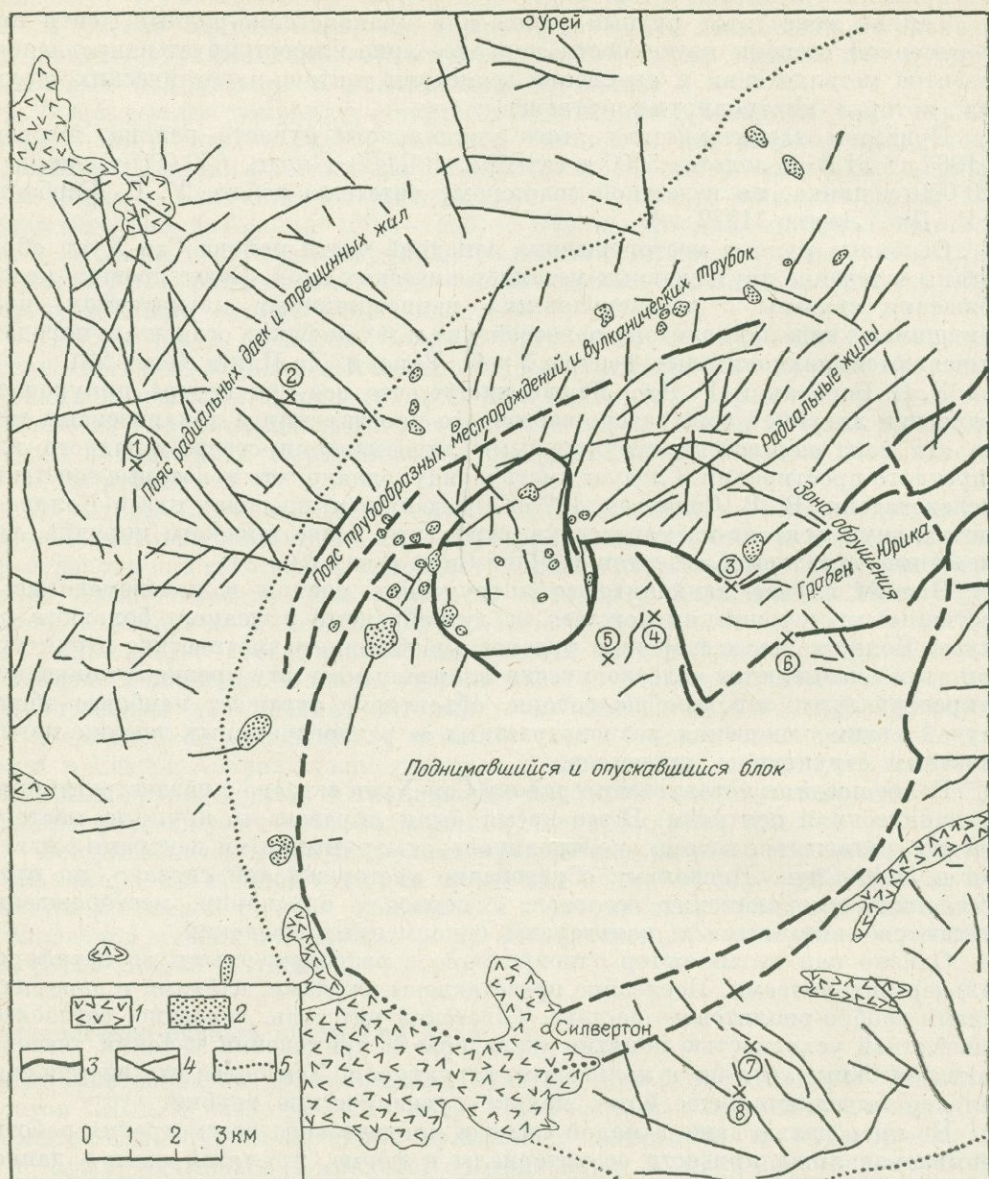


Рис. 28. Структурная карта участка кальдеры Силвертон:

1 — наиболее крупные интрузивные тела; 2 — вулканические трубки; 3 — разломы; 4 — дайки и жилы; 5 — граница вулканической депрессии Сан-Хуан. Цифрами в кружках показаны рудники: 1 — Идарато; 2 — Кэмп-Верд; 3 — Саннисайд; 4 — Голд-Кинг; 5 — Американ-Таннел; 6 — Терри-Таннел; 7 — Шенаццо; 8 — Силвер-Лейк

тектоническим относятся кальдеры, вложенные в структуру Силвертон. Вулканические трубки при этом соответствуют экструзиям посткальдерного типа (см. главу II).

Сделав эти оговорки, перейдем к характеристике рудоносности вулканогенных формаций и структур третичного возраста. Третичное время в районе Сан-Хуан ознаменовалось широким развитием вулканических и интрузивных образований, разломов, а также возникновением комплекса кальдер. Эти структурные элементы в основном контролируют распределение и локализацию более позднего оруденения.

Наиболее важными являются кальдеры Силвертон и Лейк-Сити, каждая около 16 км в диаметре, которые в свою очередь вложены в ранее образованную большую по размерам депрессию Сан-Хуан (23×50 км). Эти основные струк-

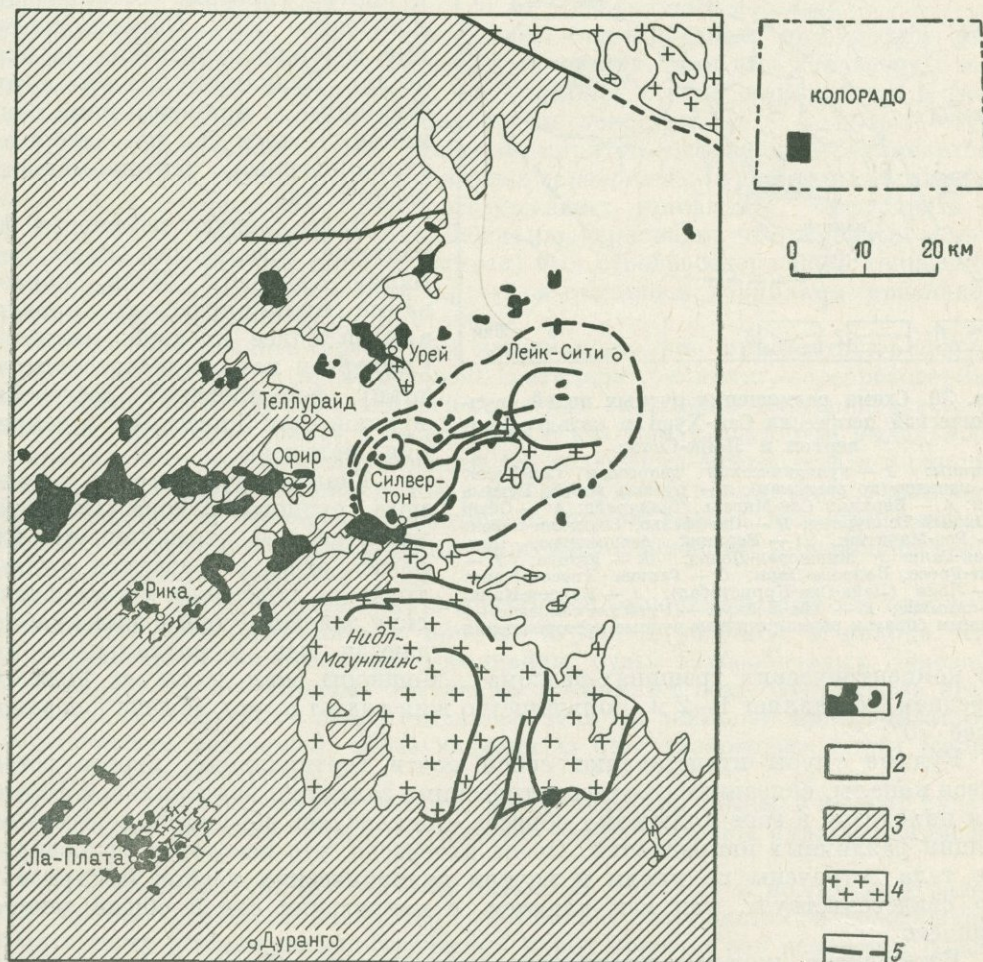


Рис. 29. Схематическая геологическая карта западной части гор Сан-Хуан в штате Колорадо, США:

Породы: 1 — интрузивные, 2 — вулканические, 3 — осадочные, 4 — докембрийские, 5 — разломы установленные и предполагаемые

туры сформированы, как это и характерно для долгоживущих вулканогенно-рудных центров, в несколько последовательных тектонических стадий эруптивной деятельности. Эруптивная деятельность при этом чередовалась с периодами опускания и повторными внедрениями магмы, вызывавшими образование локальных поднятий, возникновение радиальных и концентрических разломов и трещиноватости.

В связи с повторными извержениями, приведшими к формированию вулканической серии (формации) Потоси (риолитовые сваренные туфолавы, риолиты),

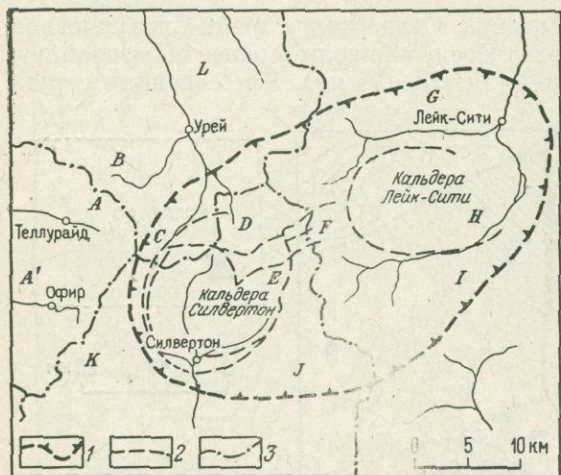


Рис. 30. Схема размещения рудных полей, вулканической депрессии Сан-Хуан и кальдер Силвертон и Лейк-Сити:

Границы: 1 — вулканической депрессии Сан-Хуан; 2 — кальдер (по разломам); 3 — рудных полей. Рудные поля: А — Верхний Сан-Мигель, Теллурайд; А' — Офир и Южный Теллурайд; В — Снеффельс, Имоджин-Бейсн; С — Ред-Маунтин; D — Верхний Анкомпагре, Поукписи-Галси и Минжерал-Поинт; E — Юрика; F — Уайт-Гросс, Барродс-Парк; G — Галина Хенсон-Крик; H — Лейк (Лейк-Сан-Кристобал); I — Карсон-Кэмп; J — Анимас; K — Айс-Лейк; L — Урей (Анкомпагре) — главным образом раннетретичные рудные месторождения

и в концентрических трещинах-разломах. Мощность жил достигает 17 м, но в среднем составляет 1—2 м. Большинство жил падает круто, обычно под углом более 70°.

Рудные трубы представляют собой почти вертикальные, иногда ветвящиеся каналы, связанные с метасоматическими залежами неправильной формы. Они находятся в зоне кольцевых сбросов, локализуясь обычно на пересечении трещин различных направлений. Очень интересно, что некоторые трубообразные тела встречены по краям и внутри вулканических трубок (экструзий). Это свидетельствует, как нам кажется, о проявлении самой общей закономерности.

Ветвящиеся каналы, штокверки — образования обычно более поздние, чем мощные жилные системы, т. е. образования нижнего структурного этажа вулканогенно-рудного центра. Хотя в ряде случаев наблюдается переход жилы в штокверк по восставию. Большинство метасоматических рудных тел представляет собой неправильные по форме скопления вкрапленных руд в трещино-

почти цилиндрический блок кальдеры Силвертон опустился на 300—800 м по сближенным вертикальным и крутопадающим к центру сбросам, составляющим кольцевую зону. Обратим внимание советского читателя на одну деталь. Вулканическая серия (или формация, в принятом нами понимании) Потоси как раз завершает вулканогенный тектоно-магматический цикл.

Далее следуют покровные финальные базальтовые лавы формации Хинсдейл. Итак, образование цилиндрического провала внутри более древней кальдеры Силвертон как раз и соответствует этапу формирования собственно вулканотектонической депрессии, кальдеры.

Главные рудные тела третичного рудного района Сан-Хуан представлены трещинными жилами; реже встречаются рудные трубы и пластовые метасоматические залежи. Рудные жилы наблюдаются как в радиальных, так

и в концентрических трещинах-разломах. Мощность жил достигает 17 м, но в среднем составляет 1—2 м. Большинство жил падает круто, обычно под углом более 70°.

ватых вулканических породах, песчаниках, конгломератах и туфах. Лишь немногие метасоматические залежи оказались промышленно значимыми.

Куполообразование и развитие трещин растяжения, вызываемое некоторыми периферическими интрузивными телами, явились главными факторами в локализации рудных тел. Трубообразные тела в вулканических трубках (экструзиях) — образования более поздние.

Рассматривая строение и минеральный состав рудных тел, У. С. Бербанк и Р. Дж. Людке высказывают очень интересную и правильную мысль о том, что оба этих вопроса должны рассматриваться совместно, поскольку парагенезисы минералов не могут считаться независимыми от структур жил в целом. Можно прибавить к этому, что и сами структуры жил являются функцией возраста тектоно-магматической структуры в целом, а следовательно, функцией возраста кольцевых структур и жил является и их минеральный состав.

Жильные рудные тела сформированы многократным отложением различных ассоциаций рудных и жильных минералов. Для них характерны текстуры минерального выполнения. Для поздних стадий выполнения и жил в целом характерны более тонкополосчатые текстуры.

Полиметаллические руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и теннантитом. В богатых серебряных рудах устанавливается повышенная концентрация серебросодержащих теннантита, тетраэдрита и прустита. У. С. Бербанк и Р. Дж. Людке подчеркивают, что основным источником серебра в рудных столбах (жилах) был серебросодержащий теннантит, а появление больших количеств прустита считалось горняками признаком скорого выклинивания рудного столба.

В некоторых золото-серебряных жилах постоянно присутствуют арсенипирит и сульфовисмутиты. Определены матильдит, айкинит, серебросодержащий козалит. Наблюдаются микроскопические выделения теллуридов золота и серебра. Свободное золото в ассоциации с кварцем и адуляром выделялось в конце процесса минералообразования, но включения золота есть и в ранних сульфидах. Из нерудных минералов в жилах обычны кварц, барит, кальцит, местами анкерит и флюорит. Характерной чертой района является наличие в бедных сульфидах рудных телах марганецсодержащих минералов: родонита, родохрозита, тефроита и др.

В связи с более поздней золото-серебряной минерализацией эти сложные парагенезисы преобразовались в простые агрегаты родонита и кварца. По взаимоотношениям минеральных ассоциаций руды трубообразных залежей резко отличаются от типичных третичных трещинных жил. Сульфиды в этих залежах обособляются в самостоятельные тела без жильной минерализации, за исключением минералов, образующихся за счет разложения пород (серпидит, глинистые минералы).

Энаргит, столь редкий для жильных месторождений, обычен в медных рудах трубообразных залежей. Здесь же широко распространены сульфосоли меди и серебра.

Трубообразные рудные тела отличаются от жильных и по условиям залегания. Трубы обычно располагаются среди сильно осветленных, подвергшихся сольфатарному изменению вулканических пород краевых зон кальдеры. Здесь на больших площадях породы превращены в агрегат кварца, диккита, пирофиллита, зуниита, диаспора и алунита.

* *

*

Проведенное реферирование работы У. С. Бербанка и Р. Дж. Людке под углом зрения настоящей монографии, позволяет сделать очень интересные и практически важные выводы. Они сводятся к следующему.

1. Рудный район Сан-Хуан представляет собой типичный долгоживущий вулканогенно-рудный центр, аналогичный многим таким же в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов.

2. Одинаковой является система телескопических тектоно-магматических структур центрального типа, контролирующих оруденение.

3. Закономерно изменение геометрии и размерности этих структур по мере их омоложения. Наибольшими размерами обладают древние рудоносные тектоно-магматические структуры. Более молодые к концу третичного вулканического цикла последовательно уменьшаются в размерах (диаметре). Завершается процесс формирования собственно вулканотектонических структур — кальдер. Интрузивный процесс на этом этапе приводит к формированию экструзий.

4. Последовательно, закономерно и удивительно сходно меняется от этажа к этажу морфология рудных тел, их строение и минеральный состав руд.

5. Особый интерес представляет наличие в рудных районах Сан-Хуан рудных столбов, сложенных минералами энаргитфаматинитового ряда, среди сольфатарно измененных пород, около экструзий. Наряду с наличием в экструзиях первичных флюидно-расплавных включений, содержащих рудные минералы, в том числе сульфиды, присутствие серебросодержащих сульфосолей меди, мышьяка и сурьмы является убедительным критерием оценки перспективной рудоносности более древних и ниже залегающих структурных этажей вулканогенно-рудного центра.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Вулканогенно-рудные формации. Поздне меловой — палеогеновый вулканогенный комплекс. В тектоническом отношении область развития вулканогенных образований позднего мела — палеогена, или Суббалканско-Среднегорская зона представляет собой узкий прогиб, располагающийся между двумя крупными жесткими массивами: Мизийской плитой на северо-западе и Македоно-Родопско-Эгейским срединным массивом на юге.

Разрез вулканогенной толщи представляет собой переслаивание морских осадков с эффузивами и туфами, т. е. в Суббалканско-Среднегорской зоне прежде всего устанавливается подводный вулканизм*. Однако геологическая позиция рассматриваемых вулканогенных образований даже при наличии большого числа работ, посвященных анализу истории геологического развития Балкан и Восточной Европы, представляется во многом проблематичной.

Дело в том что будучи геосинклинальной по характеру формирования и андезитовой по петрохимическим особенностям, эта толща соответствует вулканизму в стадии поднятий.

Сам Г. Штилле (1940 г.) указывал, что вулканизм Суббалканско-Среднегорской зоны по составу является не инициальным симатическим, а субсеквентным сиалическим, проявляющимся за счет литогенной магмы, образовавшейся в литосфере в предшествующую фазу интенсивной складчатости.

Указанная двойственность геологического характера верхнемеловой — палеогеновой вулканогенной толщи приводит к тому, что различные исследователи, учитывая какую-либо одну из ее особенностей, придают ей самый различный геологический смысл. Так, В. М. Муратов (1960 г., 1962 г. и др.), Й. Йовчев (1960), А. А. Малахов (1962 г.) считают ее типичным геосинклинальным образованием сенонского цикла развития альпийской геосинклинали Балкан и Восточной Европы, т. е. не учитывают петрохимических особенностей продуктов вулканизма и гетерогенности основания, на котором закладывается Суббалканско-Среднегорский сенонский прогиб.

Наоборот, принимая во внимание именно эту гетерогенность доколя и андезитовый характер вулканизма, другие исследователи квалифицируют Суббалканско-Среднегорскую зону только как зону активизации досенонского гетерогенного складчатого основания Балкан и Восточной Европы. При этом не учитываются геологические процессы в сопряженной с Суббалканско-Среднегорской зоной области, расположенной к югу и западу от системы срединных массивов, разделяющих Тэтис на два ствола: северный и южный.

В связи со сказанным представляется, что и та и другая концепции не могут каждая в отдельности отразить действительную геологическую сущность сенонского вулканизма. При анализе последнего необходимо учитывать более общую особенность развития в альпийском цикле Средиземноморского подвижного пояса в целом. Такой особенностью является сопряженность геологиче-

* С начала мела до турона вся провинция представляла собой сушу. После этого наступил досавский орогенный цикл, который начался в Среднегории.

ских процессов в северном и южном стволах Тэтиса, разделенных системой внутренних срединных массивов, которая позволяет рассматривать Тэтис на позднемезозойском этапе его развития как систему двойных складчатых дуг.

Как известно, наиболее важными проблемами геологического строения Средиземноморского подвижного пояса являются проблема Понтид*, как ее сформулировал К. Н. Паффенгольц (1946 г.), и соотношение Понтид и Таврид (Динариды, Элениды, Тавр, Загрос), или северного и южного стволов Тэтиса. К настоящему времени сложилось представление, что развитие Понтид началось уже в юрское время и что молодые палеогеновые и неогеновые вулканогенные и связанные с ними осадочные толщи северного ствола Тэтиса являются конечными продуктами развития длительно проявлявшегося здесь вулканизма.

В применении к Малому Кавказу это положение впервые, видимо, было сформулировано К. Н. Паффенгольцем еще в 1946 г. Его поддерживают А. Поллак (Pollak, 1963) и Г. А. Твалчрелидзе (1961).

Развитие Таврид, включающих складчатые структуры Западных Балкан, южного окаймления срединных массивов Малой Азии (собственно Тавр) и цепи Загрос в Иране, рассматривается В. М. Муратовым, А. А. Малаховым, Г. А. Твалчрелидзе и многими другими как самостоятельный, не связанный с историей Понтид процесс, отражающий развитие геосинклинали особого типа с обратным направлением развития (в противоположность прямому, свойственному для Понтид).

Рассматривая Суббалканско-Среднегорско-Понтийско-Аджаро-Триалетскую структурно-формационную зону и зону цепей Эльбурс в Иране (и ее западное продолжение в Южной Армении) с точки зрения геологической предистории, нетрудно видеть, что вулканогенные андезитовые толщи верхнего мела — палеогена, а также связанные с ними андезитовые и более кислые формации эоцена и миоцена размещаются в пространстве независимо от предшествующих им юрско-меловых геологических формаций (на фундаменте) как на вулканогенных (спилитовых) юрских большекавказско-крымского типа (мелафировая автохтонная зона Балкан), так и на андезитовых юрско-меловых формациях сомхито-карабахского типа, и на древних массивах кристаллических пород (Родопскэм, Мендересском, Центрально-Иранском и др.). Более того, вулканогенные формации юры и мела малокавказского типа практически неизвестны ни к западу, ни к востоку от Малого Кавказа.

Рассматривая историю проявления позднемелового — раннепалеогенового вулканизма в северном стволе Тэтиса, следует, с нашей точки зрения, особое внимание обратить на наличие в Севано-Амасьской зоне сенонских раннегеосинклинальных формаций с проявлением офиолитового магматизма, аналогичных таковым в восточном окончании зоны Эльбурс. При этом не следует ограничиваться выделением только поясов собственно офиолитов, ибо, как показывает опыт, так называемые офиолитовые интрузии нередко оказываются пространственно оторванными от самих инициальных формаций.

Наличие этой северной ветви офиолитового пояса, занимающего место в основании вулканического цикла Cg_2-N , отчетливо свидетельствует о том, что андезитовый вулканизм Cg_2-Pg и более поздний ни в коей мере не следует рассматривать в отрыве от раннегеосинклинальных процессов, протекающих на большей части рассматриваемого отрезка Средиземноморского подвижного

* С запада на восток Понтиды включают Суббалканско-Среднегорскую зону, собственно Понтиды Малой Азии, Аджаро-Триалетию, палеогеновые структуры Южной Армении (Мисхано-Заигезурскую зону) и горные цепи Эльбурс в Иране.

пояса, главным образом в южном обрамлении срединных массивов древних кристаллических пород.

Учитывая сказанное, достаточно рассмотреть особенности структуры так называемой внутренней зоны, по С. С. Смирнову (1946 г.), Тихоокеанского подвижного пояса, чтобы убедиться, что и в Средиземноморском поясе четко проявляется та особенность развития геосинклиналей, которая еще в 1892 г. отмечена Ф. Рихтгофеном, Науманом и Харада и которая состоит в развитии на геосинклинали двойных складчатых дуг: внешней и внутренней. Внешние дуги характеризуются преимущественным развитием инициального, по Г. Штилле, или раннегеосинклинального осадконакопления и магматизма, внутренние — накоплением орогенических (субсеквентных) формаций, среди которых наиболее типична андезитовая.

Анализ размещения вулканогенных формаций Средиземноморского подвижного пояса в пределах Восточно-Средиземноморской и Ирано-Афганской металлогенических областей показывает, таким образом, что здесь также имеют место двойные внешние и внутренние складчатые дуги, подобные, если не тождественные двойным складчатым дугам Тихоокеанского подвижного пояса.

Внешние дуги заложившейся в позднем мелу Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали здесь соответствуют южному стволу Тэтиса, т. е. Динарско-Эллинско-Таврско-Загросской зоне, а внутренние — андезитовому поясу Суббалканско-Среднегорской, Аджаро-Триалетской, Мисхано-Зангезурской и Эльбурской структурно-формационных зон.

Систему внешней и внутренней дуги представляют собой и Северные Карпаты. Однако внешней, т. е. характеризующейся проявлением инициальных вулканогенных формаций и офиолитового магматизма, здесь является северная (осевая) складчатая дуга — область развития Карпатского (мелового) флиша. Каким образом соотносятся разновозрастные внешние дуги Северных Карпат и Балкан, в настоящее время неясно. Возможно, они являются продолжением одна другой, смыкаясь к западу от Паннонского (Венгерского) массива.

Таким образом, позиция поздне меловой — палеогеновой вулканогенной толщи Суббалканско-Среднегорской зоны является более сложной, чем это представляется сторонникам «геосинклинальной» концепции или концепции зоны активизации. Наиболее полно все особенности этой толщи объясняются с точки зрения принадлежности ее к наиболее ранней орогенической андезитовой формации внутренней дуги Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали.

Дарамийский (доэоценовый) интрузивный магматизм проявился, хотя и неравномерно, по всей Суббалканско-Среднегорской вулканогенной зоне. Еще в 1864 г. фон Котта описывал его в Румынии в округе Банат (зона Режица) как «банатитовый вулканизм».

По петрографическому характеру интрузии «банатитов» являются гранодиоритами. Они состоят главным образом из зонального плагиоклаза, кварца, ортоклаза, роговой обманки и биотита. Кроме господствующих гранодиоритов отмечаются гранитные и аплитовые породы. Местами наблюдаются габбро. Кислая серия пород представлена аплитами, микропегматитами и др.; серия основных пород — малхитами, керсантитами, минеттами, единитами и др.

По глубинности образования интрузивы Суббалканско-Среднегорской зоны являются гипабиссальными. Они развиты исключительно по южному краю Суббалканско-Среднегорской зоны и не являются синтетектоническими. На основании замеров трещин В. Е. Петрашек установил, что они отвечают полю напряжения дарамийского орогенеза (Циссарц, 1958).

Рудоносность. Суббалканско-Среднегорская вулканогенная зона известна главным образом как меднорудная провинция. В связи с верхнемеловым — палеогеновым вулканоплутонизмом здесь сформировались такие крупные медные месторождения, как Бор, Майданпек и другие в Восточной Сербии, месторождения Софийского района и Панагюриште (Радна и др.) в Болгарии. Кроме того, для этой зоны характерно молибденовое оруденение. По данным Й. Йовчева (1960, 1965), молибден присутствует в Болгарской Среднегории повсюду. В Страндже он найден в месторождениях контактово-метасоматического типа с молибденитом и шеелитом.

В Бургасском районе известно медное жильное месторождение Росен (халькопирит, молибденит, спекулярит). В месторождении Вырли Бряг молибденит ассоциирует с галенитом, сфалеритом и герсдорфит-сфалеритом. Наблюдается также и субвулканическая мезо-эпитермальная телескопированная фация с золотом, мышьяком в Панагюриште и в районе с. Челопеч и, наконец, классические меднопорфировые руды с молибденитом в районе с. Медет. А. Циссарц считает, что подобные месторождения не характерны для продолжения Суббалканско-Среднегорской зоны в Восточной Сербии, однако очень сходным с некоторыми из указанных является месторождение Мачкатица.

С позднемеловым — палеогеновым тектоно-магматическим циклом Суббалканско-Среднегорской зоны связаны также мелкие, не имеющие промышленного значения месторождения свинца и цинка (Липова Долина) и мышьяка (Нишка Банья) в Восточной Сербии. Надо отметить, что небольшие концентрации свинца и цинка отмечаются и в медных месторождениях Кука-Дулкан (Е. Лазаревич, 1913 г.).

Третичные вулканоплутонические комплексы Балкан и Восточной Европы. Анализируя данные по третичному вулканизму и плутоническому магматизму, а также по металлогении третичного периода в пределах Балкан и Восточной Европы, нетрудно видеть, что вулканоплутонические комплексы этих регионов могут быть по сумме геологических и минерагенических признаков разделены на три формации: эоцен-олигоценовую (частично включающую, видимо, и нижний миоцен), миоценовую и плиоцен-четвертичную (или только плиоцен).

Каждому из циклов вулканоплутонизма, приведших к накоплению этих формаций, присуща своя рудная минерализация. С эоцен-олигоценовым магматизмом связана основная масса полиметаллических месторождений Балкан (Родопы, Вардарская зона). С миоценовым магматическим циклом, наиболее широко проявленным в Трансильвании, Восточных и Северных Карпатах, связаны широко известные золото-серебряные месторождения Чехии, «золотого четырехугольника» Трансильвании и Восточных Карпат (Берегово-Баямарская зона).

С этим же магматическим циклом в некоторых случаях связано промышленное полиметаллическое оруденение, вскрывающееся в глубоких горизонтах золото-серебряных месторождений. Плиоценовый тектоно-магматический цикл характеризуется главным образом мышьяково-ртутной минерализацией. Некоторые специфические минерагенические черты несет и четвертичный вулканизм.

Зоны развития каждой из перечисленных выше вулканоплутонических и рудных формаций обладают интересными геотектоническими особенностями. Последние состоят в том, что каждая последующая вулканоплутоническая формация и связанные с нею месторождения не совпадают в своем пространственном развитии с предшествующей формацией и накладываются на гетерогенный геологический фундамент.

Так, эоцен-олигоценовая вулканоплутоническая формация и ее месторо-

ждения размещаются в пределах жесткого Родопского массива, миоценовый магматизм и минералогения развиваются как на фундаменте, на древних кристаллических породах палеозоя (Паннонская и Мизийская плиты), так и на юрских мелафирах автохтонных Балкан, и т. д.

Наблюдается, следовательно, такая же особенность геотектонической позиции третичных вулканоплутонических комплексов, какая уже была отмечена для сенонско-палеогенового магматизма Суббалканско-Среднегорской зоны: по отношению к фундаменту, на котором развивается более молодой тектоно-магматический процесс, зона его проявления является зоной активизации (А. Д. Щеглов, 1966 г. и др.).

С другой стороны, историческая последовательность развития магматизма и минералогии в третичном периоде позволяет рассматривать указанные выше вулканоплутонические и рудные формации как результат закономерной направленной эволюции внутренней складчатой дуги Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали, развитие которой началось в Суббалканско-Среднегорской геоструктурной зоне в верхнем мелу.

Такое соотношение орогенных вулканоплутонических формаций между собой и по отношению к фундаменту является отражением самой общей закономерности, проявляющейся практически во всех регионах.

Эоцен-олигоценый магматизм Динарид и Родоп. Эоцен-олигоценые вулканоплутонические образования развиты главным образом в области Македоно-Родопского массива кристаллических пород. В Югославии огромные массы вулканических пород характерны для так называемой Вардарской зоны (Циссарц, 1958). Они образуют здесь крупнейшие массивы Слишане (700 км²), Злетово-Кратово (1500 км²) и др. В Болгарских Родопах главными массивами вулканогенных пород эоцен-олигоценового возраста являются массив Северо-Восточных Родоп, Маджарский и др.

Как пишет А. Циссарц, уровень застывания этих вулканических пород колеблется в довольно значительных пределах. Уровень этот в большинстве случаев был достаточно глубок и обусловил образование главным образом субвулканических пород с более или менее хорошо выраженными контактовыми образованиями вокруг слагаемых этими породами массивов. Кроме субвулканических тел широко распространены лавовые покровы и горизонты пирокластического материала.

В Болгарских Родопах (массив Северо-Восточных Родоп), по данным И. Боянова и Б. Маврудчиева (1961 г.), эоцен-олигоценая вулканоплутоническая формация имеет следующий разрез. В самых верхних частях эоценового разреза подчеркнута преобладает туфогенный материал с участием покровов андезит-латитовых лав. Последнее проявление магматической деятельности на этом этапе — образование небольшой среднеосновной Караманской интрузии, комагматической с андезитами и латитами.

Разрез олигоцена почти исключительно вулканогенный. Начинается он горизонтом массивных туфов, серых слоистых туфов и туффитов. Накопление пород происходило в морской среде (присутствуют известняки). Затем следуют излияния пироксен-биотитовых латитов и андезитов, причем продукты латитовых и андезитовых излияний накапливались параллельно.

Выше по разрезу залегают эффузивы дацитового и риодацитового состава и их пирокласты (нижние эффузивы) общей мощностью 1500 м. Для толщи характерно наличие многочисленных субвулканических и дайковых образований. Этот этап вулканизма завершается внедрением гипабиссальных интрузий мондонитоидного характера (Сернишская интрузия).

После затухания кислого вулканизма вновь проявляется андезитовый и латитовый вулканизм, продукты которого слагают так называемые верхние эффузивы. Завершается магматическая деятельность в рассматриваемом районе образованием верхних эффузивов: кислых крупнопорфировых риодацитов и риолитов. В этот этап образовались главным образом дайки, субвулканические тела и небольшие покровы, сопровождаемые пирокластами.

В конце олигоцена в толщу вулканогенных пород внедрились малые интрузии, представленные дайками дайкообразными и штокообразными телами монзонитоидов, сиенит-порфиров, гранитов и аплитов сиенитового, граносиенитового и гранитового составов. Наблюдаются также более поздние (субсеквентные) дайковые образования андезитов, трахиандезитов, риодацитов и риолитов.

Петрографический состав вулкано-плутонических образований Вардарской зоны также довольно однороден. Для района Злетово (Злетово-Кратовский массив) наиболее характерны биотит-амфиболовые андезиты. Здесь же наблюдаются жильные санидин-биотитовые дациты. В массиве развиты лабрадор-авгитовые андезиты. В районе гранодиоритового массива Сурдулица М. Илич (Циссарц, 1958) отмечает светлые дациты. Дациты (отчасти риолиты), амфиболовые андезиты, гиперстен-амфиболовые андезиты и другие разновидности андезитов характерны для массива Слишане и др. Среди интрузивных образований преобладают гранодиориты, граниты, сиениты.

Рудоносность. Приводя общую характеристику эоцен-олигоценового тектоно-магматического цикла в Болгарских Родопах и Вардарской зоне Югославии, мы уже указывали, что для него наиболее характерны цинково-свинцовые месторождения, такие как Злетовское в Злетово-Кратовском массиве, Леце — в массиве Слишане, Стари Тырг близ Трещча в Югославии и месторождения Маджарово, Серница, Звездецки, Лозен и другие в Болгарии. Возможно, к этому же комплексу относятся месторождения на островах Иброс и Патмос в Греции, хотя Г. Маринос (1952 г.) считает их возраст уже миоценовым.

Надо сказать, что и в Болгарии главная фаза оруденения считается уже миоценовой. Является ли это отражением закономерного омоложения однотипных геологических процессов в пространстве (такие явления характерны для Средиземноморского подвижного пояса), либо неточностями определений возраста — неясно. При ведущей роли цинково-свинцовых месторождений для рассматриваемого отрезка металлогенической истории региона характерны, хотя и мало распространены, месторождения меди (Дубица) и молибдена (Мачкатица).

Более распространены и имеют практическое значение сурьмяные месторождения. Надо отметить, что возраст месторождения Мачкатица и его принадлежность к этому, а не к предыдущему металлогеническому циклу вызывают сомнения, точно так же, как это ранее указывалось для месторождения Бор, возраст которого, возможно, третичный и аналогом которого в это время является энаргитовое месторождение Дубица.

1. ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЕ ЦЕНТРЫ ТРАНСИЛЬВАНИИ И ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Трансильвания (горы Апусени). Горы Апусени, частью которых являются и горы Металичи (Рудные), занимают центральную позицию во внутренней Карпатской дуге. Система третичных бассейнов осадконакопле-

ния и проявления вулканизма, куда входят и бассейны Брад—Сэкэрымб (Нагга) и Златна — Алмашул-Маре, представляющие собой регионы преимущественного развития третичного магматизма и связанного с ним рудообразования, располагается между двумя жесткими глыбами древних палеозойских кристаллических пород: массивами Мунтэл-Маре на севере и Пояна Рускэ (Муреш) на юге.

Отдельные «осколки» этих кристаллических глыб наблюдаются и в полях развития третичных вулканитов. По мнению ряда исследователей как раннего, так и современного периодов геологического изучения этого региона (Ghitulescu, Socolescu, 1941; Н. Онческу, 1950 г.), геологические образования гор Металичи слагают верхний комплекс геосинклинали Муреш, заложившейся в триасе, имеющей в основании разреза триасовые и главным образом юрские вулканогенные образования основного состава, — комплекс мелафириров.

Продукты третичного магматизма и вулканогенно-осадочные образования этого периода имеют своим основанием гетерогенный цоколь, сложенный на различных участках либо древними палеозойскими кристаллическими породами (Бая-Арьеш), либо юрскими мелафирами (Тебеа, к западу от Брада), либо сенонскими осадочными толщами (Сэкэрымб, Златна и др.). Проявления вулканизма и интрузивной деятельности в пределах третичных бассейнов приурочены к линейным зонам, простирающимся почти вкрест простиранию дотретичных мезозойских структур.

В целом область развития третичного вулканизма гор Апусени обладает всеми теми признаками, которые позволили Ф. Рихтгофену (1862 г.) отнести этот вулканизм к «новой революционной великой эре в истории Земли» и которые в настоящее время определяют эту область как зону активизации. Было бы, однако, неверно видеть в третичном вулканизме только эту одну сторону.

Исторический анализ развития магматизма и рудообразования в пределах Средиземноморского подвижного пояса, как уже отмечалось, позволяет видеть в геологических процессах третичного периода закономерное продолжение и развитие внутренней складчатой дуги Балкано-Понтско-Иранской геосинклинали, заложившейся в сеноне (Суббалканско-Среднегорская вулканогенная зона).

Область проявления вулканизма каждого последующего цикла развития геосинклинали в пространстве не совпадает с предшествующей, смещаясь относительно последней в том или ином направлении в зависимости от характера напряжений, возникающих после консолидации области проявления предшествующего цикла осадконакопления, вулканизма и интрузивной деятельности.

Вулканогенно-рудные центры третичного вулканизма размещаются в горах Металичи в пределах четырех хорошо разграничивающихся зон:

- 1) Бая-Арьеш—Рошия-Монтанэ—Вулкой Корабия;
- 2) Станижа—Негара—Бреаза;
- 3) Корачи—Кыинел—Четраш—Сэкэрымб;
- 4) Урзика—Глиганул—Сырби—Тырнава.

Наиболее ранними среди третичного комплекса вулканитов являются пирокластические образования и лавовые покровы андезитового и риолитового состава. Так, в районе Брад—Сэкэрымб в основании разреза вулканитов залегают эруптивные брекчи андезитов и риолитов. В бассейне Алмашул-Маре—Златна после конгломератов континентального характера проявляется такая же эруптивная база; формируются андезиты типа Фаца Байи.

В регионе Рошия-Монтанэ наиболее ранними являются также туфы (отчасти туффиты). В конце этой фазы вулканизма имело место общее погружение региона, связанное с торгонской трансгрессией. В начале сармата торгонский цикл осадконакопления сменяется положительными движениями; этот цикл характеризуется второй фазой вулканизма, наиболее типичными продуктами которого являются дациты Кыинел и их туфы.

К концу сармата проявляется третья фаза вулканизма, которая в то же время считается и наиболее важной. С нею связаны огромные массы вулканических пород: кварцевые андезиты Барца, Сэкэрымб и Поркуреа, а также дациты Четраш. Четвертая фаза по возрасту является уже плиоценовой. К ней относятся андезиты типа Ротунда, базальты типа Детуната и Бретиа.

Рудоносность. Область между реками Муреш и Арьеш в горах Апусени занимает территорию, имеющую, по определению Ф. Шумахера (F. Schumacher, 1912 г.), форму неправильного четырехугольника, вершинами которого являются горнорудные центры Златна—Бая-Арьеш—Корачи—Сэкэрымб. В этом «золотом четырехугольнике» различаются по морфологическим признакам следующие типы месторождений.

1. Жилы: а) трещинные жилы (наиболее распространенный и важный в промышленном отношении тип месторождений); б) жилы на контактах вулканических некков (штоков малых интрузий) и окружающих пород (Фирициана, Рошия-Монтанэ, Негара, Хонес и др.).

2. Штоки и рудные брекчии (Баита, Поркуреа, Куречию, Станиа, Рошия-Монтанэ и др.).

3. Метасоматические залежи (в глинистых сланцах: Фаца Байи, Зорга, Пициорул и др.; в кристаллических известняках Бая-Арьеш).

По вещественному составу руд среди названных морфологических типов выделяются следующие месторождения.

1. Месторождения свободного золота: нитевидного золота и вкрапленности в жилах исключительно кремнистого характера (кварцевых, джаспероидных, халцедоновых и др.), содержащих небольшое количество карбонатов (кальцита, арагонита, доломита, родохрозита, сидерита и др.), сульфатов (барита, гипса), калиевого полевого шпата (адуляра) и цеолитов (десмина, анальцима, ломонтита). Эти месторождения содержат также немного пирита (от 3 до 5% от минерализованной массы). Месторождения такого типа играют очень важную экономическую роль и дают 60—70% добычи золота в регионе (горы Мусариу, некоторые жилы Рошия-Монтанэ и др.).

2. Сульфидные месторождения со свободным золотом. Содержание сульфидов составляет 8—15%. Нитевидное самородное золото играет менее важную роль, хотя иногда из него извлекаются значительные количества золота (жила 10 Валеа Мори—Браге). Среди сульфидов преобладает пирит. Кроме того, присутствуют скопления сфалерита и галенита, реже халькопирита. Средние содержания цинка, свинца и меди обычно невелики и не определяют промышленной ценности месторождений.

Среди прочих минералов отмечаются сульфомоли серебра: тетраэдрит, пираргирит, стефанит, аргентит, прустит, миаргирит, кераргерит, дискразит и др., которые образуют иногда богатые скопления (Рошия-Монтанэ, Верхний Кыинел). Отмечаются и теллуриды: сильванит, нагиагит, алтаит, гессит, тетрадимит, петцит и др., которые присутствуют только в небольших количествах (Корачи, Брадизор, Фирициана, Фаца Байи, Ботеш). Жильные минералы в описываемом типе месторождений представлены главным образом разновидностями кремнезема.

3. Месторождения золотоносных сульфидов. Такие месторождения содержат видимое самородное золото только в исключительно редких случаях. Это наиболее редкий тип месторождений. Известно всего несколько примеров: жила 25/27 в Брадизоре, некоторые жилы в Сэкэрымбе; Поркура и др. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Самостоятельного значения, как и цинковые, свинцовые, медные, эти месторождения также не имеют.

4. Месторождения теллуридов золота. Теллуриды золота — нагиагит, сивьванит, петцит, креннерит, гессит — присутствуют в заметных количествах и являются основными для эксплуатации. Только в редких случаях руды этого типа месторождений содержат видимое самородное золото. Характерные месторождения — Сэкэрымб (Нагиаг) и Бая-Ареш.

5. Пиритовые залежи представляют собой метасоматические тела в глинистых сланцах, кристаллических известняках и третичных эффузивах. Залежи сложены компактными массами пирита, содержащими гнезда сфалерита и галенита, и характеризуются весьма низкими содержаниями золота (1—2 г/т).

Кроме золотых месторождений в связи с третичным вулканизмом региона гор Апусени известны месторождения ртути, наиболее важные из которых локализованы в зоне Валеа Досулуи (долина Досулуи) к северу от Златны. Месторождения представляют собой зоны концентрированной или рассеянной вкрапленности в конгломератах, песчаниках и сланцах мелового флиша. Киноварь установлена также в верхних частях некоторых жил (жила Руда рудника Здрахольц).

Различные типы месторождений часто встречаются совместно в каком-либо одном рудном районе. Так, в Бая-Ареш установлены жилы с самородным золотом, жилы с золотоносными сульфидами и золотоносные пиритовые залежи; в Вулкой Корабия—Ботеш — жилы с самородным золотом и жилы с золотоносными сульфидами, в Фаца Байи — жилы с самородным золотом, сульфидные жилы и жилы с теллуридами золота, золотоносные пиритовые залежи и т. д.

На месторождениях «золотого четырехугольника» наблюдается отчетливая вертикальная зональность как в распространении золота, так и в смене по вертикали руд различного минерального состава.

Вулканогеенно-рудные формации Восточных Карпат. Карпатский геосинклинальный прогиб в пределах Альпийского складчатого пояса заложился в позднем между двумя крупными жесткими элементами земной коры: Русской платформой на востоке и Паннонским (Венгерским) массивом на западе.

Собственно геосинклинальный (инициальный) этап развития этого прогиба завершился складчатостью в конце палеогена, после перерыва в осадконакоплении и вулканизме в период конца эоцена — олигоцена (в это время развиваются пестроцветные континентальные отложения). В начале неогена начался новый уже орогенный цикл развития геосинклинали, сопровождающийся субсеквентным вулканизмом. Область проявления субсеквентного магматизма представляет собой пограничную дизъюнктивную структуру между жесткой Паннонской плитой и Закарпатским прогибом, образовавшимся вследствие начавшихся орогенических движений в осевой (флишевой) зоне Карпатской геосинклинали.

Вулканизм геосинклинального (инициального) цикла (поздний мел — палеоген). Вулканогеенные образования, развитые в области геосинклинального прогиба, представлены спилитами и офиолитами, образующими лавовые потоки

с подчиненными прослоями пирокластического материала. Кроме того, характерны гипабиссальные интрузивные тела диабазового состава.

Перечисленные образования представлены в регионе достаточно широко и в совокупности составляют так называемую внешнюю зону двойной Карпатской дуги (Малеев, 1964; Лебединский, Шалимов, 1966). Излияния носили преимущественно трещинный подводный характер. В потоках лав отмечена шаровая отдельность. Вулканические проявления этого цикла и на данном этапе развития геосинклинали перемещались в пространстве в зависимости от времени проявления к западу до средней части области, где излияния происходили уже в палеогене.

Вулканизм орогенного цикла (неоген). В. С. Соболев и В. П. Костюк (Петрография..., 1955) вслед за М. Кутаном (1948) принимают трехчленное деление вулканогенных образований. К первой фазе вулканизма ими относятся плагиолипаритовые туфы (солотвинские), отложение которых началось уже в олигоцене и происходило в бурдигале, гелльвете и тортоне. Кроме того, В. С. Соболев и В. П. Костюк выделяют подфазу Iб: береговские липариты, сменяющиеся ниже по разрезу андезитами. Вторая фаза вулканизма, наиболее интенсивная, представлена главным образом андезитовыми продуктами. И, наконец, третья фаза — базальтовая.

Пространственно продукты первой, второй и третьей фазы разобщены. Породы первой фазы слагают в пределах Закарпатья (Береговское холмогорье) и Косинско-Запсонские холмы (Бегань). В Восточных Карпатах (Румыния), для которых Д. Джюшке (1960) в отношении первой фазы вулканизма придерживается того же взгляда, породам первой фазы соответствуют образования, залегающие в основании Гутинского массива: андезиты Сеинь, риолиты типа Местекэнш.

В Чехословакии и Венгрии (Западные Карпаты) первая фаза вулканизма проявлена в Токайских и Прешовских горах. Вторая и третья фазы вулканизма проявлены главным образом в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде и на ее юго-восточном простирании, в горах Калиман-Харгита. В. С. Соболев и В. А. Костюк дают следующие возрастные границы для выделяемых ими циклов (фаз). Первая (Iб фаза) фаза датируется как верхний тортон — нижний сармат, вторая — верхний сармат — паннон и третья — плиоцен (главным образом верхний).

Свою схему металлогении неогенового вулканизма Закарпатья предложили В. Н. Зайцева, И. А. Новодережкин и С. В. Расточинский (1963, 1964 г.). Придерживаясь представлений В. С. Соболева и В. П. Костюка относительно последовательности магматических процессов, эти авторы связывают золото-полиметаллическое оруденение с третьей фазой (паннон), а ртутное — с четвертой фазой (верхний плиоцен). При этом с третьей фазой вулканизма (накопленные пирокластов и лав основного и кислого состава, внедрение гипабиссальных интрузий кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и т. д.) связано формирование Берегово-Баямарской металлогенической зоны, а с четвертой фазой (эффузивные и пирокластические породы среднего и основного состава, прорванные куполами дацитов и липаритов, завершающиеся покровами, дайками и штоками андезитов, базальтов и эксплозивных брекчий) — Выгорлат-Гутинской металлогенической зоны.

Как мы помним, для Трансильвании тоже характерно четырехчленное деление вулканогенных комплексов, связь свинцово-цинково-медно-золотого (Ghitulescu, 1935) оруденения с третьей фазой (штоки Барца, Сэкэрэмб), по возрасту датируемой как верхний миоцен (паннон), и ртутного оруденения

предположительно с четвертой фазой (верхний плиоцен). Для этой же фазы характерны и базальты океанического типа.

Рудоносность. При рассмотрении рудоносности вулканоплутонических неогеновых комплексов Восточных Карпат ограничимся лишь Береговским и Вышковским вулканогенно-рудными центрами Закарпатья и округом Бая-Маре в Гутинских горах Румынии.

Береговское холмогорье. Полиметаллическое месторождение Береговское представляет собой сложный комплекс жильных, неправильных по форме штокверковых и метасоматических рудных тел с массивными или вкрапленными серебряными и полиметаллическими рудами. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и серебро. Вмещающими породами для рудных тел являются описанные уже гидротермально измененные плагиолипариты верхнего тортона — сармата (Лазаренко Е. К. и Э. А., 1963 г., 1966).

Вышковский рудный район характеризуется наличием трех типов оруденения: а) полиметаллического (Вышковское); б) ртутно-полиметаллического (Грендеш) и в) ртутного (Большой Шаян и др.).

Вышковское полиметаллическое месторождение представлено системой рудных жил и зон оруденелых брекчий. Жилы имеют северо-восточное простирание, крутое падение и залегают как в массиве гранодиорит-порфиров, так и во вмещающих глинистых сланцах и туфах. Мощность зон рудных брекчий колеблется от 1—5 см до 2—3 см.

Жилы имеют четкообразную форму, контакты с вмещающими породами резкие. Строение жил полосчатое. Рудная брекчия состоит из обломков гранодиорит-порфиров и глинистых сланцев, сцементированных рудными минералами и кальцитом. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, пирротином, реальгаром, аурипигментом, антимонитом; жильные — кварцем, кальцитом, доломитом, флюоритом.

Месторождение Грендеш (полиметаллическое с киноварью) сложено минерализованными тектоническими зонами в пределах штока гипабиссальных кварцевых диоритовых порфиров. Оруденение приурочено к главной зоне нарушения и сопряженным с ней трещинам. Мощность зоны 5—50 см. Рудное тело представляет собой брекчию, обломками которой являются раздробленные кварц-серицитовые (иногда с каолинитом) породы с пиритом. Рудные минералы — киноварь, пирит, пирротин, халькопирит, марказит, галенит и сфалерит. Галенит, сфалерит и пирит слагают нередко массивные агрегаты, в которых киноварь развивается вдоль трещин. Подобное же оруденение наблюдается и во вмещающих труфогенных породах. Здесь развиты жилы мощностью до 10 см и достигающие по простиранию 60 м.

Ртутное месторождение Большой Шаян приурочено к зоне тектонического нарушения-сброса к кровле интрузии гранодиорит-порфиров г. Большой Шаян на контакте с вмещающими интрузию глинистыми и другими сланцами нижнего и среднего паннона. Общее протяжение зоны 1 км.

В зоне разлома развита брекчия, обломки в которой сложены аргиллизированными гранодиорит-порфирами. Цемент в брекчиях аргиллизированных пород представлен главным образом марказитом, развивающимся в виде характерных пластинчатых копьевидных кристаллов, неправильных зерен и округлых стяжений. Кроме марказита в цементе развивается карбонат (кальцит). Самый поздний рудный минерал — киноварь.

Главная часть месторождений округа Бая-Маре представлена кварцевожильным типом: жилы в адуляризованных породах (Gjusca, 1960). Протяжен-

ность некоторых жил достигает 1500—2000 м, мощность колеблется от 1 до 20 м, на глубину некоторые жилы прослежены до 500—600 м.

Различаются три главные зоны минерализации, характерные для различных по глубинности срезом рудных жил.

1. Зона золотоносного кварца, расположенная в верхней части жил.

2. Сереброносная зона, характеризующаяся присутствием заметных количеств минералов серебра, особенно пираргирита. Эта зона залегает ниже предыдущей. Во всех подобных зонах главной рудой является жильная масса, содержащая прожилочки и нитевидные выделения пираргирита, стефанита и других сульфидов, богатых серебром и золотом.

3. Зона золотоносных сульфидов, залегающая еще ниже. В этой зоне минералы серебра становятся все более редкими или исчезают совсем. В то же время золотоносные сульфиды, особенно пирит, становятся более обильными; на более глубоких горизонтах к пириту присоединяются сфалерит, галенит, халькопирит. Содержание серебра в сульфидах с глубиной последовательно убывает, хотя количество сульфидов с глубиной возрастает. Среди сульфидов с глубиной возрастает роль сульфидов меди: халькопирита и меденосного пирита.

Реальные соотношения различных типов руд на отдельных месторождениях округа Бая-Маре зависят от степени эродированности рудных тел.

2. СРЕДНЕ-СЛОВАЦКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС И ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЕ ЦЕНТРЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Оруденение в Западных Карпатах, как и в вулканогенных геоструктурных зонах Тихоокеанского подвижного пояса, локализуется в пределах долгоживущих вулканогенно-рудных центров, представляющих собой совокупность вулканогенно-рудных структур центрального типа. Вулканогенно-рудные центры Западных Карпат относятся к первому горстовому типу, для которого характерно (как на Камчатке и в Японии) наличие древнего ядра и последовательное омоложение вулканогенных образований к периферии. Таковы в Западных Карпатах Штьявницкий и Кремницкий тектоно-вулканические * горсты, район гор Матра и др.

Оруденение в Западных Карпатах по вещественному составу, морфологии рудных тел и последовательности развития во времени и пространстве (зональности) — типичное для геотектонических структур подобного типа. Оно представлено проявлениями меди, полиметаллическими и эпитермальными золото-серебряными месторождениями и ртутной минерализацией.

Рассмотрим строение и последовательность геологических событий: вулканизма, интрузивного магматизма, метасоматоза и оруденения в пределах Штьявницкого и Кремницкого вулканогенно-рудных центров и в районе гор Матра, имея при этом в виду полную аналогию этих центров с такими типичными древними горнорудными районами; как «золотой четырехугольник», округ Бая-Маре в Румынии и Вышковский район в Советском Закарпатье.

Выбор района Западных Карпат для иллюстрации развиваемых в работе идей связан с возможностью более четкого графического их выражения на основании материалов геологов стран — членов СЭВ (Основы..., 1971₂).

* Термин геологов ЧССР.

Штьявницкий вулканогенно-рудный центр (рис. 31) представляет собой тектоно-вулканический горст, ядро которого сложено породами кристаллического массива (герципскими: карбон—пермь) и мезозойскими (триас—альб), составляющими в сумме комплекс довулканического фундамента. Горстовое поднятие этого фундамента происходило в палеогене и отмечено накоплением палеогеновых конгломератов. Отмечается, таким образом, известное сходство (синхронность) тектонических движений в истории развития вулканогенных поясов и центров для всего кайнозоя в целом в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов.

В тортон-сарматское время, соответствующее нижнему миоцену Камчатского региона, начинается первый этап вулканической и интрузивной деятельности вулканогенно-рудного центра, в течение которого формируются эффузивные и пирокластические толщи по преимуществу андезитового состава. Отличительной особенностью андезитов является наличие среди них гранатовых разновидностей. Подобная черта характерна и для ранних вулканитов гор Металичи в Трансильвании, для Закарпатского рудного района. Стратифицированный комплекс тортон-сарматского возраста прорывается гранодиоритовыми и диоритовыми интрузиями субвулканической фации глубинности.

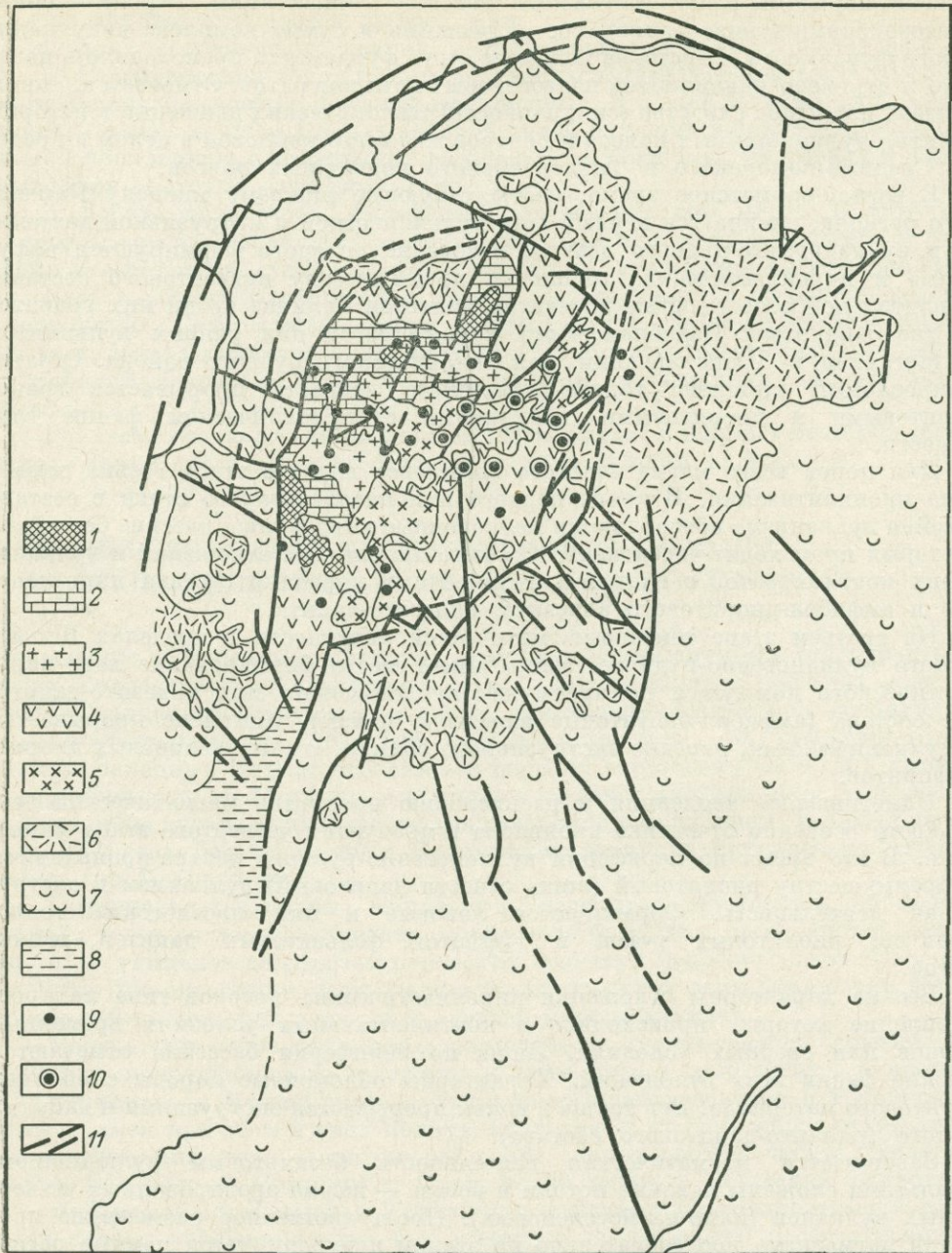
Для пород всего магматического комплекса первого этапа весьма характерна пропилитизация. В конце первого или начале второго этапа в составе бассейна вулканизма обособляются мелководные интравулканические бассейны, в которых происходит чередование туффито-лигнитовых отложений и вулканических конгломератов с вулканокластическими породами состава пироксенового и амфибол-диоритового андезита, андезито-дацита.

На третьем этапе тектоно-магматической активности в пределах Штьявницкого вулканогенно-рудного центра имеет место формирование лаво-пирокластического комплекса по преимуществу дацитового или андезито-дацитового состава (амфибол-биотитовые андезиты, пемзы). Комплекс прорывается субвулканическими, нередко экструзивного облика, телами кварцевых диорит-порфиритов.

Наметившаяся тенденция к раскислению продуктов магматической деятельности особенно отчетливо проявлена в продуктах четвертого этапа магматизма. В это время по периферии вулканогенно-рудного центра проявляются по преимуществу риолитовый (лишь отчасти дацитовый) вулканизм и экструзивная деятельность. Формируются лавовые и пирокластические толщи риолитов, риолитовых туфов и туффигов, фельзитовых дацитов, игнибригов.

Весьма характерны отложения пирокластических потоков типа лахаров, накопление которых происходило в континентальных условиях временных потоков или озерных условиях. Лишь по периферии бассейна отмечаются морские фации этих отложений. Характерны обломочные породы с обилием детритового материала. Вся толща в целом прорывается экструзиями и дайками кислого (риолито-дацитового состава).

Завершается магматическая деятельность базальтовым вулканизмом. Базальтами сложены лавовые потоки и некки — жерла эродированных четвертичных вулканов (плио-плейстоценовых). Пространственное размещение продуктов магматизма последовательно по этапам контролируется помимо региональных тектонических нарушений и углов их пересечений серией кольцевых разломов кальдерного типа, что и позволяет интерпретировать структуру в целом как вулcano-тектоническую.



Оруденение и закономерности его развития. Для месторождений Штьявницкого вулканогенно-рудного центра характерны полиметаллические (Cu—Zn—Pb), свинцово-цинко-серебряные и золото-серебряные руды.

Рудное поле Штьявницкого центра расположено в центральной и юго-восточной частях горста. В направлении от периферии к центру горста известно девять жил, приуроченных к разломам северо-северо-восточного направления и образующих жильную зону. Главные жилы имеют линейную форму, однако часть их приурочена к дугообразным концентрическим разломам.

Пространственно рудные тела (жилы) контролируются дайками и пластовыми интрузиями амфибол-биотитовых дацитов, которые также связаны с дугообразными разломами вулкан-тектонической структуры расматриваемого центра. Исследователи подчеркивают не только структурную, но и генетическую связь полиметаллического оруденения с дацитовым вулканизмом (III этап). Эпитермальная золото-серебряная минерализация связана с риолитовым вулканизмом четвертого этапа.

Промышленное оруденение проявляется в форме рудных столбов, приуроченных к неоднократно подновлявшимся разломам. В породах довулканического основания помимо жильного встречается прожилково-вкрапленное оруденение. В карбонатных и мергелисто-глинистых породах мезозоя вдоль разломов формируются метасоматические залежи полиметаллических руд неправильной формы.

Минерализация в рудных жилах Штьявницкого вулканогенно-рудного центра проявляется, согласно М. Кодере (M. Kodera, 1958 г.), в шесть стадий. Первая стадия на глубоких горизонтах жил представлена кварцем и гематитом, на верхних — родонитом с небольшим количеством кварца. Во вторую стадию появляются галенит и сфалерит. В небольшом количестве присутствуют пирит и халькопирит. Третья стадия опять представлена кварцем и гематитом. Появляются (в нижних частях жил) сульфосоли висмута.

В четвертую стадию минерализации в верхних частях жил отлагаются кварц, карбонат, галенит и сфалерит. В более глубоких частях жил преобладают пирит и халькопирит, встречаются сульфосоли меди и висмута, шеелит. Пятая стадия представлена аметистом и кальцитом. Редко встречаются тетраэдрит, пирит и халькопирит. Присутствуют сидерит и арагонит. Ассоциация минералов шестой стадии выражена кварцем, баритом, сидеритом, марказитом, кальцитом и спорадическими галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Температура образования рудных минералов по данным декрипитации колеблется от 120—240 до 300° С (первая и четвертая стадии минерализации). В рудных жилах в вертикальном направлении выделяются (сверху вниз) зоны: золото-серебряная, верхняя свинцово-цинковая (с серебром), нижняя свинцово-цинковая, медная карбонатная.

Данные о закономерности пространственного и временного проявления оруденения и его вещественном составе по Штьявницкому вулканогенно-рудному центру существенно дополняются данными о металлогении К р е м н и ц —

Рис. 31. Схематическая геологическая карта вулканогенно-рудного центра Банска-Штьявница:

Породы довулканического фундамента: 1 — палеозойские и допалеозойские образования, 2 — палеогеновые и мезозойские отложения; 3 — близповерхностные интрузии (диориты, гранодиориты, аплитовые граниты); 4 — ранний андезитовый комплекс; 5 — интрузии субвулканической фации глубинности (гранодиорит-порфириды); 6 — комплекс амфибол-биотитовых андезитов среднего структурного яруса; 7 — риолитовый комплекс верхнего структурного яруса; 8 — нерасчлененные посторогенные базальтоиды; 9 — золото-серебряные месторождения; 10 — полиметаллические месторождения; 11 — структурообразующие тектонические нарушения

к и х гор. Здесь также развит аналогичный тектоно-вулканический горст, однако глубина погружения довулканического фундамента здесь значительно ббльшая, что обуславливает проявление в пределах Кремницкой вулкано-тектонической структуры более поздних и менее глубинных рудных парагенезисов. Оруденение здесь представлено золото-серебряным, сурьмяным и ртутным типами.

Последовательность проявления магматизма в Кремницких горах типичная для всей Средне-Словацкой области. Гидротермальный процесс, приведший к формированию золото-серебряного оруденения, является завершением этапа дацитового и риолитового вулканизма (третья и четвертая фаза), однако заканчивается он сурьмяно-ртутной минерализацией (в панноне), что также весьма характерно для всех вулканогенно-рудных центров Западных Карпат, Трансильвании и Закарпатья.

Рудные тела Кремницкой вулкано-тектонической структуры (вулкано-тектонического горста с юрскими карбонатными отложениями в ядре-фундаменте) размещаются среди пропилитизированных андезитов третьего этапа тектоно-магматической активности. Как и в Штьявницком рудном районе, здесь характерно присутствие интрузивных субвулканических тел пироксен-амфиболовых диоритовых порфиритов, имеющих много общего с интрузивными телами кварцевых диоритовых порфиритов Штьявницкого поднятия.

Рудные жилы залегают среди интенсивно измененных пород (ранних метасоматических трахитов-псевдотрахитов, серицитизированных, каолинизированных, силицифицированных и алунитизированных пород) и образуют в совокупности две главные жильные зоны протяженностью 5 км и 1,5 км при мощностях от нескольких метров до 50 м. Характерны местные раздувы жил и образование линзовидных рудных столбов.

Рудообразование в пределах Кремницкой вулкано-тектонической структуры протекало в два этапа: мезо-эпитермальный, приведший к формированию полиметаллического (Cu—Zn—Pb) и золото-серебряного оруденения, и эпитермальный, в течение которого сформировались сурьмяно-ртутные руды (изученные пока, правда, слабо).

Мезо-эпитермальный этап протекал в четыре стадии минерализации. Для первой кварцевой стадии характерно метасоматическое окварцевание пород, развитие золотоносного пирита, редко арсенопирита. Вторая стадия минерализации жильная. Образуются жилы молочно-белого кварца с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Для третьей стадии минерализации характерны кварц, пирит, сульфосоли серебра и дисперсно расположенный электрум.

Жилы, сложенные минералами третьей стадии, содержат до 40—50 г/т золота и характеризуются отношением золота к серебру от 1 : 4,5 до 1 : 40. Четвертая стадия минерализации почти безрудная: кварц-карбонатная; однако и здесь встречаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, полибазит, пираргирит, прустит, аргентит, тетраэдрит и электрум. Карбонаты представлены главным образом доломитом.

Температура минералообразования (по данным декрипитации) для всех стадий колеблется в пределах 270—290° С, реже 225—347° С.

Паннонский эпитермальный этап рудообразования в Кремницких горах протекал в две стадии. Первая из них — антимонитовая. Кроме антимонита в это время развиваются пирит, марказит, редко сфалерит. Жильные минералы представлены темным (до черноты) кварцем, халцедоном, опалом. Вторая стадия марказитовая. Совместно образуются пирит и таблитчатый гипс. Для

марказита характерно наличие микропримесей бария, сурьмы и ртути. Известна и вкрапленность киновари.

В заключение характеристики вулканогенно-рудных центров Западных Карпат (Средне-Словацкого рудного пояса) кратко остановимся на вулканотектонических структурах гор Матра, которые вместе с горами Бёржён и Черхат образуют южное продолжение Штьявницко-Кремницкого массива. Вулканогенно-рудный центр Матра и слагающие его более локальные вулканотектонические структуры (рудные узлы) представляют дополнительный интерес в связи с тем, что в их пределах мы можем видеть наиболее ранние этапы тектоно-магматической и металлогенической деятельности, характерной для вулканогенно-рудных центров Средне-Словацкого вулканогенно-рудного пояса.

Здесь отчетливо выделяются два этапа оруденения: наиболее ранний из них представлен медным оруденением позднего мела, связанным с диабазовым магматизмом, и медно-свинцово-цинковым оруденением, отвечающим по времени андезитовому магматическому комплексу палеогена. Этот этап отчетливо параллелизуется с инициальной стадией тектоно-магматического цикла, характерной для основания полноразвитых вулканогенно-рудных центров.

Второй этап — среднемиоценовый. Для него характерно полиметаллическое (Cu—Pb—Zn) оруденение, типичное для орогенических стадий развития вулканогенно-рудных поясов и переходящее во времени (с омоложением) и в пространстве (с падением глубинности) в типичное эпitherмальное золото-серебряное оруденение. При рассмотрении вулканогенно-рудных центров Камчатки, Японии и других регионов мы видели, что подобная последовательность геологических событий является наиболее общей формой проявления эндогенного тектоно-магматического и металлогенического процесса.

Не останавливаясь на характеристике магматизма и вещественного состава руд инициального этапа развития вулканогенно-рудного центра Матра, отметим наиболее типичные черты строения составляющих его локальных вулканотектонических структур.

В структуре Западной Матры Э. Садецки-Кардош выделяет «огромную кальдеру», центр которой расположен в районе с. Дёндёшороси. Южную дугу кальдеры ныне уже покрывают отложения Большой Венгерской (Паннонской) низменности. В эту огромную кальдеру вложены разновозрастные вулканотектонические структуры более низких порядков. Центр или центры гельветского андезитового вулканизма были на западе области Матра. Структура центра определяется как стратовулкан.

На границе гельветского и тортонского времени имеет место дацитовый вулканизм. По Д. Варга, вулканический центр этого этапа находится в юго-восточном предгорье Матра. Вулканизм (уже риолитовый) продолжался и в сармате. После этого по периферии гор Матра началось осадконакопление паннонского моря.

Таким образом, на южном продолжении Средне-Словацкого вулканогенно-рудного пояса находится типичный долгоживущий вулканогенно-рудный центр Матра, внешними наиболее древними тектоническими границами которого являются контуры «огромной кальдеры» Э. Садецки-Кардоша. Вложенные вулканотектонические структуры имеют в поперечнике (например, в гельветское время) до 30 км.

В заключительные фазы вулканизма (тортон и сармат) формировались более локальные структуры. Тортонские андезиты, например, слагают не-

сколько самостоятельных конусов, образующих в совокупности трещинно-вулканические хребты. Отдельные формы таких хребтов образовались одновременно, поэтому породы конусовидных и других вулканических построек отличаются друг от друга.

Рудоносность. Рудная область (вулканогенно-рудный центр) Матра подразделяется на несколько рудных районов (по составляющим ее вулcano-тектоническим структурам более низкого порядка). В свою очередь внутри таких рудных районов выделяются рудные поля (жилые системы).

Рассмотрим рудоносность наиболее изученной вулcano-тектонической структуры Западной Матры. Здесь известны четыре группы жил, прослеженных на глубину до 600—1000 м при протяженности их до 1 км. Жилы залегают в основном в андезитах тортонских стратовулканов (первая фаза тортонского цикла магматизма). Жилы образуют две системы: центральную и периферическую. Для некоторых жил центральной системы характерны дугообразные очертания в плане и по падению.

Жилы сложены эпитермальным парагенезисом минералов. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, марказитом, тетраэдритом, самородным золотом, станнином, бурнонитом, джемсонитом, антимонитом, буланжеритом. Жилые минералы — кварц, халцедон, опал, кальцит, манганокальцит, хлорит, барит, шеелит, флюорит, глинистые минералы. Жилы имеют симметрично-полосчатую текстуру, обусловившую и название руд: «зebra».

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-
РУДНЫЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является одним из наиболее крупных и сложных элементов геологической структуры Северо-Восточной Азии (рис. 32). Естественно, что проблема его геологического строения, истории возникновения, развития и металлогении не может быть рассмотрена вне связи с окружающими геологическими структурами. Тектоническая природа пояса и познание металлогенических закономерностей в значительной мере определяются именно характером этих связей.

Впервые в качестве самостоятельной тектонической структуры Охотско-Чаунский (ныне Охотско-Чукотский) вулканогенный пояс был выделен в 1934 г. С. В. Обручевым. Пояс приурочен, по С. В. Обручеву, к дугообразному разрыву, отделяющему консолидированную континентальную массу в области опускания Охотского моря и третичную Ниппонскую (ныне Охотско-Ниппонскую) геосинклинали.

Необходимо отметить, что, выделяя вулканогенный пояс, в понятие Охотско-Чаунская, или Охотская дуга, С. В. Обручев вкладывал более широкий смысл. По существу, Охотско-Чаунская дуга С. В. Обручева — это ветвь Верхоянской геосинклинали (оросинклинали). В мелу вся область Охотской дуги консолидировалась с Колымской платформой и Верхоянской складчатой зоной в континентальную массу, граничащую со Средне-Сибирской платформой.

Разлом Охотской дуги, как указывает С. В. Обручев, судя по обилию верхнемезозойских эффузивов на этой линии, является долгоживущей геоструктурой: он начал образовываться в верхнем мезозое и является активным до настоящего времени.

Охотско-Чаунская дуга, по С. В. Обручеву, представляет собой яркий пример дуги Тихоокеанского типа, располагающейся независимо от простирающихся прежних складчатых зон и связанной исключительно с дугообразным надвигом. Ее разрыв является сложным и распадается на ряд параллельных поверхностей, которые обуславливают существование на окраине дуги передовой горстовой гряды, выраженной на всем ее протяжении.

Действительно, орографические наблюдения позволили С. В. Обручеву выделить в пределах Охотской дуги три орографических элемента: передовую гряду, центральную депрессию и континентальную часть дуги. Эти орографические элементы совпадают с современными тектоническими подразделениями. Передовая гряда отвечает Кони-Пьягина-Тайгоносской структурно-формационной зоне; центральная депрессия — Челомджа-Ямской депрессии и, наконец, континентальная часть дуги — Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу в современном его понимании.

Верхнемеловые движения в пределах вулканогенного пояса и Северо-Востока в целом следует, по С. В. Обручеву (1936 г.), объединять с кайнозойскими в альпийский цикл развития Ниппонской геосинклинали, или точнее Корякско-Камчатской ее дуги.

Следует заметить, что приведенная концепция С. В. Обручева, по существу почти не претерпев изменений, разделяется многими исследователями и в настоящее время.

С. С. Смирнов и В. А. Цареградский в 1937 г. среди сложной совокупности формаций Северо-Востока Азии выделяли следующие три основных комплекса, определяющие главнейшие черты геологического строения: первый охватывает отложения от докембрия до нижнего карбона; второй комплекс, верхоянский — от верхнего карбона до нижнего мела; третий комплекс включает отложения от верхнего мела до третичных включительно. Для него характерно широкое развитие разнообразных эффузивных и туфовых пород. Область его преимущественного распространения приурочена к Охотскому побережью, Камчатке и бассейну р. Анадыря.

В мезозое, по данным этих же авторов, ряд движений киммерийского (тихоокеанского, по П. Н. Кропоткину и Н. П. Хераскову) цикла завершается исключительной по силе нижнемеловой фазой тектогенеза, сопровождавшейся интенсивным проявлением вулканизма и металлогении.

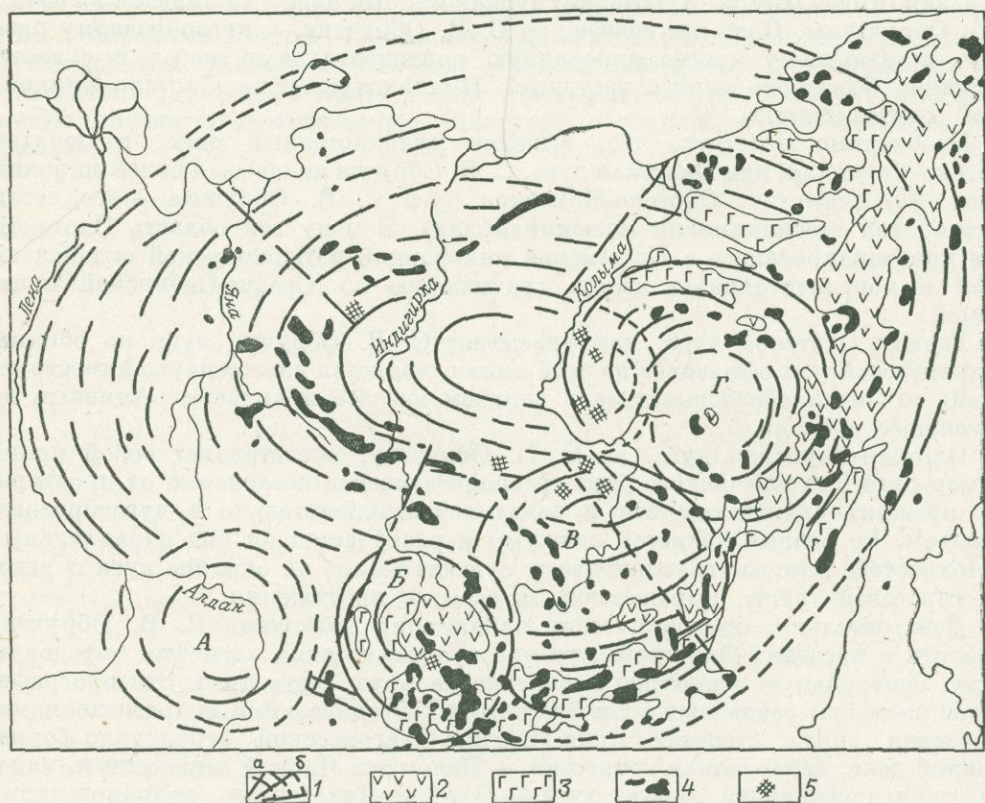


Рис. 32. Схема размещения кольцевых структур в Яно-Колымской мегаструктуре. Составил В. В. Соловьев:

1 — каркасные линейменты мегаструктуры: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — верхнемеловые — палеогеновые вулканогенные образования; 3 — верхнемезозойские (доверхнемеловые) вулканогенные образования; 4 — мезозойские интрузии; 5 — выходы докембрийских пород. Высокопорядковые структуры центрального типа: А — Якутская, В — Оймяконская, В — Магаданская, Г — Омолонская

Область Охотско-Чукотского вулканогенного пояса входит в так называемую юго-восточную металлогеническую область С. С. Смирнова и В. А. Цареградского. Кроме нее ими выделяются Западная и Северная области (верхо-яниды — М. В.), близкие между собой, и Центральный жесткий массив. Вулканогенный пояс Охотского побережья рассматривается С. С. Смирновым в составе молодых образований Ниппонской геосинклинали.

В 1949 г. Е. К. Устиев публикует сводку, посвященную мезозойскому и кайнозойскому магматизму Северо-Востока СССР, который, как он полагает, связан с развитием мезо-кайнозойской геосинклинальной области, охватывающей всю современную территорию Северо-Востока.

Большая часть последней, включающая бассейны рек Яны, Индигирки, Колымы, Чаунского побережья Восточно-Сибирского моря и отчасти Чукотского полуострова, занята образованиями Яно-Колымской геосинклинали. Крайняя континентальная, включающая часть Чукотского полуострова, бассейнов Анадыря, Пенжины, Корякского хребта и Камчатки, составляет северо-восточную оконечность более молодой мезо-кайнозойской геосинклинали — Ниппонской (Охотско-Ниппонской, по Е. К. Устиеву).

Яно-Колымская и Охотско-Ниппонская геосинклинали представляют собой, по его мнению, лишь стадии развития единой в структурном отношении области. Время магматических проявлений, отвечающих приблизительно одной стадии магматической эволюции, сдвигается в различных участках области сообразно с переживавшимися стадиями геотектонического развития.

В 1959 г. Е. К. Устиев пишет, что Охотская часть пояса является самостоятельной структурной зоной, возникшей на границе между оформившейся в конце верхнеюрского — начале нижнемелового времени Колымо-Чукотской складчатой областью и зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью. Охотский пояс он предложил рассматривать в качестве пограничной зоны между мезозойской складчатой областью и геосинклиналью или, что то же самое, в качестве краевой зоны геосинклинали, развивавшейся от верхнеюрского до верхнетретичного времени. В таком понимании Охотский пояс показан и Н. С. Шатским (1957 г.), где он назван крайним поясом кайнозойской складчатости.

Необходимо заметить, однако, что уже в 1966 г. на тектонической карте Евразии (под редакцией А. Л. Яншина) Охотский пояс показан как часть Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса края Азиатского материка. При этом пояс показан не как структура, принадлежащая области кайнозойской тихоокеанской складчатости, а как особая структурная зона земной коры, которая, как следует из объяснительной записки, на протяжении своей истории не являлась геосинклиналью и поэтому не может быть поставлена в один ряд со структурными образованиями геосинклинального типа.

Основной особенностью Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса является приуроченность его к краю материка, и соответственно его можно рассматривать в качестве ограничения Азиатского материкового блока. К западу от Чукотско-Катазиатского пояса лежат консолидированные докайнозойские тектонические области с материковым типом строения земной коры, к востоку — зона перехода от коры материкового типа к коре океанического типа. Внутреннее строение этой зоны перехода весьма неоднородно. В ее пределах располагаются блоковые массивы, глубоководные впадины, узкие островные гряды с вулканами, значительные складчатые системы (подобные Корякской). Чукотско-Катазиатский пояс является наложенным образованием.

Близкая концепция развивается В. Ф. Белым и С. М. Тильманом (1964 г., 1966, 1967 г. и др.). По их данным, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс возник во второй половине нижнего мела, точнее в апте, на границе областей мезозойской и кайнозойской складчатости. Особенно важным в работах В. Ф. Белого является указание на весьма тесную связь развития пояса с геологической историей Анадырско-Корякской системы; во всех остальных работах обычно указывалось на связь пояса с Охотско-Нишпонской геосинклинальной областью в целом.

Связь между поясом и Анадырско-Корякской системой состоит не только в совпадении структурного плана, но и в одновременном или почти одновременном проявлении тектонических процессов в обеих зонах. Максимумы вулканической активности в пределах пояса совпадают с основными этапами геосинклинального развития Анадырско-Корякской системы и приходятся на апт — турон и верхний сенон — палеоцен.

Преращение вулканических процессов в поясе отвечает во времени позднегеосинклинальной стадии развития Анадырско-Корякской системы. Гигантские вулканические извержения в Охотско-Чукотском поясе контролировались системой глубоких разломов, которые в совокупности представляют собой крупную зону типа продольных краевых швов.

В заключение приведенного краткого обзора основных концепций происхождения и строения Охотско-Чукотского пояса остановимся на двух работах, в которых исследователи этой проблемы подходят к ней с принципиально иных, сравнительно с вышеизложенными, позиций. Это, во-первых, работы Б. А. и Л. А. Снятковых (1964), Н. П. Анисеева и В. А. Титова (1966 г.).

Л. А. Снятков еще в 1957 г. уподоблял вулканогенный пояс островным дугам, аналогичным Курильской, Алеутской и др. Зона древней Эвенкийской дуги, как считают Б. А. и Л. А. Снятковы, представляет собою исключительный случай, когда части внешних элементов зоны (междуговой впадины, невулканической дуги и глубоководной впадины) подняты и могут быть изучены.

Невулканическая дуга представляет собой в настоящее время ряд кулисообразно расположенных антиклинориев, выраженных горными грядами и заключающих в ядрах позднемеловые интрузии гипербазитов. Этот ряд антиклинориев сочленяется с крупной асимметричной синклинальной структурой, возникшей на месте междуговой впадины и сложенной мелководными и пресноводно-континентальными отложениями верхнего мела мощностью до 5000 м.

Поднятия антиклинориев, по Л. А. Сняткову, вызвали деформации и происходили одновременно с развитием вулканических процессов в Эвенкийской дуге.

Корякский мегантиклинорий, возникший на месте глубоководной впадины Эвенкийской зоны, сложен толщами флишевых и флишеидных терригенных отложений верхнемелового возраста, содержащих кремнистые пачки с радиолариями и зеленокаменно измененные эффузивные породы.

Наиболее полной и целеустремленной сводкой об Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, учитывающей самые последние исследования сотрудников СВГУ, СВКНИИ и других, является работа Н. П. Анисеева и В. А. Титова (1966 г.). Авторы пришли к следующим выводам. Охотско-Чукотский пояс представляет собой особого рода структурный элемент, который по составу слагающих его излившихся и плутонических пород должен быть отнесен к разряду тектоно-магматических структур. Он возник на периферии Охотской геосинклинали в раннюю стадию ее развития, вероятно, в юрское время и развивался одновременно с нею.

К Охотской складчатой области ими относится и область складчатых структур, сформировавшаяся в позднемеловое — раннепалеогеновое время. Территория ее распространения — бассейн р. Анадыря, Корякское нагорье, побережье Охотского моря. Завершением развития пояса следует считать излияния палеогеновых посторогенных платобазальтов.

Являясь краевой зоной Охотской складчатой области, Охотско-Чукотский пояс в то же время является, по Н. П. Анিকেеву и В. А. Титову, структурой; разграничивающей мезозойды и более древние структуры Северо-Востока от собственно геосинклинальных сооружений охотид, относящихся к внутренней части Тихоокеанского пояса. Определяющим условием возникновения Охотско-Чукотского пояса было существование длительно живущей зоны глубоких разломов типа краевого шва и оперяющих его разломов.

Вулканогенные формации пояса, развиваясь на гетерогенном основании складчатых структур мезозойды и жестких платформенных масс, образуют на них наложенную структуру. В то же время во внутренней зоне пояса верхний его структурный ярус образует либо наложенные структуры близкого с охотидами простираения, либо вообще выделяется зона взаимоперехода, в которой окраинные прогибы геосинклинали сложены вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями (Тайгоносский прогиб).

Таким образом, во внешней части пояс имеет наложенный характер, а во внутренней участвует в строении геосинклинального комплекса.

Во всех работах, в той или иной мере касающихся вопросов металлогении пояса, встречаются такие определения, как «специфическая», «совершенно новая», «особая» и т. д., металлогения. Действительно, в Охотско-Чукотском поясе она отличается от металлогении мезозойды как Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей, так и Охотско-Ниппонской геосинклинальной области.

В пределах Охотско-Чукотского пояса известны месторождения олова, ртути, молибдена, рудопроявления свинца и цинка, висмута, кобальта, меди и ряда редких элементов. Нерудные полезные ископаемые представлены алузитом и серой.

Эпитермальные месторождения серебра с сульфидными железом, цинком, реже свинцом и медью связываются условно с вулканизмом позднего мела и раннего палеогена.

Месторождения и проявления олова часто локализируются вдоль поперечных разломов, оперяющих главные разломы вулканогенного пояса. Это месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций и месторождения деревянистого олова, связанные парагенетически с толщами позднемеловых кислых вулканических образований — потоками, покровами лав и игнимбритов, экструзиями и субвулканами.

Среди позднемеловых вулканитов залегают или связаны с послемагматической деятельностью этого периода месторождения ртути.

Молибденовое оруденение, представленное многочисленными рудопроявлениями и рядом непромышленных месторождений, ассоциирует с кислыми дифференциатами как раннемеловых, так и позднемеловых гранитов, гранодиоритов. Слабо или совершенно не изучены свинцово-цинковые и медные рудопроявления, хотя, по мнению И. Е. Драбкина, Н. П. Анিকেева и В. А. Титова (1968 г.), в вулканогенном поясе могут быть открыты промышленные месторождения этих металлов.

Весьма характерной особенностью металлогении пояса является выход интрузивных комплексов и связанных с ними рудных месторождений за его

пределы, в области мезозойд или жестких масс. Особенно это относится к оловянной минерализации.

Сравнительная металлогенические особенности вулканогенного пояса, а также Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей, исследователи пришли к выводу о том, что такие элементы, как олово и, вероятно, ртуть, являются сквозными для всего Северо-Востока СССР. Время формирования месторождений здесь растянуто от поздней юры в мезозойдах до палеогена и, может быть, неогена в Корякском нагорье и на Чукотке. Оловянное оруденение происходит в более сжатые сроки от верхнего мела до палеогена. Подведем некоторые итоги приведенного обзора.

Несмотря на огромную уже проделанную работу, на значительное количество концепций строения и происхождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, до настоящего времени отсутствует основа для формационного его анализа, а следовательно, и для познания объективных закономерностей его геологического и металлогенического развития во времени и в пространстве.

Без концепции, из которой вытекало бы выделение геологических формаций пояса, имеющих более древние и более молодые аналоги, характеризующихся определенной металлогенической спецификой, все дальнейшие исследования геологии и металлогении пояса не пойдут далее накопления разрозненных эмпирических материалов и не позволят перейти к научно обоснованному теоретическому прогнозу месторождений.

Формационный анализ вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса. В основу формационного анализа вулканогенных толщ, равно как и в случае подобного анализа осадочных образований, должен быть положен в первую очередь тектонический принцип, т. е. оценка того тектонического режима, который существовал на этой территории в каждый период проявления вулканической деятельности.

Любопытно отметить в пределах пояса органическую связь вулканитов основного и среднего состава одянской свиты п-ова Кони с мощной геосинклинальной терригенной толщей среднеюрского возраста. Это продукт вулканизма, протекавшего в позднегеосинклинальный период развития территории пояса, по-видимому, в его начальную стадию.

К этому же позднегеосинклинальному периоду развития территории относится формирование толщ вулканитов преобладающе андезито-базальтового и андезитового состава северного побережья Охотского моря, синхронных ей толщ п-ова Тайгонос. Несомненно, в таких же геотектонических условиях формировались аналогичного состава вулканиты междуречья (верхнего течения) Большого и Малого Анюя, Большого Анюя и Яблонь, и, вероятно, Олойско-Березовской зоны Анюйской складчатой области, а также вулканиты среднего течения р. Анадыря.

Вулканические породы этого возраста (киммериджского или оксфорд-киммериджского) органически связаны с накоплением морских геосинклинальных осадков, обычно мелководных, среди которых отмечается характерная фацция терригенных пород — продуктов разрушения геологически синхронных вулканических построек.

К позднегеосинклинальному периоду развития территории пояса относится и формирование толщ вулканитов кислого состава, лавовые продукты которых установлены пока в единичных районах пояса (район угольного месторождения Дальнего на левобережье верхнего течения р. Пегтымель, п-ове Тайгонос, в верховье р. Телькылькульвеем и др.), а туфовые — на значительно более широкой площади. Как и описанные вулканиты среднего

и основного состава позднеюрского времени, рассматриваемые вулканиты формировались в самой тесной связи и одновременно с накоплением морских геосинклинальных осадков, но уже в волжское время, наращивая их разрез.

Однако в это время вулканически активные области располагались, по-видимому, вблизи окраин геосинклинального бассейна (западная и северная границы последнего мигрировали в Охотской части пояса в южном направлении, в Анюйской части, по-видимому, в юго-восточном направлении и в Восточно-Чукотском — в юго-западном), что и обусловило сочетание вулканических продуктов с прибрежно-морскими, лагунными или прибрежно-континентальными фациями терригенных пород, характеризующимися местами угленосностью.

В неокомовое время (валанжин, готерив, возможно, начало баррема), как мы уже отмечали ранее, вулканические извержения были менее интенсивными и проявлялись, по-видимому, исключительно в Чукотском отрезке пояса (в общепринятом понимании). Как известно, продукты этих извержений, представленные главным образом андезито-базальтами, андезитами и редко дацитами, а также пирокластическими их разностями, самым тесным образом переплетаются с морскими терригенными мелководными отложениями различной мощности, указывающими в одних случаях на более близкое, в других на более удаленное расположение вулканически активных зон от континентального обрамления морского бассейна осадконакопления.

В Охотском отрезке пояса, по-видимому на значительной части его и особенно в полосе, удаленной от современного побережья Охотского моря, в рассматриваемый отрезок времени происходило преобладающе континентальное осадконакопление, сопровождавшееся локальным угленакоплением (Хасынское м-ние). Происходило также накопление грубых терригенных осадков (конгломератов, гравелитов, песчаников), означающих проявление орогенических (горообразовательных, германотипных) движений в сопредельных территориях.

Складчатость неокомовых отложений, близкая по интенсивности к позднеюрской, позволяет отнести формирование отложений неокома также к позднегеосинклинальному этапу развития территории, подчеркнув при этом, что в Охотском отрезке пояса изменилась лишь фациальная обстановка осадконакопления.

Исключительно важным является определение формационной принадлежности вулканической толщи верхов раннего мела, широко развитой во всех отрезках пояса. Известно, что большинство исследователей с раннемеловым временем связывают два исключительно важных исторических рубежа в геологическом развитии территории Охотско-Чукотского пояса: начало послегеосинклинального периода развития и начало формирования вулканического пояса как индивидуализированной геотектонической структуры.

Как известно, в это время образовалась толща вулканических пород: палеотипных андезитов, андезито-базальто-дацитов, в меньшей мере дацитов и пирокластических продуктов аналогичного состава — широко известная во всех участках пояса.

Несомненно иной обстановка была на Чукотском отрезке пояса, где накопление вулканогенных толщ происходило одновременно с накоплением морских осадков и вулканически активные области располагались нередко в бассейне осадконакопления. В последнем случае вулканические продукты сочетались с морскими терригенными отложениями. Примерами могут служить район

среднего течения р. Анадыря, Анойская складчатая область и, возможно, южная часть Восточно-Чукотского отрезка пояса.

Складчатость вулканогенных и осадочных накоплений этого времени, несколько, быть может, менее интенсивная в Охотском отрезке пояса сравнительно со складчатостью более ранних образований, наряду с фациальными особенностями тех и других заставляет нас относить образования и этого отрезка времени к позднегеосинклинальному периоду жизни территории пояса (поздний этап, по Ю. А. Билибину, 1955 г.).

Таким образом, два крупных этапа вулканизма: позднеюрский и поздне-нижнемеловой, протекавших на территории пояса в резко отличной (от обстановки в более позднее время) геотектонической обстановке, относятся к позднегеосинклинальному периоду развития территории пояса, характеризовавшемуся возникновением формации андезитовых порфиритов.

Образование вулканитов в более позднее сеноман-туронское время протекало уже в резко отличной от предыдущей обстановке. Почти на всей территории пояса в этот отрезок времени формировалась меняющейся мощности толща вулканических пород кислого состава (от дацитов до липаритов), характеризовавшаяся огромными массами пирокластического материала.

Накопление этой толщи, известной на Охотском отрезке пояса как амкинская, хельчанская и спокойнинская свиты, происходило всюду в отчетливо континентальных условиях. Накопление ее соответствовало образованию в локальных участках грубых терригенных отложений (конгломератов, песчаников), мощность которых местами достигала почти 1000 м (р. Армани). Состав гальки конгломератов свидетельствует о глубоком размыве в близлежащих районах и в районах пояса более древних отложений, в том числе вулканитов и интрузивных пород.

Вулканически активные области разместились по всей ширине пояса, выходя местами далеко за пределы его. Вулканические продукты легли с резким угловым несогласием на смятые в складки различного возраста осадочные и вулканогенные образования, а местами перекрыли и вскрытые эрозией интрузии.

Формирование толщи описываемых вулканитов, а также осадочных образований, раннемелового и более древнего возраста отделяет крупные геологические события: завершившийся геосинклинальный этап развития территории пояса, складчатость и начавшиеся горообразовательные движения. Последние, как показывает анализ материалов, большую интенсивность приобрели в Охотском отрезке пояса, в районах северного побережья Охотского моря и значительно менее интенсивными были в более восточных его отрезках.

Таким образом, рассмотренную толщу кислых вулканитов мы с полным основанием можем квалифицировать как первую порфиловую формацию (формацию липаритовых порфиров, по З. П. Потаповой, 1969 г.) позднеорогенного этапа развития складчатой области.

Формирование более молодых толщ вулканогенных пород хетанинской и уракской свит относится также к послегеосинклинальному (орогенному) периоду развития территории пояса. Выделение этой двучленной формации (второй порфиловой) среди формаций рассматриваемого периода обусловлено своеобразным проявлением магматизма, не имеющим ничего общего с ранее описанной первой порфиловой формацией.

Появление этой вулканической формации связано, по-видимому, с образованием более глубоких расколов в связи с увеличившейся консолидацией территории пояса в ходе его послегеосинклинального развития. Вулканиты ран-

него члена рассматриваемой формации представлены кайнотипными разностями андезитов, андезито-базальтов, реже андезито-дацитов и характеризуются пироксеновым темноцветным компонентом.

Вулканыты более позднего члена формации (уракская и ольская свиты), всегда сопровождающие ранние породы, представлены преобладающе кайнотипными липаритами, в меньшей мере дацитами и большими массами игнибригов.

Вулканизм палеогенового времени отмечает также новый этап в геотектоническом развитии территории пояса, характеризующийся появлением больших масс вулкаников основного состава: главным образом базальтов, явно преобладающих в северо-восточном отрезке пояса. Появление этой формации знаменует еще более увеличившуюся консолидацию территории пояса и ее более резкую реакцию на тектонические движения, выразившуюся в образовании еще более глубоких, чем ранее, расколов.

Таким образом, обзор вулканических формаций позволяет предполагать, что территория пояса прошла позднегеосинклиналиную и орогенную (последгеосинклиналиную) стадии развития, а также последующий за орогенным этап консолидации.

Интрузивные формации Охотско-Чукотского пояса. Интрузивные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показывают возможность их формационного подразделения по геотектоническому принципу. Последний состоит, как известно, в том, что определенная магматическая и, в частности, интрузивная формация в общем случае характеризует определенный геотектонический этап развития подвижной области.

Наблюдающиеся случаи конвергентности интрузивных формаций не противоречат этому положению, поскольку обычно устанавливается, что одноименные интрузивные формации различных геотектонических этапов и зон обладают индивидуальными петрохимическими особенностями. Направленный возрастной ряд таких интрузивных формаций соответствует эволюции тектоно-магматического цикла (Ю. А. Билибин, 1955 г., Ж. Обуэн, 1962 г.).

Из анализа закономерностей изменения вещественного состава и пространственного положения вулканогенных, осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций следует, как было показано, возможность выделения в составе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса двух крупных структурно-формационных зон, аналогичных двойным складчатым дугам других подвижных областей, характеристика которых была приведена ранее.

Таковыми структурно-формационными зонами являются, с одной стороны, «тектоническая пара» Охотской складчатой области, представленная раннегеосинклиналиными формациями Пенжино-Анадырского прогиба и орогеническими формациями эвенкийской (по Л. А. Сняткову, 1969 г.) вулканической дуги, а с другой стороны, Охотская и Северо-Чукотская вулканические дуги (включая северо-северо-западное обрамление Эвенской дуги).

Далее приводятся обобщенные характеристики интрузивных формаций охотид (Охотская складчатая область) и более древнего орогена, известного в южных районах Охотско-Чаунского вулканогенного пояса как его Охотская ветвь.

Интрузивные комплексы Охотской складчатой области (охотид) раннегеосинклиналиного этапа. Среди интрузивных комплексов, относящихся по своему геотектоническому положению к ранним этапам развития охотид, по возрастному положению и формационной принадлежности выделяется две группы.

Первая группа объединяет комплексы, принадлежащие раннемеловой (ранневаланжинской) ультрабазитовой (габбро-дунит-перидотитовой) формации инициального магматизма. Интрузивные образования локализируются в продольных зонах глубинных разломов, ограничивающих первичный геосинклинальный трог, в пределах которого широко распространены кремнисто-вулканогенные образования верхнеюрско-нижнемелового возраста кремнисто-диабазовой и спилито-диабазовой формации.

Вторую группу интрузивных комплексов составляют образования, относящиеся к габбро-плаггиогранитовой группе формаций готерив-барремского возраста. По своему геотектоническому положению комплексы этих интрузивов соответствуют проявлению частной инверсии зоны геосинклинального трога и, таким образом, завершают раннегеосинклинальный магматизм.

В пространственном отношении указанные интрузивные комплексы приурочены к обрамлению геосинклинального трога или к участкам антиклинального характера, в частности к краевым частям древних массивов — выступов основания. Подобная разнородность структур локализации по всей вероятности определила несколько отличный облик развитых в них интрузивных комплексов. Так, янранайский комплекс троговой зоны по существу является габбро-плаггиогранитовым, в то время как верхне-танюерский и златогорский комплексы участков поднятий основания плаггиогранитовые.

В раннегеосинклинальном магматизме следует рассмотреть также несколько обособленную группу интрузивных комплексов раннемелового возраста, принадлежащих габбро-диабазовой группе формаций и локализирующихся в зонах краевых прогибов (около выступов древнего основания): колючинский и златогорский интрузивные комплексы.

Общая схема раннегеосинклинального магматизма сводится к следующему ряду: гипербазитовый магматизм троговых зон — базитовый магматизм краевых прогибов — гранитоидный магматизм антиклинальных участков.

Каждый из вышеперечисленных элементов представлен одним или несколькими интрузивными комплексами. Некоторые из этих комплексов могут быть приняты за эталонные и считаться при формационном анализе реперными. К таковым относятся: усть-бельский для ультрабазитового магматизма, колючинский для базитового магматизма, янранайский для габбро-плаггиогранитового магматизма.

Интрузивные комплексы орогенного этапа. Орогенный магматизм охотид по своим характерным чертам также может быть вполне сравним с таковым для геосинклинальных областей с эвгеосинклинальным стилем развития. Начинается магматизм этого этапа интенсивным развитием вулканитов преимущественно среднего — основного состава (андезито-базальтовая группа формаций островных дуг), пространственно приуроченных к участкам, претерпевшим частичную инверсию в предшествующий период.

Вулканогенный магматизм в конце этапа, в период проявления главной фазы складчатости, т. е. в инверсионный период развития охотид, сменяется проявлением весьма характерной интрузивной формации — габбро-диорит-гранодиоритовой. В охотидах эта формация представлена двумя интрузивными комплексами: мургальским (ворожеинским) и тайгоносским. Весьма интересно, что указанные комплексы в пространственном отношении приурочены к внутренней зоне охотид, примыкающей к консолидированным блокам мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, развиваясь вдоль Мургалско-Тайгоносской шовой структуры антиклинального характера.

В качестве эталона габбро-диорит-гранодиоритовой формации охотид можно рассматривать мургалский комплекс.

Интрузивные комплексы поздних этапов. Характерной особенностью охотид является широкое развитие вулканитов орогенных формаций, отвечающих по своей геотектонической природе образованиям поздних и конечных этапов (по схеме Ю. А. Билибина). Вулканиты поздних и конечных этапов охотид сопровождаются (в поздних этапах) и завершаются (в конечных этапах) внедрением разнообразных интрузивных тел, преимущественно гранитоидного состава.

С позднеэтапным магматизмом охотид связаны интрузивные комплексы: кавральянский и чукотский (лаврентьевский и провиденский). Первый из них тесно пространственно, структурно и по возрасту связан с вулканитами и может быть объединен вместе с ними в типичный вулcano-плутонический комплекс сенон-датского времени. Характерным для этого комплекса является пространственное совпадение с шовными зонами вдоль структур антиклинального характера максимального проявления главной инверсии (охотской). Интрузии кавральянского комплекса могут быть вполне определенно отнесены к формации субщелочных диорит-гранодиоритов. Весьма близки к этой формации и интрузии канчаланского комплекса.

Иным геоструктурным и, очевидно, возрастным положением характеризуются интрузии Чукотки (лаврентьевский и провиденский комплексы), принадлежащие гранодиорит-гранитовой группе формаций. Эти интрузивные комплексы локализованы в районах распространения терригенных толщ метаморфического основания.

Следовательно, и для орогенных этапов развития охотид можно наметить последовательную серию интрузивных формаций, начавшуюся со становления интрузий кавральянского комплекса и продолженную затем батолитоподобными интрузиями лаврентьевского и провиденского комплексов.

Охотская ветвь Охотско-Чукотского пояса. Не исключено, что в этой части вулканогенного пояса устанавливаются интрузивные формации не только орогенного типа, хотя отмеченная выше закономерность смены с юго-востока на северо-запад раннемеловых габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовых синтетектонических плутонов ранне- и позднемеловыми гранитоидами орогенного типа достаточно определенной является только в области охотид.

По преимуществу в этой части пояса выделяются орогенные, позднеорогенные и посторогенные интрузивные формации.

Орогенная формация представлена интрузивными образованиями Челомджинской и Прибрежной зон. В первой, как указывалось, развиты интрузии Кава-Челомджинская, Средне-Янская, Средне-Ольская, Магаданская. В Прибрежной зоне известны Шилканская, Лисянская, Мотыклейская, Хмитевская, п-ова Кони и другие интрузии. Возраст орогенных (собственно Охотских) интрузий досеноман-туронский.

В отличие от орогенной дополнительно выделяется еще позднеохотская позднеорогенная интрузивная формация. Она представлена интрузивными комплексами: ульбейским и сеймканским. Сюда относятся интрузии хольчанского типа, неорчанская и др. Эти интрузии рвут дацито-липаритовые вулканогенные толщи, возраст которых определяется как сеноман-туронский.

Весьма важно для Охотских гранитоидов выяснение их взаимоотношений с позднемеловыми интрузивами: образования ли это одного направленного формационного ряда, либо же позднемеловые интрузии относятся к другому ряду. Основываясь на приведенном выше обзоре магматических и рудных фор-

мадий других складчатых областей, можно предполагать, что позднемеловые интрузивные комплексы составляют новый формационный ряд сравнительно с охотским и отвечают постороженным интрузивным образованиям таких древних складчатых областей, как каледонская и герцинская области Центрального Казахстана, Кураминская зона Средней Азии и др.

Если это так, необходимо иметь в виду возможность выделения среди позднемеловых интрузивных образований таких устойчивых в пространстве и времени формаций, как гранодиоритовая молибденоносная типа коунрадской и алмалыкской, лейкогранитовая редкометаллоносная типа ачкатауской, щелочных и субщелочных гранитов, с которыми связана минерализация, и др. Естественно, трудно ожидать тождества разновозрастных гомологичных интрузивных формаций и связанной с ними металлогении. Необходимо иметь в виду возможные различия, связанные как с региональными особенностями, так и с общей необратимостью развития земной коры.

История геологического развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Как отмечалось, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс рассматривается многими исследователями в качестве структуры на границе консолидированных мезозойд Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей и областью кайнозойской складчатости Охотско-Ниппонской геосинклинали. Под этим углом зрения история Охотско-Чукотского вулканогенного пояса уже описана в работах Е. К. Устиева (1959 г.), В. Ф. Белого (1966 г. и др.), И. М. Сперанской (1960 г. и др.) и др. Указывалось также, что Н. П. Аникеев и В. А. Титов связывают возникновение и развитие пояса с выделяемой ими несколько более древней Охотской складчатой областью.

Представляется, что именно в этой концепции заложены принципы, отражающие объективные закономерности развития геосинклиналей типа двойных складчатых дуг (тектонических пар), к аналогии с которыми приводит сделанная выше попытка формационного анализа вулканогенных и интрузивных образований пояса.

Из схематической карты вулканогенных формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса видно, что его можно представить себе как гетерогенное сооружение, составленное орогенами двух однотипных, но разновозрастных складчатых областей: молодых охотид и более древних колымид. Первая складчатая область представлена тектонической парой: внешней невулканической дугой, сложенной раннегеосинклинальными (доорогенными) формациями Пенжино-Анадырского прогиба, и внутренней вулканической дугой Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Можно предполагать, что к югу продолжением охотид является также двойная складчатая дуга Приморско-Сахалинская, где на о. Сахалин развиты юрско-нижнемеловые раннегеосинклинальные образования внешней дуги, а Приморский вулканогенный пояс является внутренней вулканической дугой. Еще далее к югу вулканическая дуга прослеживается в зоне Хидака на о. Хоккайдо. Ей соответствует внутренний вулканогенный пояс (дуга) Кореи.

Колымиды также, по-видимому, представляют собой двойную складчатую дугу. Однако если их ороген или внутренняя вулканическая дуга проявлен достаточно четко, то вопрос о внешней дуге остается открытым. Возможно, мы не наблюдаем этих структур в связи с тем, что они скрыты Охотским морем. Говорить о южном простирании колымид преждевременно, однако можно предполагать, что мы наблюдаем их в Монголо-Охотской складчатой области в север-

ном и южном обрамлении Хингано-Буреинского массива и далее на запад — в Забайкалье.

История геологического развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, таким образом, является историей двух двойных островных дуг, каждая из которых мало чем отличается от классических островных дуг, описанных Умбгровом, Ван-Беммеленом и другими.

В то же время исследования Е. К. Устиева, В. Ф. Белого, Ю. Г. Кобылянского, И. М. Сперанской, Л. Н. Пляшкевич показывают, что для внутренних вулканических дуг этой системы наиболее характерны вулканогенные (в широком смысле) структуры центрального типа, совокупность которых и составляет эти внутренние дуги. Подобные же крупные структуры — долгоживущие магматические и металлогенические центры характерны для обширных просторов мезозойд Северо-Востока СССР.

Наличие их подтверждается, как и в других регионах, не только геологическим анализом, но и геофизическими данными. Расшифровка гравитационного и теплового поля, как пишет И. В. Беляев (М. М. Василевский, Э. П. Потапова, С. Н. Калабашкин и др., 1969 г.), помогает выделению локальных (менее 100 км в поперечнике) аномалий и на этой основе выявлению новых черт геологического строения пояса, состоящих в дискретности размещения долгоживущих магматических и металлогенических центров.

Рассмотрим те из них, в которых закономерности направленного развития позволяют выделить общие критерии научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций.

Арманский вулканогенно-рудный центр

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является довольно сложным структурным сооружением. Вполне понятно, что краткое описание не дает исчерпывающего представления о нем. Тем не менее даже из краткого обзора можно все же видеть характерные черты этого пояса, а также соотношение его с другими регионами, в том числе и с Яно-Колымской складчатой областью. Изложенные материалы позволяют убедиться и в том, что Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Яно-Колымская складчатая область являются долгоживущими структурами. Это же относится и к отдельным фрагментам структур, в которых можно проследить стадии сложного процесса развития.

Наиболее эффективными и показательными в этом отношении, но не исключительными, являются тектоно-магматические структуры центрального типа, в которых отчетливо прослеживается многостадийность развития.

В настоящей работе нет необходимости рассматривать все долгоживущие магматические и металлогенические центры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Как показывают наблюдения исследователей этого региона, число таких центров составляет многие десятки, а протяженность самого пояса превышает 3000 км.

Рассмотрим только те из них, где закономерности направленного развития позволяют выделить общие критерии научного прогноза рудоносности слагающих их вулканогенных и иных магматических формаций.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе характерной в этом отношении представляется Арманская тектоно-магматическая структура, напоминающая сложные структуры других регионов и, в частности, Яно-Колымской складчатой области. Она была предметом пристального внимания многих исследователей и поэтому сравнительно хорошо изучена. В разное время о ней писали

И. М. Сперанская (1963 г.), В. Ф. Белый и др. (1970 г.), Р. А. Еремин и В. В. Ярмолук (1974 г.), В. Ф. Белый и М. Л. Гельман (1974 г.), Ю. Г. Кобылянский и И. В. Ичетовнини (1970 г.), Ю. Г. Кобылянский (1974 г.) и др.

Вполне понятно, что по мере сбора нового материала представления о деталях строения этой структуры, ее размерах, последовательности магматической деятельности меняются или не всегда совпадают, но все исследователи сходятся на том, что это сложная долгоживущая тектоно-магматическая структура, конечным результатом которой является кальдерообразная просадка.

Наиболее ранними и интересными по этой структуре представляются исследования И. М. Сперанской (1963 г.), которая определяет ее как вулканотектоническую депрессию.

Р. А. Еремин и В. В. Ярмолук (1974 г.) описывают Арманскую структуру примерно в тех же границах, что и И. М. Сперанская. Называют они ее кальдерой, представляющей крупную просадку на пересечении системы разломов.

В. Ф. Белый и М. Л. Гельман (1974 г.) представляют строение Арманской структуры в более широком плане. Они ее относят к сложным вулканоструктурам с кольцевым интрузивным обрамлением. Такой характер ее подтверждается и ориентировкой системы разломов, которые прослеживаются главным образом вдоль прогибов.

Ю. Г. Кобылянский (1974 г.) также рассматривает эту структуру в широком плане, подчеркивая кольцевой ее характер. Им отмечается, что эта вулканотектоническая система (диаметр ее 95 км) состоит из девяти вулканотектонических депрессий и более чем 40 структур обрушения и купольных поднятий.

Как это наблюдается и в других местах, характер фундамента, структурные элементы, магматическая деятельность и рудопроявления взаимосвязаны. Не представляет исключения в этом отношении и Арманская структура. Весьма своеобразные соотношения между магматическими комплексами в этой структуре отмечены И. М. Сперанской.

Это прежде всего касается гранитоидных интрузивов и игнимбритов, становление которых происходило в одинаковой геолого-тектонической обстановке и обусловлено одним и тем же магматическим источником. Как показало сопоставление минерального и химического состава, а также свойств породообразующих минералов, гранитоидные интрузивы и игнимбриды сходны между собой. Это также подтверждает их тесную взаимосвязь.

Разумеется, подобные явления присущи лишь тем регионам или участкам в них, где становление разноглубинных, хотя нередко и различных по структурному облику пород обусловлено единым магматическим очагом. В некоторых случаях прослеживается прорыв расплава на поверхность, но не в виде эксплозивных извержений, а в качестве трещинных излияний эффузивов, причем все это происходит либо одновременно с формированием интрузивов, либо в весьма сближенные промежутки времени.

Такие случаи становления магматических комплексов ближе всего отвечают вулcano-плутоническим ассоциациям. Они же свидетельствуют о том, что к вулcano-плутоническим ассоциациям можно относить только такие магматические комплексы, которые образуются синхронно либо в сближенные промежутки времени. Но неперенным условием является генетическая взаимосвязь их, развитие в единой геотектонической структуре, ограничение процесса становления одним и тем же этапом тектоно-магматического цикла. Это как раз и наблюдается в описываемой структуре, так же как и в других местах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Такие же соотношения прослежены в Яно-Колымской складчатой области, граничащей с этим поясом.

В пределах Арманской структуры (кальдеры, по Р. А. Еремину и В. В. Ярмолюку) отмечается два горизонта игнимбритов, образованных рядом извержений. Как уже отмечалось, в одних случаях они тесно связаны с интрузивами гранитоидов, в других такая связь достоверно не установлена. Накопление и сам процесс становления игнимбритов в этой структуре представляются важными эпизодами в длительной истории развития вулканизма в более широком плане.

В настоящей работе Арманская структура и ее магматические образования рассматриваются в границах, которые условно определены В. Ф. Белым, М. Л. Гельманом и Ю. Г. Кобылянским. В целом она в современном виде представляет собой депрессию с относительно спокойным залеганием вулканогенных отложений по ее центру и со значительными углами наклона (до 30°) вблизи периферического кольца.

В пределах внутренней части структуры можно выделить и более мелкие формы: две просадки и центральную грабен-депрессию. Просадки сложены андезитами и андезито-базальтами, а грабен-депрессия — игнимбритами.

В целом же развитие этой вулканоструктуры и последовательность вулканической деятельности представляются в следующем виде. Образование самой структуры является результатом активизации Челомджа-Ямской зоны глубинных разломов и вулканизма позднеальбского — сеноманского времени. В позднеальбское время произошло извержение андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Ими были образованы стратовулканы, в ядрах которых располагаются купольные поднятия. Затем последовало извержение продуктов кислого вулканизма: липаритов и игнимбритов, образовавшее конусовидные постройки и купола. Трещинные и центральные извержения этих же продуктов способствовали образованию структур обрушения.

В результате повторной активизации этой же зоны, которая относится к сеноманскому времени, произошло извержение вулканических продуктов андезито-базальтового и липаритового состава, сложно чередующихся между собой. В общей сложности последовательность извержений такова: андезито-базальты, дациты-липариты, базальты — андезито-базальты. Как и в первом случае (в позднеальбское время), в начальную стадию извержений образовались стратовулканы; последующие извержения кислых продуктов способствовали образованию конических вулканов; в заключительную стадию происходило извержение продуктов основного состава, из которых сформированы стратовулканы (Ю. Г. Кобылянский, 1974 г.).

Такова кратко, упуская многие детали, эволюция вулканической деятельности в пределах Арманской структуры.

Почти всеми исследователями в описываемой структуре отмечаются субвулканические образования. Они относятся к кислым разновидностям, главным образом трахилипаритам и трахидацитам; как и другие магматические образования, являются неотъемлемой частью длительно развивающейся Арманской структуры.

Субвулканические образования представляют интерес и в том отношении, что они играют определенную роль в развитии серебряного оруденения. В этой связи можно напомнить, что такие тела кислого состава приурочены к Карамкено-Утесненскому глубинному разлому раннего заложения и к периферическим или внутренним частям Аганской, Карамкенской и Коронинской кальдер проседания позднего заложения. Субвулканические тела, как это нередко отмечается и в других местах, сопровождаются автомагматическими брекчиями.

Соотношения этих образований с эффузивными и интрузивными породами нередко бывают довольно сложными. Некоторые из них тесно связаны с назем-

ным вулканизмом, другие трассируют кольцевые либо иные, в том числе и глубинные разломы. В некоторых случаях субвулканические образования представляют собой обособленные импульсы внедрений, хотя и принадлежат вместе с другими магматическими образованиями единому тектоно-магматическому циклу. Следует также отметить, что обособленные субвулканические тела являются рвущими среди вмещающих их пород и в таких случаях соотношения между ними не вызывают сомнения. Если же это тела типа межпластовых интрузий, то в близких по составу толщах выделение их иногда затруднено.

В этой же структуре хорошо выделяются интрузивные образования. Выходы их слагают внешнее кольцо структуры. Это кольцевое обрамление отчасти трассируется поясом измененных пород, вмещающих интрузивы гранитоидов, хотя внешняя граница все же выражена не отчетливо. Наиболее крупные интрузивы Арманской структуры: Сфинкс (образующий ядро куполовидного поднятия), Средне-Янский, Верхне-Сеймканский и ряд других более мелких по размеру массивов.

В описываемой структуре дугообразно расположены и другие разноглубинные магматические образования, чем также подчеркивается ее кольцевой характер. Таким образом, в строении Арманской структуры хорошо прослеживаются три главные разновидности магматических образований: эффузивные (вулканические), субвулканические или малоглубинные, интрузии и интрузивы умеренных глубин. В одних случаях в процессе становления они тесно связаны между собой, в других такая взаимосвязь не установлена.

Процесс становления магматических комплексов почти одинаков в структуре в целом и ее фрагментах. Особенно это показательно для междуречья Армань—Хасын, где ассоциирующие между собой составы пород одни и те же. Так, с эффузивами андезитов увязываются интрузии гранодиоритов, с липаритами — граниты и т. д. Любопытно отметить на некоторых участках присутствие на одной и той же глубине разных структурных разновидностей пород. Это объясняется тем обстоятельством, что становление их происходило в неодинаковых условиях, режим время от времени менялся.

Своеобразие Арманской вулкано-тектонической структуры состоит также и в том, что по ее хорошо выраженному кольцевому обрамлению сконцентрированы интрузивные массивы и по нему, кроме того, прослеживаются относительно высоко метаморфизованные породы. Это обрамление, возникшее на предполагаемом кольце вулканов, и позволяет рассматривать Арманскую структуру как сложное, но единое вулкано-тектоническое сооружение (В. Ф. Белый, М. Л. Гельман, 1974 г.).

Уже давно привлекает внимание исследователей характер рудоносности Арманской структуры и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в целом. В пределах этого пояса открыт ряд эпitherмальных месторождений и рудопроявлений золота, парагенетически связанного с вулканогенными породами. Рудоносность приурочена к зонам долгоживущих разломов, подновлявшихся в конце мелового времени по периферии вулканогенного пояса, а также на стыке мезозойских пликативных структур и в обрамлении древних остаточных массивов (Л. Н. Пляшкевич, 1966 г.). Что же касается Арманской структуры, то рудоносность ее отмечается многими исследователями (И. М. Сперанская, 1963 г.; Р. А. Еремин, В. В. Ярмолюк, 1974 г.; Ю. Г. Кобылянский, 1974 г. и др.). Оруденение ее увязывается с динамикой развития структурных элементов и магматической деятельностью.

Важное значение придается и характеру метаморфизма, оказывающего влияние на размещение рудоносных жил. Отмечаются значительная перекристал-

лизация пород, относящихся к среднетемпературной пропилитизации (периферическая часть кольца), и ассоциации, характерные для низкотемпературной пропилитизации, вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллитов (внутренняя часть кольца). Рудопроявления приурочены к низкотемпературной пропилитизации (В. Ф. Белый, М. Л. Гельман, 1974 г.).

Кроме серебряного, в Арманской структуре выявлены полиметаллические и редкометалльное оруденения. Но наиболее эффективным представляется первое из них, приуроченное к внешней зоне вулканотектонической структуры, т. е. к той же полосе, в которой расположены разноглубинные магматические образования (интрузивные, субвулканические, экструзивные и др.).

Некоторыми исследователями Охотско-Чукотского вулканогенно-рудного пояса и Арманской структуры в том числе обсуждается вопрос о приуроченности в их пределах серебряного оруденения к субвулканическим образованиям; последние совмещены с зонами разломов, которые контролируют деятельность металлоносных гидротерм (Л. Н. Пляшкевич, 1966 г.; Р. А. Еремин, В. В. Ярмолюк, 1974 г.).

Эти наблюдения подтверждают несомненную связь между ними. И хотя вопрос о том, какова эта связь — генетическая или парагенетическая — дискутируется, многие сходятся на том, что источником рудогенных компонентов этого типа являются магматические очаги высоких структурных этажей. Важным в этом отношении также представляется и то, что в зависимости от изменения состава субвулканических тел, меняется характер рудной минерализации.

Не подлежит сомнению, что роль субвулканических тел и иных малоглубинных интрузивов во всех случаях довольно значительна, если даже допустить, что они являлись только флюидопроводниками для гидротермальных растворов. В пределах Арманской структуры близповерхностное оруденение нередко наиболее тесно связано именно с субвулканическими породами.

Сопоставление оруденения с подобным в других районах и прежде всего в Яно-Колымской складчатой области, граничащей с Охотско-Чукотским поясом, показывает, что и в ней субвулканические интрузивы играют порой главенствующую роль в образовании залежей. Столь же определено взаимосвязаны субвулканические образования и оруденение и во многих других регионах.

В Арманской структуре оруденение, ассоциирующее с разноглубинными магматическими комплексами, проявлялось неоднократно. Разумеется, в процессе этого развития в магмо- и рудообразовании наблюдались как периоды активизации, так и периоды спада.

Таким образом, Арманская вулканотектоническая структура в Охотско-Чукотском вулканогенно-рудном поясе представляет собой один из примеров сложных сооружений, где отчетливо прослеживается сочетание тектоники, магматизма и рудообразования, закономерный процесс развития которых продолжался длительное время.

Вулканогенно-рудный центр хр. Сарычева

Мы затронули Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, в котором проявлен позднемезозойский (позднемеловой) магматизм и приуроченные к нему рудопроявления. В настоящем разделе мы попытаемся охарактеризовать типичные мезозойды Яно-Колымской геосинклинальной области, расположенной на границе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Цель этого описания состоит в том, чтобы показать, насколько долгоживущие вулканогенно-рудные центры универсальны и присущи не только молодым или современным вулканическим

поясам, но и более древним — мезозойским. Одним из характерных центров представляется магматогенно-рудный центр хр. Сарычева.

Геологические и структурные позиции хр. Сарычева. Хребет Сарычева представляет собой горное сооружение, протянувшееся почти в меридиональном направлении более чем на 250 км. Северная оконечность хребта ограничена хр. Черского, южная — хр. Сунтар-Хаята. Западнее расположена обширная Оймяконская впадина (или Оймяконское плоскогорье), на востоке — Верхне-Нерская впадина.

В хр. Сарычева сочетаются разнообразные формы рельефа: от холмистого и мелкосопочного до высокогорного, с явным преобладанием последнего. Некоторые вершины в осевой части хребта достигают 2500 м над уровнем моря, при относительных превышениях над днищами речных долин до 1500 м. Водораздельные отроги в области высокогорья отличаются большой крутизной склонов и изобилуют обрывистыми, почти вертикально стоящими останцами.

Склоны замыкаются узкими гребнями, увенчанными остроконечными зубчатыми пиками. Местами наблюдаются водораздельные гребни с почти отвесными склонами высотой 100 м и более, окружающие глубокие, циркообразные врезы ручьев. Такие формы рельефа и обнаженность несомненно способствовали расшифровке соотношений различных осадочных и магматических комплексов.

Основные черты геологического строения наиболее близкой к хр. Сарычева Яно-Колымской складчатой зоны таковы. На севере благодаря окраинным глыбовым поднятиям, сложенным ниже-среднепалеозойскими образованиями, отчетливо выделяется граница Колымского срединного массива. Граница Оймяконо-Охотского массива не столь ясна, так как большая его часть погребена под неглубоким чехлом мезозойских отложений верхоянского комплекса и меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Между этими массивами располагается обширная зона Яно-Колымской интрагеосинклинали, выполненная мощной толщей осадков верхоянского комплекса. На севере она срезаема окраинными поднятиями Колымского срединного массива.

В двух первых зонах (срединных массивах) в пределах геантиклиналей отмечаются выходы древних докембрийских и палеозойских пород или их неглубокое залегание. В пределах же интрагеосинклинали развиты только отложения верхоянского комплекса, которые имеют здесь большую мощность и весьма интенсивно дислоцированы в узкие линейные складки (область дисгармоничной складчатости).

В Яно-Колымской интрагеосинклинали можно выделить несколько основных антиклинальных и синклинальных структур, причем отчетливо вырисовывается их кулисообразное расположение. Противоположные фланги антиклинорий и кулисообразно заходящие в них фланги синклинорий замыкаются в направлении к центру интрагеосинклинали.

В пределах антиклинорий преобладают выходы более древних отложений верхоянского комплекса: пермских, ниже- и среднетриасовых. Сравнительно небольшая мощность этих осадков и, как правило, пологое залегание их в ядрах антиклинорий свидетельствуют об относительной устойчивости фундамента и сравнительно неглубоком его залегании в этих частях интрагеосинклинали.

Наибольшей мощности и высокой степени дислоцированности отложения верхоянского комплекса достигают в синклинориях. Возможно, это связано с глубоким залеганием фундамента и повышенной мобильностью данных частей интрагеосинклинали. Здесь постоянно присутствуют наиболее молодые осадки верхоянского комплекса (от верхнего триаса до бат-байоса), представляющие собой мощную толщу типичного флиша. Крутые складки, в которые собраны

эти породы, обтекают жесткие доколы антиклинориев или приподнятые участки фундамента в краевых частях Колымского и Оймяконо-Охотского массивов.

Места периклинального замыкания антиклинориев и кулисообразно заходящих в них флангов синклинориев, где, вероятно, происходили наиболее контрастные и противоположные по направлению вертикальные движения блоков фундамента, являются местами внедрения наиболее крупных интрузивов гранитоидов. Не менее благоприятными для проникновения интрузивов гранитоидов являлись и зоны стыка верхоянской толщи с форландами Колымского и Оймяконо-Охотского массивов. Эти зоны представляют собой типичные глубинные разломы, развитие которых продолжается и поныне.

Формирование упомянутых структур в пределах Яно-Колымской интрагеосинклинали, по-видимому, началось еще в ранний период ее развития. Об этом свидетельствует изменение мощности и фациального облика непрерывно накапливавшихся отложений верхоянского комплекса. Последний в районе хр. Сарычева, представлен, как правило, более грубообломочными осадками, обладающими значительно меньшей мощностью и испытавшими меньшую степень метаморфизма. Породы верхоянского комплекса в хр. Сарычева залегают почти горизонтально, а по окраинам таких полей располагаются узкие зоны более интенсивно смятых осадков, что свидетельствует о блоковом строении и неглубоком залегании фундамента в районе хребта.

Некоторые особенности более молодых структур сравнительно тонкого складчатого покрова связаны с тем же блоковым строением Оймяконо-Охотского массива. Это касается размещения молодых образований верхоянского комплекса и еще более ранних вулканогенных и интрузивных магматических образований всей области Оймяконо-Охотского массива и района хр. Сарычева.

Еще более разнообразным был режим тектонического развития рассматриваемых структурных областей в конечный период геосинклинального осадконакопления (верхоянский комплекс) и во время последующей инверсии интрагеосинклинали (средняя — верхняя юра и начало мела). Краевые зоны геоантиклинальных областей в отличие от интрагеосинклинали в этот период приобрели заметную тенденцию к погружению. Именно здесь фиксируются наиболее молодые образования верхоянского комплекса и продолжающие его разрез вулканогенные и угленосные отложения верхней юры — нижнего мела.

Подобные области позднего накопления особенно характерны для краевых прогибов Колымского срединного массива. Они известны и в пределах Оймяконо-Охотского массива, но размещение их здесь подчинено раннему структурному рисунку опущенных блоков и более поздних грабен-синклиналей. Позднее этот структурный рисунок продолжал оказывать влияние на размещение магматических пород, что отчетливо прослеживается в районе хр. Сарычева.

Важнейший этап геологического развития хр. Сарычева выразился в формировании сложного массива субвулканических дацитов, занимающего осевую часть хребта, а также в последующем внедрении в этот массив кислой магмы, из которой образовались мелкие штоки и дайки микропегматитовых гранодиорит-порфиров. Отчетливо выраженным этапом явилось образование ряда гранитоидных интрузивов, обрамляющих комплекс эффузивных и субвулканических пород, расположенный в центральной части хребта.

Но новое освещение получила не только история формирования района описываемого хребта. Собранные материалы позволяют по-иному подойти и к объяснению его структурных особенностей.

Обычные для Яно-Колымской складчатой области линейные складчатые структуры характерны лишь для крайней западной части рассматриваемого

района. На всей же остальной территории, в том числе в центральной части хр. Сарычева, структуры обусловлены в основном разрывными нарушениями, происшедшими в неглубоко залегающем фундаменте, а позднее и в осадочном покрове. План этих дизъюнктивных структур повторяют основные складчатые структуры осадочного покрова. К этому следует добавить, что и те и другие являются отражением дифференциальных движений блоков фундамента и в равной мере влияли на размещение магматических образований, занимающих преобладающую часть хр. Сарычева.

Сохраняющиеся здесь в различных участках небольшие блоки юрских осадочных пород отчетливо подчеркивают структуру кальдерообразного опускания осевой части хребта.

Весьма интересные структуры выявляются при анализе пространственного размещения магматических образований, слагающих центральную часть хребта, которые подчинены складчатым структурам, разломам и имеют хорошо выраженный концентрический рисунок.

Процесс размещения магматических образований в районе хр. Сарычева протекал следующим образом. Ограниченное поступление магматического материала началось, вероятно, в средней или начале верхней юры, когда были сформированы лишь малые интрузии основного состава. В пределах хр. Сарычева они являются наиболее древними магматическими образованиями.

Значительные проявления вулканизма в Яно-Колымской геосинклинальной области связаны с верхнеюрскими тектоническими движениями. К этому времени относятся излияния эффузивов в районе хр. Сарычева, представленных преимущественно липаритами и фельзолипаритами. Возможно, в это же время или несколько позднее произошло излияние эффузивов андезито-дацитового и андезито-дацитового состава.

Эффузивы занимают пространства, ограниченные в плане двумя полукольцевыми кривыми. Последние, вероятно, являются фрагментами глубинных кольцевых разломов.

Следующая стадия развития геологической структуры и магматизма выразилась в формировании огромного субвулканического массива дацитов, занимающего центральное положение в рассматриваемой системе кольцевых разломов и образующего основной структурный план хр. Сарычева.

Субвулканические дациты секут вмещающие их осадочные и эффузивные породы по крутым, обращенным к центру поверхностям. Наблюдаются, но значительно реже, и пологие поверхности контакта дацитов с подстилающими породами главным образом в периферических частях массива. Независимо от крутизны контакта дацитов на них сохранились остатки ороговевшей кровли.

Это обстоятельство, а также редкое развитие туфов и отсутствие других признаков, свидетельствующих о наземных излияниях дацитовых расплавов, дает основание предположить выполнение последними полости, образованной в результате грабенообразного опускания блока в этой структуре. Одновременная инъекция вдоль трещин или разломов, по которым происходило опускание блоков, и вытолпение расплавами образующейся полости наиболее вероятно объясняют механизм формирования подобных геологических тел.

Но поскольку формирование массива происходило на небольшой глубине и в весьма мобильной обстановке, часть расплава, прорывавшаяся на поверхность, образовала на небольших участках эффузивную фацию. Пульсирующее периодическое поступление дацитовых расплавов на поверхность в некоторых местах способствовало образованию пород, напоминающих лаобрекчию.

В основании глубоких врезов обнаружена поверхность предполагаемого

опущенного блока, образующая подошву дацитового массива. В то же время небольшие участки ороговикованных сланцев, местами сохранившиеся на поверхности массива, являются остатками кровли, от которой была оторвана опущившаяся часть блока.

Таким образом, дацитовый массив хр. Сарычева представляет собой близповерхностное образование, сложенное субвулканическими породами, местами переходящими в покровы.

Вслед за формированием дацитового массива в его центральной и периферической частях возникли мелкие полукольцевые и прямолинейные трещины и полости, которые были заполнены расплавом того же дацитового состава. Но иные условия кристаллизации способствовали образованию из этих расплавов несколько иных разновидностей, а именно, гранодиорит-порфиров. Эти главным образом полукольцевые дайковые тела ограничивают по периферии дацитовый массив и поле кислых эффузивов.

Наибольшие по своему размаху тектонические движения и соответственно наиболее активная магматическая деятельность относятся к еще более позднему этапу развития структуры хр. Сарычева. Это наиболее мощная фаза внедрения магматических расплавов, с которой связано формирование ряда интрузивов гранитоидного состава, слагающих внешний пояс огромной концентрически-кольцевой структуры. Гранитоидные интрузивы в этой структуре образуют большое полукольцо. В этом внешнем полукольце можно различить и другие, соподчиненные ему системы, но значительно меньших масштабов.

Как видно из вышеизложенного, в районе хр. Сарычева имеются весьма сложные кольцевые разрывные структуры, наследующие более ранние структуры складчатого покрова и позднее последовательно заполнявшиеся магматическими образованиями. Положение субвулканического массива дацитов, так же как и других магматических образований, подчинено кальдерообразной (мульдообразной) структуре вмещающей толщи, сформировавшейся до внедрения магматического комплекса. Она подчинена блоковой структуре неглубоко погребенного в этой части Оймяконо-Охотского массива. Разломы в осадочном покрове, контролирующее размещение магматических образований, были связаны с периодом обновления этой структуры, который по времени близок к становлению рассматриваемых магматических комплексов.

Во всей этой системе наиболее отчетливо выделяется главная структура, образованная внешним поясом гранитоидных интрузивов, кольцевыми и полукольцевыми дайками гранодиорит-порфиров, полями эффузивов, расположенными в виде дугообразных полос, и центральным телом субвулканических дацитов.

К этому следует добавить, что дуговые структуры широко развиты не только в районе хр. Сарычева, но и в других районах, в частности, в пределах хр. Сунтар-Хаята, непосредственно примыкающего к хр. Сарычева. Примерами концентрических дуговых структур хр. Сунтар-Хаята могут служить Сунтарская группа и наиболее четко выраженная Лабынкырская кольцевая структура, отмеченная Н. И. Лариным в 1957 г.

Для этой структуры характерны не только элементы, отчетливо выраженные в современном рельефе и являющиеся относительно поздними, но и повторяющие тот же план ранние структуры, контролирующее размещение различных магматических образований. Это объясняется, вероятно, дифференциальным движением блоков, на которые осадочный покров реагировал не только своеобразной конфигурацией складчатых структур, но и возникновением более поздних кольцевых разломов.

Дуговые и линейно-дуговые структуры характерны не только для упомянутых районов. Они известны и в других местах Яно-Колымской складчатой области, так же как и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В заключение отметим, что почти все магматические тела, участвующие в строении кольцевой структуры хр. Сарычева, в большинстве случаев отличаются крутыми контактами. В одних случаях эти контакты направлены к центру системы, в других — в сторону от нее. Первые, очевидно, отвечают коническим разрывам, вторые — кольцевым. Главная роль в районе хр. Сарычева принадлежит большим разрывам кольцевого типа, по которым происходило опускание блоков и заполнение возникающих камер магматическими расплавами. Разумеется, наряду с этим некоторую роль играли и конические разрывы, но масштабы их проявления по сравнению с кольцевыми не столь велики.

Таковы кратко геологические и структурные позиции этого интересного во многих отношениях района.

Магматизм и рудообразование. Здесь не затрагиваются древние магматические образования, заключенные в жестких фрагментах структур, вовлеченных в складчатые мезозоиды, поскольку интересующий нас магматизм хр. Сарычева относится к периоду формирования структур второй половины мезозоя.

Магматическую деятельность хр. Сарычева, тесно связанную с тектоническими структурами, можно подразделить на четыре этапа: 1) малые интрузии, 2) эффузивы, 3) породы субвулканического комплекса, 4) интрузивы гранитоидов.

В районе хр. Сарычева из малых интрузий развиты лишь породы основного состава: габбро, диабазы и тебениты. Они слагают дайки, межпластовые интрузии и штокообразные тела. Малые интрузии кислого состава в пределах хр. Сарычева не обнаружены, хотя они довольно широко развиты вблизи него: в пределах Верхне-Индигирского синклинория, восточный фланг которого окаймляет описываемый район с юго-запада. Разнообразные по составу малые интрузии часто встречаются также к северу от хр. Сарычева, в пределах главной ветви обширного пояса малых интрузий, приуроченного к области максимального прогиба Иньяли-Дебинского синклинория.

В пределах хр. Сарычева малые интрузии, вероятно, являются наиболее древними магматическими образованиями. Это подтверждается тем, что они повсеместно метаморфизованы более молодыми магматическими образованиями, в частности, интрузивами гранитоидов. Они нигде не встречены и в качестве секущих тел среди эффузивных и субвулканических пород.

Эффузивы, с излияния которых в основном и началось формирование магматического комплекса хр. Сарычева, заполняют пространства, ограниченные в плане двумя полукольцевыми кривыми, обращенными выпуклыми сторонами к юго-западу и северо-востоку. Наиболее отчетливо эффузивы прослеживаются в юго-западной части дацитового массива полосой 10 км протяженностью около 50 км. Суммарная мощность эффузивной толщи этого поля около 700 м.

Эффузивы юго-западного поля представлены липаритами, фельзолипаритами и их туфами. В большинстве случаев между липаритами и фельзитами наблюдаются постепенные переходы, хотя в отдельных местах имеются и ясные контакты между ними. Такое соотношение свидетельствует о повторявшихся излияниях сравнительно однородных расплавов.

Эффузивы, тесно примыкающие к субвулканическому дацитовому массиву с северо-востока, имеют несколько иной состав и относятся к андезитам. Они также связаны с полукольцевым разломом, образуя в плане пологую дугу.

Что же касается туфовых образований, то они распространены здесь на довольно ограниченной площади. Среди них выделяются витро-кристаллотуфы, литокластические туфы, кристалло-литокластические туфы, пепловые туфы, агломератовые лавы и туфолавы фельзолипаритов. Встречаются смешанные породы типа туфолав, связанные постепенными переходами с агломератовыми лавами. Изредка встречаются туфы андезитового и андезито-дацитового состава.

Следующая стадия (или этап) магматической деятельности выразилась в формировании субвулканического комплекса пород, среди которых господствующее положение занимает субвулканический массив дацитов; его площадь на современном эрозионном срезе 1800 км².

В комплекс субвулканических пород входят дациты (около 98% площади) и гранодиорит-порфиры. Они расположены главным образом в осевой части хребта, занимая центральное место в системе кольцевых разломов и весьма отчетливо выделяются в рельефе.

Последовательность формирования этих пород представляется следующей. Вначале образовались гиперстеновые дациты, составляющие в субвулканическом комплексе около 97%. Среди дацитов встречается и другая, биотитовая разновидность, площадь распространения которой в субвулканическом массиве составляет всего около 1%. По форме залегания они несколько напоминают дайковые тела.

Вслед за дацитами образовались гранодиорит-порфиры, слагающие дайки и мелкие штоки. Эти породы тесно ассоциируют с субвулканическими дацитами. В одних случаях они являются рвущими телами среди дацитов, в других между ними прослеживаются постепенные переходы.

Несомненно, что и дациты, и гранодиорит-порфиры образованы из одного и того же расплава, но разные условия кристаллизации обусловили различные по облику и структуре породы. Важное место в концентрически кольцевой структуре принадлежит интрузивам гранитоидов. Они образуют внешний пояс этой структуры, обрамляя эффузивные и субвулканические образования.

Интрузивы гранитоидов прорывают и метаморфизуют осадочные отложения триаса, юры, а в ряде мест и верхнеюрские кислые эффузивы и субвулканические породы. Этим определяется их нижняя возрастная граница. Некоторые интрузивы, находящиеся за пределами описываемого района, перекрываются верхне-меловыми эффузивами. В нижних горизонтах этих эффузивов заключены окатанные гальки гранитоидных пород. Поскольку размыв этих интрузивов происходил в доверхнемеловое время, внедрение их произошло гораздо раньше, возможно, в нижнем мелу либо даже в верхней юре.

Общие предположения о возрасте гранитоидных интрузивов таковы. Интрузивная деятельность в районе хр. Сарычева тесно связана с развитием Яно-Колымской складчатой области. Уже в верхней юре в этой области магматические явления преобладали над осадконакоплением. С этапом верхнеюрских тектонических движений был связан весьма активный вулканизм, развивавшийся на значительной площади.

В этот период произошло образование эффузивов покровного типа. К несколько более позднему времени относится формирование глубинных интрузивов и частично приповерхностных магматических тел. Так как подобные интрузивы наиболее широко развиты в складчатых структурах, сложенных осадками разного возраста, включая верхнеюрские, то не исключено, что и время внедрения глубинных интрузивов близко к верхней юре либо низам мела.

Формирование гранитоидных интрузивов происходило в несколько этапов. Для каждого из них установлена последовательность внедрений, которая

в целом является выдержанной для всех интрузивов и выражена в смене относительно основных пород более кислыми.

Выявлено три главных этапа формирования интрузивов, о чем свидетельствуют фактические материалы. Внедрением различных по составу расплавов образованы три родственные группы пород: гранодиориты, адамеллиты, лейкократовые граниты. Указанная последовательность внедрения магматических расплавов подтверждается наблюдениями непосредственных контактов гранодиоритов с адамеллитами, где устанавливается секущий характер последних. Адамеллиты в свою очередь инъецированы лейкократовыми гранитами.

Преобладающими породами в общем ходе процесса формирования гранитоидных интрузивов хр. Сарычева являлись адамеллиты. Среди гранитоидов они представляют наибольший интерес как с геолого-петрографической точки зрения, так и в отношении приуроченности к ним полезных ископаемых. Это очень важное обстоятельство, поскольку ранее считалось, что этим свойством обладают более кислые гранитоиды — граниты. Следует только заметить, что адамеллиты являются не разновидностью, или фацией гранитов, а следствием отдельного этапа магматической деятельности, и поэтому вполне заслуженно занимают определенное положение в петрографической классификации и номенклатуре plutonic пород.

Изложенные материалы по магматизму хр. Сарычева позволяют сделать вывод о том, что становление пород магматического комплекса продолжалось длительное время и находилось в неразрывной связи с определенным типом тектонических структур.

На первом этапе тектонические процессы не получили широкого развития и выразились лишь в небольших разломах северо-восточного направления. Соответственно и магматическая деятельность была весьма ограниченной. К этому времени (средняя юра?) относятся наиболее ранние магматические образования малых интрузий основного состава.

В значительно большей степени тектонические процессы проявились в верхней юре. К этому времени относится образование двух протяженных дуговых разломов, послуживших путями для излияния эффузивов. Последние образуют две дуги (в плане), располагаясь по периферии массива субвулканических дацитов.

Позднее, но тоже в верхней юре, в пространстве между дуговыми разломами произошло опускание центрального блока (грабена) и образование пород субвулканического комплекса путем растекания расплавов в пределах формировавшейся полости с одновременной инъекцией расплава вдоль пологих трещин. Опускание грабена способствовало появлению конических, кольцевых главным образом и линейных трещин, обусловивших морфологию субвулканического массива дацитов.

После формирования субвулканических пород наступил период относительного покоя. В дальнейшем он сменился фазой наиболее напряженных тектонических движений (верхняя юра—нижний мел), с которыми связано образование огромных кольцевых разломов, опоясывающих все ранее сформировавшиеся магматические образования. Расплавы, заполнившие эти разломы, и образовали интрузивы гранитоидов. Это был кульминационный период магматической деятельности, когда произошло трехкратное внедрение магматических расплавов. Интрузивы гранитоидов располагаются в виде огромного полукольца, обрамляя ранее сформированные эффузивные и субвулканические породы, приуроченные к центру концентрически зональной кальдерообразной структуры.

Что же касается продолжительности и абсолютного времени формирования

всей описываемой структуры, то можно полагать, что наиболее раннее заполнение трещин малыми интрузиями произошло в средней или начале верхней юры.

Время образования дуговых разломов, послуживших путями для излияния эффузивов, относится к бат-келловею, на что указывает соответствующая фауна в туфогенных песчаниках, чередующихся с эффузивами. Опускание центрального грабена и образование массива субвулканических дацитов произошло в верхней юре, на что указывает определение абсолютного возраста субвулканических дацитов (130—137 млн. лет).

Вероятно, не столь удалено по геологическому времени и формирование интрузивов гранитоидов. По-видимому, оно относится к верхней юре — нижнему мелу. Во всяком случае интрузивы не достигают верхнего мела, поскольку перекрываются эффузивами этого времени.

Следует подчеркнуть, что возникновение разломов и заполнение их магматическими расплавами явилось результатом весьма длительного и отчасти прерывистого тектоно-магматического развития, проходившего в обстановке существенной перестройки краевой части Оймяконо-Охотского массива. Будучи погребенными в районе хр. Сарычева под относительно небольшим покровом преимущественно мезозойских осадков, отдельные фрагменты (блоки) этого массива испытали во второй половине юры особенно заметные вертикальные перемещения. Такие движения наиболее отчетливо запечатлены в структуре осадочного покрова дерми, триаса и в значительной мере определяют локализацию наиболее поздних осадочно-вулканических формаций средней—верхней юры и еще более молодых интрузивных пород.

Рудообразование описываемого района теснейшим образом связано с магматизмом. Отметим, что здесь не обсуждается правомочность такой постановки вопроса. Уже написано много работ, где подобная связь магматизма и рудообразования не вызывает сомнения. Это же неоспоримо доказано и в других разделах настоящей книги.

Рудопроявления в малых интрузиях хр. Сарычева не выявлены, хотя в смежных районах с подобными телами (но более кислого состава) отчетливо увязываются рудопроявления.

В юго-восточной части хр. Сарычева известно рудопроявление с высокой концентрацией олова, приуроченное к кислым эффузивам и частично к субвулканическим породам, состав которых колеблется между дацитами и андезито-дацитами. Большая часть пород, вмещающих оруденение, сильно изменена. Это изменение выражается в хлоритизации, альбитизации, окварцевании пород. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены вблизи жильных тел и на участках брекчированных пород. Здесь фиксируется процесс почти полной переработки вмещающих пород под воздействием горячих растворов и газов, в какой-то мере отвечающий процессу пропилитизации.

Для возникновения оловорудного месторождения на данном участке существовали благоприятные условия, особенно в местах сильно дробленных эффузивных пород, зажатых между субвулканическими образованиями, в которых преимущественно и локализовано оловянное оруденение.

Из других компонентов следует указать на присутствие пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и серебра. Интересно отметить совместное нахождение в рудоносных зонах цеолитов, ильваита, диоксида и местами самородного серебра, указывающее на длительное и многостадийное формирование подобных минерализованных зон.

Почти в центре концентрически-кольцевой системы (бассейн руч. Аид) известно своеобразное низкотемпературное рудопроявление серебра, цинка,

свинца, олова и других металлов, тесно связанное с гранодиорит-порфирами — наиболее поздними образованиями в комплексе субвулканических пород. Как уже известно, возраст этих образований верхнеюрский.

Гидротермальная деятельность на этом участке и связанное с ней оруденение проявилась в образовании серии кварцевых, частью кварцево-карбонатных жил, а также сопутствующем им околожильном изменении вмещающих пород. Как и в предыдущем случае, здесь отмечаются рудные минералы: халькозин, ковеллин, марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, пирит и некоторые другие.

Укажем еще на одно рудопроявление свинца, серебра, цинка и других металлов, пространственно приуроченного к западной части субвулканического массива. Рудоносные тела на этом участке представлены кварцевыми жилами, заполняющими крутонаклоненные трещины в субвулканических породах, и минерализованными зонами дробления в дацитах.

Рудопроявление относится к полиметаллическому типу. Помимо упомянутых минералов, в рудных телах присутствуют касситерит, блеклая руда, гематит, магнетит, халькопирит, самородная медь, халькозин, ковеллин, свинцовая охра, лимонит и др.

Рудопроявления многих, и в первую очередь таких металлов, как серебро, олово, свинец, цинк, известны и в некоторых других местах. Они представляют несомненный интерес, поскольку приурочены к эффузивным и субвулканическим образованиям верхнеюрского возраста, входящим в концентрически-кольцевую систему хр. Сарычева.

Но металлоносность магматических комплексов этим не ограничивается. Она столь же характерна и для гранитоидных интрузивов. В районе хр. Сарычева с ними ассоциируют рудопроявления олова, вольфрама и других металлов. Наиболее широким распространением пользуется олово, рудопроявления которого относятся к кварц-турмалиновому типу.

Значительные концентрации олова приурочены к южному крылу хребта Сарычева (Куранах-Салинский интрузив). Рудоносные тела на этом участке представлены преимущественно кварц-турмалиновыми жилами, реже встречаются кварц-альбит-хлоритовые и кварц-хлоритовые и хлоритовые жилы.

Рудопроявления олова в интрузивах встречаются также и по восточному склону хр. Сарычева (бассейны рек Ейемью, Тирехтях и др.), где оно выявлено в кварцевых, кварц-турмалиновых жилах и в полосах брекчированных пород. Рудоносные тела приурочены к грейзенизированным участкам гранитоидов и локализируются в экзо- и эндоконтактах мелких выступов массивов.

В некоторых местах (бассейн р. Тирехтях) оловорудные тела представлены сульфидно-кварцевыми, турмалино-кварцевыми жилами и отчасти метасоматически переработанными осадочными породами.

Олово и вольфрам выявлены в гранитоидах, расположенных в западной части хр. Сарычева (Барыллыэлахский интрузив) и приурочены в основном к породам адамеллитового состава. Рудоносные тела слагают здесь обособленные удлиненные полосы. Участки, обогащенные касситеритом и вольфрамитом, расположены в апикальных выступах интрузива, а также в экзоконтактах, где оруденение приурочено в основном к кварцевым жилам. В рудных телах отмечаются: касситерит, титанит, рутил, галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит, вольфрамит, молибденит, шешлит, ильменит, магнетит и др.

Наиболее активно процессы минерализации проходили в тектонически нарушенных участках контактовых зон интрузивов, где породы последних подвержены значительному преобразованию. Особенно широко развиты в таких

местах постмагматические явления: турмалинизация, мусковитизация и альбитизация.

Генетическая связь рудопроявления с интрузивами подтверждается приуроченностью рудных тел непосредственно к массивам гранитоидов и наличием в составе пород (среди мало измененных) некоторого количества тех же рудных минералов.

Таким образом, почти весь пояс гранитоидных интрузивов хр. Сарычева является оловоносным. В связи с этим следует указать лишь на некоторые особенности гранитоидов описываемого района. В отличие от других районов, где оловоносность приурочена к гранитоидам повышенной кислотности, здесь она связана с несколько более основными породами — главным образом адамеллитами. Кроме того, интрузивы здесь не имеют определенной ориентировки по отношению к слоям складок, как это наблюдается в других районах, а подчинены блоковой структуре жесткого основания, складчатый покров которого также во многом зависит от тех же структур основания.

Сереброрудные проявления в тесной связи с гранитоидами хр. Сарычева наблюдаются реже. Рудоносность в гранитоидах обнаружена главным образом по западной части хребта. Рудные тела представлены здесь кварцевыми жилами и полосами окварцевания роговиков в виде сети тонких беспорядочно ветвящихся кварцевых прожилков. Мощность рудных тел весьма не выдержана. Наблюдаются раздувы, пережимы и ответвления, тяготеющие к ствольным жилам.

В составе таких тел присутствуют пирит, халькопирит, прустит, антимонит, галенит и др. В рудоносных телах золото гнездовое и большей частью концентрируется у висячих зальбандов жил.

Признаками связи рудных проявлений с интрузивами являются: совпадение ориентировки интрузивов и рудных тел и непосредственное расположение последних среди пород интрузивов; выклинивание рудных тел по мере удаления от интрузива; присутствие одних и тех же минералов в гранитоидах и рудных телах.

Итак, изложенные материалы позволяют сделать вывод о том, что в районе хр. Сарычева магматизм и рудообразование теснейшим образом связаны между собой. Столь же тесно с ними увязываются тектонические явления, которые во всех случаях способствовали многостадийному магмо- и рудообразованию, в этой мобильной концентрически-кольцевой структуре. Следует лишь подчеркнуть специфичность магматических комплексов: кислый состав магмы, образовавшей главным образом малоглубинные (субвулканические) тела и интрузии умеренных глубин. Формирование магматических комплексов в таких условиях способствует широкому интервалу кристаллизации расплавов и длительной консервации летучих компонентов.

Следует обратить внимание еще на один, с нашей точки зрения, очень важный вопрос. Как следует из сказанного, формирование концентрически-кольцевой структуры хр. Сарычева происходило на протяжении длительного времени. Столь же длительное время происходило и становление магматических комплексов, связанных с этой структурой.

Остается неясным, как долго продолжают рудообразующие процессы, ассоциирующие с магматизмом. Как нетрудно заметить, характер рудообразования зависит от состава того или иного магматического комплекса и в зависимости от эволюции последнего происходят изменения в составе рудоносных тел. Вероятно, это можно объяснить тем обстоятельством, что рудообразующие процессы продолжают длительное время, которое может быть сопоставимо с формированием (кристаллизацией) неглубоко залегающих интрузивных тел.

На подобные примеры указывает Р. В. Ван-Беммелен*: продолжительность становления интрузивных тел сопоставима с продолжительностью образования месторождений.

Но, пожалуй, наиболее убедительные примеры имеются на самой Яно-Колымской складчатой области, описанные И. Я. Некрасовым**. В северной части хр. Полоусного и Приморской низменности отчетливо выражены малоглубинные интрузивы, при кристаллизации которых небольшие порции расплавов прорывались на поверхность. Подобные образования локализованы в пределах протяженных (от 140 до 350 км) зон глубинных разломов. Этот протяженный пояс магматических образований сложен породами разных фаций гранит-липаритовой формации позднемелового — палеогенового времени. К этому магматическому комплексу приурочены хорошо известные оловорудные месторождения. Оловоносность в этом регионе известна с верхней юры и нижнего мела.

В этой связи любопытно отметить, что в породах гранит-липаритового ряда позднемелового — палеогенового времени содержание олова в три-пять раз выше, чем в породах такого же состава верхней юры и нижнего мела. Это свидетельствует не только о преобладании металлоносности, но и о достижении максимальной концентрации олова в магме тех очагов, которые возникли на завершающем этапе долгоживущего тектоно-магматического цикла развития складчатых областей. Вариации в изменении содержания олова и сопровождающих его компонентов свидетельствуют о полной зависимости содержания от характера магмы на всем протяжении ее эволюционного развития.

Примеры сочетания долгоживущих магмо- и рудообразующих процессов известны и в других регионах (Урал, Казахстан, Кавказ, Охотско-Чукотский вулканогенно-рудный пояс и т. д.). Об этом же свидетельствуют и послевулканические процессы, способствующие образованию рудных тел на протяжении довольно длительного времени после прекращения активной вулканической деятельности.

Помимо хр. Сарычева в Яно-Колымской интрагеосинклинали известны и другие сходные с ним структуры, к которым приурочены малоглубинные интрузивы (Буордахский, Сары-Кыллахский и некоторые другие). Они расположены тоже в мезозоидах Северо-Востока, в крыле геосинклинальной зоны, на стенке с более жесткими структурами окраинных антиклинорий Калымского среднего массива. Как известно, подобные пограничные зоны обычно представляют собой шовные структуры длительного развития.

Во внешней зоне этой шовной структуры в верхнеюрское время и произошло становление малоглубинных, или субвулканических массивов, близких по составу к Сарычевскому. Некоторые из них занимают обособленное положение, образуя соответствующие магматогенные центры. Внедрение расплавов, в результате которого были сформированы упомянутые магматические образования, совпадает с максимумом тектонической активности подвижной области. Это способствовало проникновению кислого расплава в близповерхностные горизонты слабометаморфизованной осадочной толщи.

Морфологические особенности некоторых массивов свидетельствуют о блоковой кальдерообразной структуре зоны, к которой эти массивы приурочены. Все это способствовало созданию магматических комплексов близких к центральному типу.

* Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

** Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.

Изучение магматизма обширной Яно-Колымской складчатой области в целом также свидетельствует о довольно длительном становлении магматических комплексов. Наиболее полно они проявлены в верхнепалеозойско-мезозойском или тихоокеанском цикле формирования структур. Здесь выделяется три магматических комплекса.

Наиболее древний из них (первый этап) относится к пермско-нижнесреднеюрскому периоду и представлен внутригеосинклинальными, преимущественно основными и средними эффузивами и их пирокластами. Интрузивные аналоги — немногочисленные габбро-нориты, габбро-диабазы, диабазы, пироксениты, отчасти плагиограниты и граносиениты. Возникновение магматического комплекса этого времени связывается с длительным периодом прогибания, инверсии и началом консолидации геосинклинальных трогов. Для этого времени характерна существенная перестройка смежных с геосинклинальными трогами геосинклинальных областей: Колымского, Оймяконо-Охотского и других срединных и остаточных массивов, краевые части которых испытали сильное влияние со стороны формирующихся окраинных прогибов.

Более молодые магматические комплексы (второй этап) относятся к верхнеюрско-нижнемеловому периоду. Они наиболее обильны и разнообразны. Весьма характерно для этого периода формирование многочисленных интрузивов гранитоидов, начавшееся после полной инверсии геосинклинальных трогов. Образование гранитоидных пород не представляет собой изолированного этапа магматической деятельности.

Как правило, они являются составной частью одного или нескольких магматических комплексов, сформированных в виде последовательных серий пород кислого состава. Это особенно хорошо прослеживается в полосе стыка разных структурных элементов, к которым приурочены: эффузивы липаритового, липарито-дацитового, дацитового и в редких случаях андезитового состава; субвулканические тела, сложенные липаритами, липарито-дацитами и дацитами; интрузивы гранитоидов батолитового типа, имеющие преимущественно гранитный состав.

Все это свидетельствует о том, что проявление магматизма верхнеюрско-нижнемелового времени в более широком плане, т. е. в пределах Яно-Колымской области, во многом, а то и полностью совпадает со становлением магматических комплексов хр. Сарычева. Все это вместе взятое позволяет утверждать, что формирование магматических образований является длительным и непрерывным процессом.

Наиболее поздний магматический комплекс (третий этап), относящийся к верхнемеловому — нижнетретичному, отчасти кайнозойскому периоду, представлен большей частью кислыми лавами, а также более поздними интрузивами гранитоидов, в том числе щелочного и субщелочного характера, в меньшей степени субвулканическими породами.

Еще более поздними являются базальтоидные и кислые лавы повышенной щелочности, а также серия кислых, типично щелочных и основных жильных пород. Эти магматические образования широко развиты в пределах Охотско-Чукотского вулканогенно-рудного пояса и в прилегающих к нему частях Яно-Колымской складчатой области. Они формировались совместно с подчиненными им терригенными отложениями в основном в континентальных условиях.

Непосредственные наблюдения, а также данные других исследователей позволяют утверждать, что разноглубинные магматические комплексы, обладающие соответствующей металлогенической спецификой, формировались непре-

рывно на протяжении трех перечисленных периодов, хотя и разделенных тектоно-магматическими циклами с неодинаковым диапазоном времени.

Наиболее важными в данном случае представляются магматические комплексы верхнеюрско-нижнемелового периода, т. е. того же тектоно-магматического цикла, который был проявлен в Сарычевской кольцевой структуре. Рудообразования, приуроченные к магматическим комплексам этого периода, проявляются главным образом в сульфидно-кварцевой и редкометальной формациях. Во многих местах выявлено рудопроявление полиметаллического типа, которое наиболее тесно связано с неглубоко залегающими интрузивами.

Таким образом, как в пределах магматогенно-рудного центра хр. Сарычева, так и в более обширной Яно-Колымской складчатой области устанавливаются длительно развивающиеся и долгоживущие магматогенно-рудные центры. Неоспоримая связь их между собой подтверждается, в частности, наличием одних и тех же рудных минералов как в самих рудоносных телах, так и во вмещающих их магматических породах.

Эта взаимосвязь подтверждается тем, что колебание в составе и уровнях глубинности становления магматических комплексов чувствительно отражается на парагенезисах рудных минералов и метасоматитах (минеральных фациях) рудных образований, парагенетически связанных с этими комплексами.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС

Вулканогенно-рудные формации. Проведенные к настоящему времени работы по синтезу истории вулканизма на этой территории (В. Ф. Беспалов, 1960 г.; М. В. Тащинина, 1960 г.; В. Я. Кошкин, 1963 г.; Г. Н. Щерба, 1963 г.; Абдулин, Абдрахманов, Авдеев, 1972; Вулкано-тектонические структуры. . ., 1971) позволяют выделить следующие основные стадии развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали: силурийскую, турнейскую (включая фамен и нижний визе), визе-намюрскую, средне-верхнекарбовую и пермскую.

Раннегеосинклинальные вулканогенные формации имеют ограниченное развитие в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория, где они представлены кремнисто-диабазовыми образованиями, чередующимися с песчано-сланцевыми отложениями ($S_{1w} - S_{2ld}$). Некоторые исследователи склонны также относить к этой стадии геосинклинального развития яшмо-диабазовую формацию Кентерлауского и Тектурмасского антиклинориев ($O - S_1^?$).

До живетского времени вулканическая деятельность в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы не проявлялась, происходило накопление флишовой формации ($S_2 - D_1$).

Живет-франский вулканизм проявился в разных условиях с образованием двух формаций: 1) наземной андезито-дацитовый, сменяющейся во времени и в пространстве пестроцветной конгломерато-песчано-сланцевой (развитой в западной и северо-западной частях Джунгаро-Балхашской системы) и 2) подводной андезито-базальтовой с известняками, охарактеризованными фауной, песчаниками, линзами яшм и алевролитами, содержащими флору (развита в восточной части Центрального Казахстана—Предчингизье). По-видимому, данные формации связаны с начальной стадией инверсии Джунгаро-Балхашского геосинклинального прогиба и относятся к раннеостровным.

Островная орогенная вулканогенная андезитовая формация. Вулканогенные образования этого типа входят в состав мощной зеленоцветной серии Северного и Северо-Западного Прибалхашья. Представлены вулканогенные образования фамена, турне и нижнего визе андезитовыми, дацитовыми, плагиолипаритовыми лавами и туфами, часто альбитизированными. Формация включает также туфогенно-осадочные образования: туффиты, алевролиты, известняки.

Осадочно-вулканогенная толща фамена, турне и нижнего визе накапливалась в островных условиях, возникших после начальной инверсии, имевшей место в живет-франское время. Для периода верхнего турне — нижнего визе характерны максимальное количество вулканических островов и относительно более кислый (плагиолипаритовый) по сравнению с ранними вулканитами состав пород.

В середине визе имела место саурская фаза складчатости, обусловившая переход цепей вулканических островов в вулканические кордильеры. С саурской фазой тектогенеза тесно связаны интрузии гранодиоритов и тоналитов. Как указывает В. Ф. Беспалов (1960 г.), лавы и интрузии турнейского времени

отличаются, сравнительно с породами девона, пониженной щелочностью и повышенной основностью.

Вулканогенно-молассовая андезито-дацитовая формация. В наиболее полных разрезах каркаралинской вулканогенной свиты (верхний визе — намюр) выделяются три пачки. Нижняя сложена андезитовыми и дацитовыми порфиридами, средняя — мелкообломочными слоистыми туфами и туффитами с прослоями нормально-осадочных пород и верхняя — светлыми крупнообломочными туфами липаритовых порфиритов, близких по типу к игнимбридам.

По простиранию каркаралинская свита не прослеживается на большие расстояния, но слагает отдельные вулканические массивы, отвечающие существованию в верхнем визе — намюре крупных субаэральных эруптивных построек центрального типа, дифференциация изверженных пород в которых доходила до образования самых кислых продуктов.

В целом ряде подобных построек устанавливаются субвулканические фации (экструзивные) кислых и умеренно кислых интрузий, с одной стороны прорывающие пирокластические образования крупных стратовулканов, а с другой, являющиеся субвулканическими фациями кислых покровов на этих вулканах.

Совокупность признаков каркаралинской свиты: литология, состав, место в истории вулканизма и палеогеографические условия накопления — указывают на ее принадлежность к типичной вулканогенно-молассовой формации, аналогичной как позднекаледонским вулканогенно-молассовым образованиям Северного Казахстана, так и поздненеогеновым Камчатки.

Верхнепалеозойский вулканизм Джунгаро-Балхашской складчатой системы отвечает завершающей стадии геосинклинального тектоно-магматического цикла. Он проявился в накоплении трех свит: калмакэмельской (C_2), керегетасской (C_2-C_3) и колдарской (C_3-P). Первые две свиты, а может быть и все три, в своей совокупности соответствуют порфировой формации, являющейся аналогом порфировой формации Кайдаульского порфирического пояса (D_{1-2}).

Перед средним карбоном проявились крупные тектонические движения, вызвавшие несогласия и отложение мощных толщ базальных конгломератов с крупными валунами интрузивных пород разнообразного состава, залегающих в основании калмакэмельской свиты. Вулканогенные породы этой свиты представлены пироксеновыми и роговообманковыми андезитовыми и дацитовыми порфиридами, их туфами, состав которых выдержан на больших расстояниях. Излияния носили региональный характер в условиях выровненного рельефа.

В конце среднего карбона и особенно в верхнем карбоне происходило накопление кислых продуктов вулканизма (керегетасская свита). Породы керегетасской свиты располагаются в полях широкого развития калмакэмельских вулкаников, слагая наиболее возвышенные части рельефа. Помимо туфов, туфобрекчий, сферолоидных лав и игнимбридов липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава для свиты характерно огромное количество кольцевых интрузивов и интрузивов субвулканической фации глубинности, представляющих собой корневые части излияний кислых лав.

Проявление вулканизма носило взрывной характер и происходило уже в условиях расчлененного рельефа, о чем свидетельствует накопление лахаровых брекчий. Устанавливаются реликты громадных стратовулканов, расположенных в крупных компенсационных депрессиях (Зейлик, 1968). Колдарская (архалинская) свита по составу близка керегетасской. Она сложена эффузивно-туфогенными породами преимущественно липаритового и трахилипаритового

состава. В значительном количестве присутствуют игнимбриты, встречаются прослой песчаников и туффитов. Характерным для данной свиты является особенно широкое развитие экструзивных и субвулканических образований.

Порфировая верхнепалеозойская вулканогенная формация сменяется в северо-восточном Прибалхашье трахибазальто-трахилипаритовой. На севере Джунгаро-Балхашской складчатой системы возраст этой формации, по-видимому, отвечает нижней перми или даже пермо-карбону.

Металлогения вулканогенных формаций среднего и верхнего палеозоя Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Рудная специализация отдельных стадий средне-верхнепалеозойского вулканизма рассматриваемого региона изучена пока далеко недостаточно. В частности, наиболее широко развитые в этой области вторичные кварциты и нередко размещающиеся в них руды не дифференцированы по генетической связи с орогенным (молассовая формация — каркаралинская свита) или позднеорогенным (порфировая формация — калмакэмельская и керегетасская свиты) вулканизмом.

Начальные стадии вулканизма герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали сопровождаются медноколчеданным оруденением, локализованным в яшмо-диабазовых образованиях ордовика (рудопроявление Тесик-Тас и др.). С базальтовыми порфиритами живет-франского возраста в Предчингизье связано медно-цеолитовое оруденение рудопроявлений Сары-Шока. Актумсук, Жангизтобе, Карашилик и др. Фаменско-турнейский островной андезитовый вулканизм и саурская интрузивная деятельность характеризуются штокверковым полиметаллическим оруденением в пропилитизированных андезитах. Примерами таких рудопроявлений, по нашим представлениям, являются Адылбай, Кузюк-Адыр, Тулагай, Алабье, Ктай и многочисленные безымянные рудные точки в пределах Токрауского синклинория.

Известно, что турнейскими по возрасту являются многочисленные месторождения свинца и цинка в известняках и сланцах Северного Прибалхашья, прорванных малыми интрузиями диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов (А. Е. Шлыгин, 1939 г.; Е. А. Великий и др., 1960 г.). Можно допустить, что будучи связаны с проявлениями постмагматической деятельности турнейской стадии вулканизма и плутонизма, эти месторождения (Беркара, Кень-Шоки, Акжал и др.) локализовались в песчаниках, туффитах, известняках и сланцах, представляющих собой более благоприятную для замещения сравнительно с эффузивами среду. Следует отметить, что в районах развития типичных руд Куромоно в эффузивах известняковые фации не отмечаются.

Металлогенические особенности дацитовой (плагиолипаритовой) субформации островного вулканизма в Северном Прибалхашье пока не выявлены. Однако есть основания полагать, что в этом регионе, как и в других, более изученных в этом отношении, имеет место рудная специализация этой формации. Весьма показательно обнаружение Б. С. Зейликом в 1962 г. в поле развития кварцевых штокверков в этих породах повышенной рудоносности. Есть все основания предполагать, что дифференцированный подход к франско-визейским вулканогенным образованиям, выделение, внимательное изучение и опробование гидротермально измененных пород в полях развития турнейско-визейских вулкаников позволяет выявить новые перспективные в отношении поисков руд участки.

Послемагматическая деятельность в связи с каркаралинским вулканизмом проявилась в формировании крупных массивов вторичных кварцитов фумарольно-сульфатарного типа. Наиболее характерна для этих массивов алунитовая минерализация.

Оруденение в области развития порфировой формации в Северном Прибалхашье устанавливается более отчетливо. Здесь, как и в аналогичных по геологическому строению более молодых регионах, прежде всего обращает на себя внимание оруденение, пространственно ассоциирующее с многочисленными массивами вторичных кварцитов контактового типа. В глубоко эродированных массивах, где вскрыты субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров, монцитит-порфиров и т. д. наблюдается меднопорфировое оруденение в пропилитизированных интрузивных породах, с акчатауским и колдырминским комплексами интрузий связано редкометальное оруденение. Классическим примером меднопорфировых руд являются руды Коунрадского месторождения; сюда же относятся руды пропилитов Жекедуан, Касе и др. В слабо эродированном поле вторичных кварцитов Науразбай проявлено сурьмяное оруденение.

Токрауский вулканогенно-рудный центр

Краткий обзор верхнепалеозойских образований Токрауского синклинория позволяет подчеркнуть некоторые закономерности развития магматизма позднегерцинского этапа геологической истории Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Прежде всего следует отметить отчетливо проявленную цикличность в развитии вулканизма. Она выражается в том, что в пределах каждого вулканогенного комплекса намечается закономерная смена пород от более основных к кислым.

В то же время каждый последующий комплекс начинается с пород более кислых, чем предыдущий, отражая общую направленность верхнепалеозойского вулканизма в последовательном его раскислении. При этом появление базальтов или андезито-базальтов в некоторых поздних комплексах (керегетасская, кызылкиинская свиты) не нарушает этой закономерности, а лишь указывает на тот факт, что по мере консолидации расколы достигали более глубоких зон земной коры и магматических очагов.

Последовательное увеличение кислотности вулканогенных пород сопровождается изменением и типов извержений. Так, преобладающие среди раннекаменноугольных вулканитов кластолавы, лавовые брекчии и грубообломочные туфы сменяются кристаллокластическими туфами в среднекаменноугольных покровах, а затем преобладающими становятся спекшиеся туфы и игнимбриты (соответственно в керегетасской, архарлинской и кызылкиинской свитах).

Кроме того, каждый вулканогенный комплекс, отвечающий элементарному циклу вулканизма, завершается внедрением гипабиссальных интрузивов, состав которых также изменяется во времени от габбро-диоритов и плагиогранитов через гранодиорит-адамеллиты к лейкократовым и аляскитовым гранитам.

Анализ структурной схемы северо-западной части Токрауского синклинория показывает, что на изученной территории для верхнепалеозойских образований можно выделить различные генетические типы структур. Прежде всего это коробчатые складчатые структуры (Канакойтас, Жельтау, Жубарозек и др.). Они развиты главным образом к юго-востоку от Токрауской гравитационной ступени (рис. 33, 34).

Помимо типично складчатых в Токрауском синклинории отмечаются структуры, в которых наложенные пликативные складчатые дислокации не искажают полностью их первичный магматогенный характер. Они представляют собой широкие пологие слабо удлинённые мульды овальной или неправильной формы, разделенные узкими антиклинальными перегибами или горстами. Размеры их колеблются от первых километров до 10—15 км.

Однако преобладающим развитием в Токрауском синклинии пользуются практически не искаженные последующими складчатыми деформациями первичномагматогенные кольцевые структуры.

Магматогенные кольцевые структуры представляют собой структуры конседиментационные, образующиеся под воздействием преимущественно вертикальных тектонических движений, связанных с изменениями давления в магматическом очаге. В их образовании решающая роль принадлежит кольцевым расколам.

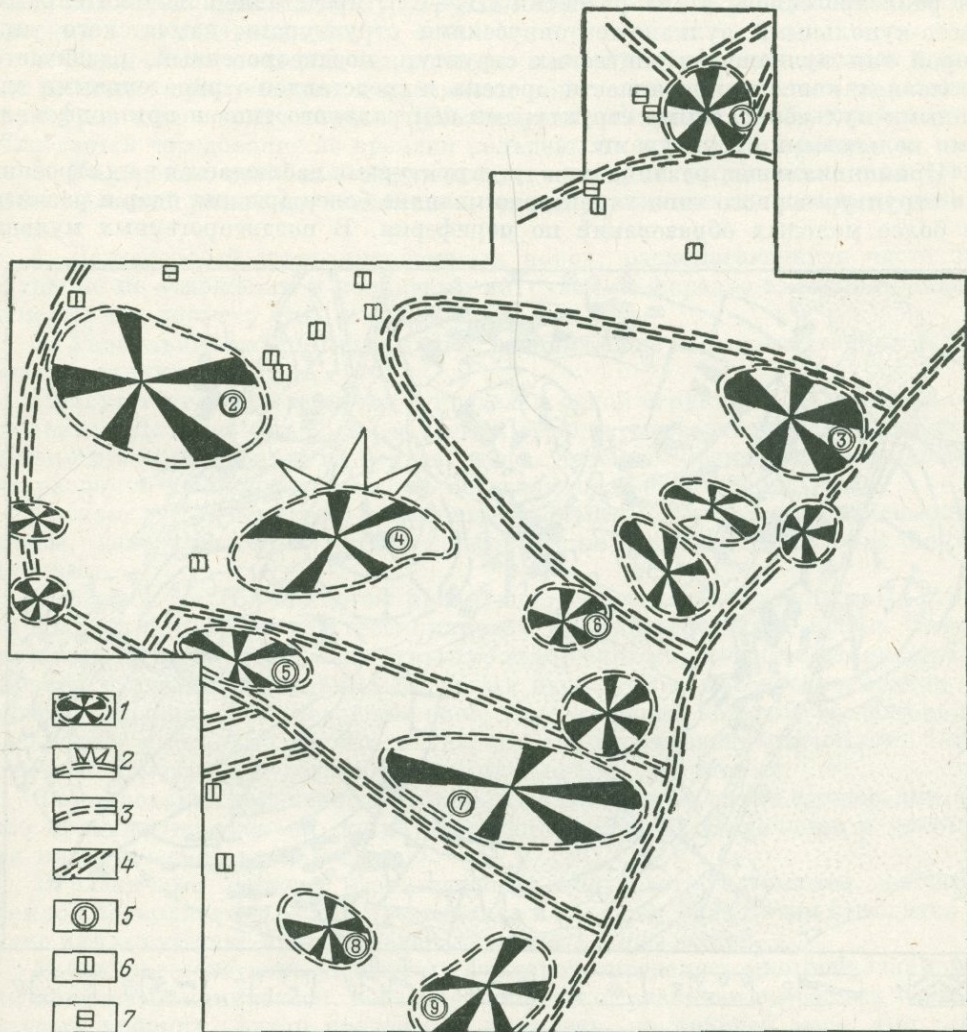


Рис. 33. Схема размещения обращенных тектоно-магматических структур Токрауского вулканогенно-рудного центра:

1 — структуры (цифры на схеме): 1 — Улькен-Каракауская, 2 — Байназарская, 3 — Кызылрайская, 4 — Карголянская, 5 — Акчатауская, 6 — Кызылтаская, 7 — Майтасская, 8 — Жанетская, 9 — Бақтауатинская и др.; 2 — совмещение в плане равнгорстовых необращенных и наложенных обращенных структур; 3 — гравиметрические ступени второго порядка; 4 — гравиметрические ступени первого порядка; 5 — редкометальное оруденение; 6 — полиметаллическое оруденение; 7 — медное оруденение

Как правило, они представляют собой закономерное сочетание различных элементов: вулканогенных компенсационных мульд прогибания или обрушения; кольцевых, конических и радиальных трещин, вдоль которых располагаются дайки, силлы, штоки; реликтов вулканических аппаратов и построек, центральных плутонов.

В пределах Токрауского вулканогенно-рудного центра Джунгаро-Балхашской складчатой области наблюдается, таким образом, два геологических и генетических типа вулканотектонических структур. Первый из них, характерный для раннеорогенного этапа развития (D_3-C_1), представлен положительными горсто-купольными вулканотектоническими структурами камчатского типа. Второй тип вулканотектонических структур, позднеорогенный, развивается в условиях консолидированности орогена и представлен отрицательными вложенными мульдообразными структурами центрального типа и ортоконфокальными кольцевыми структурами.

Принципиальная разница между структурами наблюдается в их строении. Для структур первого типа характерно наличие более древних ядер и развитие все более молодых образований по периферии. В позднеорогенных мульдах

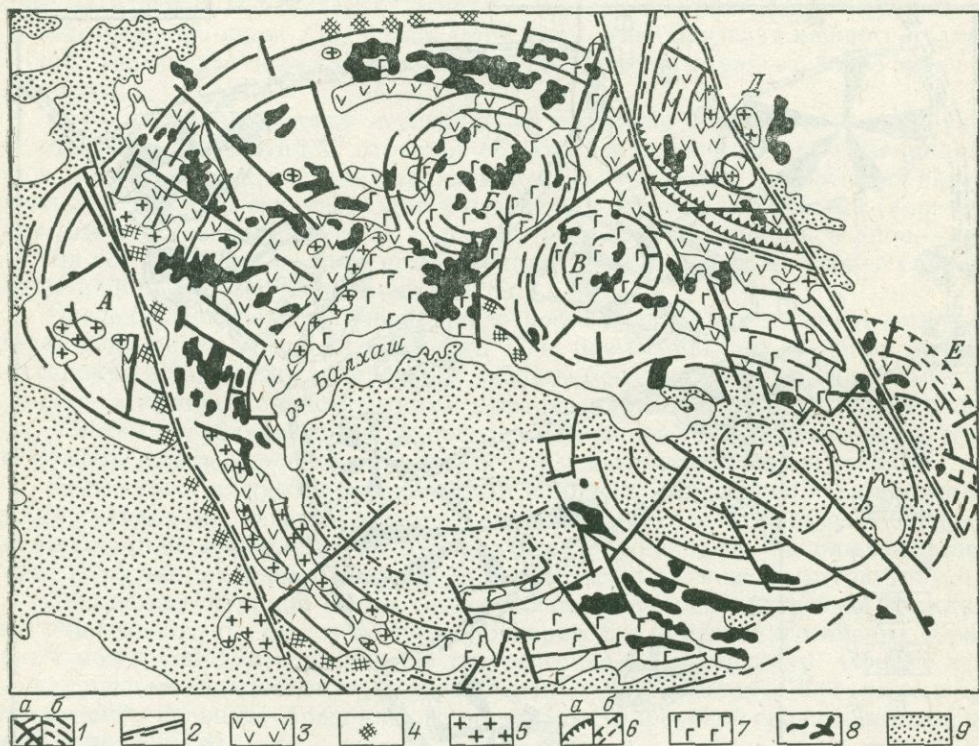


Рис. 34. Схема размещения кольцевых структур в Балхашской мегаструктуре. Составил В. В. Соловьев;

1 — нартасные линейменты мегаструктуры: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — зоны глубинных нарушений; 3 — каледонские вулканиды; 4 — раннепалеозойские интрузии; 5 — выходы донембрийских пород; 6 — раннепалеозойские островные дуги: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — герцинские вулканиды; 8 — герцинские интрузии; 9 — кайнозойские депрессии. Высокопорядковые структуры центрального типа: А — Бетпак-Далинская, Б — Токрауская, В — Караунгирская, Г — Восточно-Балхашская, Д — Чингизская, Е — Урджарская

зональность обратная. Наиболее молодые образования слагают их центральные части. Главными элементами центральных структур второго типа являются следующие.

1. Мульда, выполненная вулканическими породами, среди которых преимущественным развитием пользуются пирокластические породы и в особенности игнимбриты. Присутствие последних рассматривается многими как доказательство проявления фазы образования кальдеры.

Вулканогенные породы могут залегать почти горизонтально, иметь сложную складчатую структуру, связанную с вертикальными движениями блоков пород, или образовывать мульду с крутыми падениями в периферической части и пологими — в центральной.

2. Конические разломы, заполненные магмой с образованием слоев и даек. Они не всегда присутствуют и возникают обычно на ранних стадиях развития структуры, хотя в ряде случаев (Шотландские интрузии, Хибинский плутон) наблюдается чередование во времени кольцевых и конических разломов.

3. Кольцевые разломы, окружающие мульду и выраженные кольцевым грабеном, зоной разломов, кольцевыми телами вулканических или интрузивных пород.

4. Центральный шток интрузивных пород, располагающийся часто эксцентрично по отношению к кольцевым интрузиям и нередко имеющий большие размеры, чем диаметр этих последних.

5. Радиальные разломы или дайки, возникающие на разных стадиях формирования структуры.

Присутствие всех элементов в пределах одной структуры не является обязательным. Для многофазных кольцевых структур характерно перемещение во времени и в пространстве их центра; чаще с течением времени диаметр кольцевых разломов уменьшается, однако встречаются и обратные случаи.

Следует также отметить, что термины кольцевые интрузии, кольцевые комплексы, центральные интрузии, конфокальные системы употребляются как синонимы.

Обращает на себя внимание преимущественное развитие кольцевых структур Джунгаро-Балхашской геосинклинали в позднегерцинское время. Определяющим в развитии этого типа структур автор считает жесткое состояние рамы, широкое развитие радиальных блоковых движений и высокое положение области плавления, при неравномерной консолидации которой создаются над отдельными выступами фронта плавления или изолированными очагами благоприятные условия для возникновения кольцевых разломов.

Формирование кольцевого комплекса может происходить в течение длительного промежутка времени, когда чередуются периоды увеличения и уменьшения магматической активности.

В различные периоды формирования кольцевого комплекса сообщение с земной поверхностью может прерываться и в тесной связи с этим находится наличие или отсутствие в его составе эффузивных образований.

Различное сочетание указанных факторов определяет многообразие строения кольцевых комплексов, которое, кроме того, различно на разных горизонтальных уровнях. Автор предлагает выделять, по крайней мере, три таких уровня, отличающихся по количественным соотношениям вулканических, субвулканических, интрузивных образований и степени четкости проявления кольцевой структуры.

Подчеркивается, что кольцевые структуры являются особой формой проявления магматизма, характерной для позднепалеозойского периода развития

региона и связанной с особенностями тектонических движений этого времени.

Размещение названных структур в пределах Токрауского вулканогенно-рудного центра показано на рис. 33. Нужно отметить, что орогенные вулканотектонические структуры (или рудные узлы), хотя и изучены здесь довольно слабо, принципиально не отличаются по строению, формационному составу и металлогении от типовых, например камчатских (Василевский, Тащинина, 1968).

Поэтому главное внимание ниже будет уделено наиболее характерным и типичным для Джунгаро-Балхашской складчатой области вложенным вулканотектоническим структурам, сложенным посторогенными вулканоплутоническими ассоциациями и обладающими отличной от более ранних металлогенией.

Рассмотрим некоторые наиболее типичные кольцевые вулканотектонические структуры.

Кызылрайская (или Центрально-Токрауская) система кольцевых структур представляет собой сочетание разновозрастных отрицательных структур центрального типа. Главными ее элементами являются *:

1. Реликт мульды, сложенной породами калмакэмельской формации-свиты (C_2). В обрамлении этой мульды и в центральной ее части обнажаются гранитоиды топарского комплекса.

2. Серия мульд, сложенных породами керегетасской (C_{2-3}) формации-свиты с прорывающими их гранитоидами кокдомбакского комплекса.

3. Очень пологая мульда, сложенная породами архарменской формации-свиты (C_3-P), вложенная в мульду керегетасского возраста. Вдоль кольцевых разломов, обрамляющих такие сложные долгоживущие мульды, внедряются дайки и интрузивные массивы калдырмицкого комплекса.

4. Дайки Кызылрайского кольцевого комплекса и прорывающий их центральный Кызылрайский массив гранитоидов.

Отмеченная ранее синклиналильная зональность в пространственном размещении разновозрастных образований в пределах элементарных отрицательных вулканотектонических структур, таким образом, полностью выдерживается.

Среднекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация, как указывалось, в районе гор Кызылрай представлена калмакэмельским вулканогенным (покровная, жерловая и субвулканическая фации) и топарским интрузивным комплексами.

Покровная фация — калмакэмельская формация-свита в пределах Центрально-Токрауской системы кольцевых структур развита широко. Практически она выполняет внутреннюю часть крупной слабо удлинённой в субширотном направлении мульды. Однако эта мульда в значительной мере перекрыта более молодыми образованиями. В связи с этим в современном эрозионном срезе различные горизонты и толщи калмакэмельской свиты образуют кольцо (диаметр около 50 км), оконтуривающее вышележащие породы в виде полосы шириной 5—10 км. Общая мощность свиты около 1500 м.

По составу слагающих пород она разделена на две подсвиты. Нижняя под-свита представлена главным образом плотными темно-серыми кристалловитро-

* Раннекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация, слагающая основание структуры, представлена только вулканогенным комплексом: каркаралинской формацией-свитой (верхний визе-намюр), типичной для орогенного этапа Джунгаро-Балхашской и других складчатых областей этого типа.

кластическими туфами дацито-андезитового состава. Верхняя подсвета калмакэмельской свиты сложена агломератовыми спекшимися туфами и игнимбридами липаритового и липарит-дацитового состава. Резко подчиненным развитием пользуются лавы и туфы того же состава.

Субвулканические образования, комагматичные покровам калмакэмельской свиты, в северо-западной части структуры слагают целый ряд тел андезитового и дацитового состава, образующих дугообразную полосу северо-восточного простирания. Эти тела фиксируют кольцевую ослабленную зону протяженностью около 25 км. В юго-восточной части структуры они образуют цепочку северо-северо-восточного простирания. Форма тел очень разнообразная: штоки, лакколлиты, силлы, дайки и тела неправильной формы; размеры также различные: от 5×3 км для лакколлитов до $1 \times 0,5$ км для штоков.

С субвулканическими телами тесно сопряжены массивы вторичных кварцитов. Породы самих тел пропилитизированы.

Образования калмакэмельской свиты (в том числе и субвулканические) прорываются гранитоидами топарского комплекса. Все интрузии имеют многофазное строение. В первую фазу образовались сиенито-диориты, кварцевые диориты (в эндоконтактной зоне — монзониты). Позднее внедрились кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты, реже гранодиориты. В третью фазу сформировались адамеллиты — роговообманково-биотитовые граниты и гранит-порфиры.

Общей особенностью минерального состава пород топарского комплекса при монзонитоидных структурах является наличие в них неравновесных метастабильных парагенезисов (таких как моноклинный пироксен — биотит, лабрадор — олигоклаз — калинатровый полевошпат, кварц, гранат), т. е. всех тех признаков, которые Э. П. Изох (1957 г.) определяет как монзонитсидность и связывает с быстрыми скоростями консолидации магмы при повышенных отношениях K/Na в интрателлурическом (сквозьмагматическом) потоке*.

Средне-позднекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация включает вулканогенный комплекс (керегетасская свита, жерловая и субвулканическая фации) и кокдомбадский интрузивный комплекс).

Керегетасская свита в районе гор Кызылрай развита широко и слагает целый ряд плавно переходящих друг в друга изометричных мульд проседания (Сарьюленская, Ушгаган-Сарыбулакская, Карагашская, Кенчимэспинская, Бегазинская, Аюлюозекская), представляющих собой структуры более высокого порядка по отношению к Центрально-Токрауской системе. Нижние горизонты и толщи свиты в плане образуют полукольцо различной ширины, оконтуривающее внутренние части мульд. Повсеместно наблюдается пологое, почти горизонтальное залегание пород со слабо выраженным падением к центру мульд. Общая мощность свиты около 2500 м. По составу отложения подразделены на две подсвиты.

Нижняя подсвета представлена в основном кристалло-витрокластическими туфами дацитового, реже дацито-андезитового состава с редкими маломощными прослоями липаритовых и липарит-дацитовых игнимбригов и андезитовых порфиритов.

Верхняя подсвета керегетасской свиты представляет собой переслаивание спекшихся туфов и игнимбригов, лав и туфов липаритового, реже трахилипаритового и липарит-дацитового состава. Преобладают в верхней подсвете коричневатые-серые игнимбриты.

* Хотя некоторые исследователи и до настоящего времени считают эти особенности признаком гибридности при маглообразовании.

Жерловая фация средне-позднекаменноугольного вулканогенного комплекса выявлена в различных частях района гор Кызылрай. Как правило, реликты вулканических аппаратов размещаются среди покровов керегетасской свиты, располагаясь по обрамлению или в центральных частях сложенных ими мульд. Большая группа наиболее крупных некков сложена породами липаритового состава. Форма их в плане изометричная или линзообразная (при наличии кольцевых подводящих трещин). Контакты с вмещающими породами извилистые, довольно четкие. Обычно некки сложены лавами, иногда кластолавами.

Субвулканическая фация средне-позднекаменноугольного вулканогенного комплекса отмечена в западной части кольцевой системы. Породами этой фации сложены крупные, неправильной формы тела, ориентированные в северо-восточном направлении вдоль кольцевых расколов. По составу это андезито-дацитовые порфириды.

С андезито-дацитовыми порфиридами субвулканической фации сопряжены в ряде случаев процилиты и массивы вторичных кварцитов.

Гранитоидами кокдомбакского интрузивного комплекса сложена серия массивов (Южный Сарыолен, Кызылшоқы, Шолакэспе), обрамляющих в виде кольца Аюлюзекскую структуру и массив Кенчимэспе в юго-восточной части Карагашской структуры. Интрузивы Кенчимэспе и Шолакэспе прорывают образования керегетасской свиты. Размеры интрузивов различны: от нескольких сот квадратных километров (Кызылшоқы, Кенчимэспе и др.) до 8 км для массива Шолакэспе, расположенного вдоль кольцевого раскола. Форма тел неправильная, границы извилистые.

Для этого комплекса, как и для топарского, характерно непостоянство минерального состава и структуры слагающих ее пород, обилие ксенолитов. Сложены интрузивы кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенит-диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, гранитами, образовавшимися в четыре фазы. Контакт между породами различных фаз не всегда отчетлив.

Кварцевые диориты, реже сиенит-диориты и гранодиориты первой фазы мелкозернистые, порфиридные породы со следующим минеральным составом: плагиоклаз 40—45, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, пироксен, биотит, аксессуарные минералы, вторичные минералы.

Структура основной массы призматически-зернистая.

Гранодиорит-адамеллиты второй фазы — среднелкозернистые порфиридные породы с порфиристыми выделениями плагиоклаза, редко роговой обманки. Размер выделений 1—4 мм, причем наиболее крупные выделения плагиоклаза представляют собой сростки кристаллов.

Адамеллиты — граниты третьей фазы — мелко-среднезернистые слабопорфиридные биотит-роговообманковые породы с размером зерен от 0,2 до 4 мм. Состав породы заметно колеблется в основном за счет изменения содержания калиевого полевого шпата, которое местами резко возрастает.

Четвертая фаза представлена мелкозернистым равномернотернистым монцитонитовидным биотитовым гранитом с размерами зерен 0,2—1 мм при преобладании величин 0,4—0,8 мм.

Среди гранитов отмечаются калишпатизированные разновидности со значительными количествами калиевого полевого шпата, который даже образует крупные (до 2 см) выделения. Плагиоклаза мало. По периферии и трещинам плагиоклаз интенсивно калишпатизируется. Иногда от включений плагиоклаза в калишпате остаются лишь небольшие, неправильной формы реликты. Кварц здесь образует значительно более крупные выделения, погасающие волнисто или

мозаично. Все это говорит о том, что он претерпел катаклиз и частичную перекристаллизацию. Биотит здесь отсутствует.

Позднекаменноугольно-раннепермская вулканоплутоническая ассоциация включает вулканогенный комплекс (покровная архарлинская свита, жерловая и субвулканическая фации), мукурский дайковый комплекс, калдырминский интрузивный комплекс и аюлыозекский дайковый комплекс.

Архарлинская свита в районе гор Кызалрай пользуется незначительным распространением и входит в состав двух разобщенных структур: Аюлыозекской и Жулды-Карганской. В первой она слагает внутреннюю пологую часть мульды, образованной керегетаской и архарлинской свитами; во второй обнажена в восточном борту мульды, образованной керегетаской, архарлинской и кызылкийинской свитами.

В составе архарлинской свиты резко преобладают вулканогенные образования, представленные игнимбритами, лавами и туфами липаритового, реже липарит-дацитового и трахидацитового состава. Им подчинены маломощные прослои гравелитов, туфопесчаников, кремнистых туфоалевритов. Общая мощность свиты около 1000 м.

Субвулканические образования этой ассоциации представлены сиенит-порфирами. Они обнажаются в среднем блоке и образуют внутреннее прерывистое кольцо структуры. Тела сиенит-порфиров по своим размерам обычно превосходят некие липаритовых порфиров. Силлообразные пологие (угол падения 10—15°) залежи их прослеживаются на расстоянии до 5 км при ширине выходов 1,5—2 км.

Мукурский дайковый комплекс в пределах всей Центрально-Токрауской системы представлен единичными дайками, сложенными крупнопорфировыми гранит-порфирами. Вкрапленники альбитизированного плагиоклаза и в небольшом количестве кварца достигают 5, а иногда и 15 мм. В эндоконтактных зонах они уменьшаются до 1—3 мм. Темноцветные минералы представлены биотитом.

Среднее кольцо Аюлыозекской структуры, сложенной рассматриваемой вулканоплутонической ассоциацией, сформировано гранитами калдырминского комплекса и гранит-порфирами. Цепочка дискордантных тел гранитов на современном эрозионном срезе образует полукольцо в западном блоке структуры, которое в центральном и восточном блоках дополняется серией изометричных тел. Форма интрузивов в пределах структуры в плане приближается к эллипсоидной; размеры колеблются от 1—2 до 5—10 км в длину и от 0,5—1 до 3—5 км в ширину. В целом длинные оси отдельных массивов ориентированы вдоль кольца.

Интрузивы гранитов калдырминского комплекса являются многофазными. Первая фаза представлена крупнозернистыми порфироидными биотитовыми гранитами, вторая — среднезернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, и третья — мелкозернистыми и аплитовидными гранитами.

Биотитовые граниты первой фазы распространены широко, они слагают самостоятельные тела или входят в состав сложных многофазных массивов.

Граниты и гранодиориты второй фазы самостоятельных плутонов не образуют, площадь тел 1—3 км². Они отличаются от гранитов первой фазы большим содержанием темноцветного минерала. Состав пород за счет колебания в соотношении полевых шпатов постепенно меняется от гранитов до гранодиоритов. Однако даже последние содержат не более 8—10% биотита.

Мелкозернистые граниты третьей фазы образуют мелкие (0,3—0,5 км в поперечнике), маломощные (от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров) полого падающие тела. Протяженность их достигает десятков — первых сотен метров.

Калдырминские граниты сопровождаются серией послемагматических образований: кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами, кварц-слюдяными грейзенами.

Описанные граниты прорывают отложения керегетасской и архарлинской свит, а также неки флюидалных липаритовых лав и субвулканические образования архарлинской свиты. В свою очередь граниты прорваны дайками аюлюзекского и кызылрайского комплексов и аляскитовыми акчатаускими гранитами.

Значительную часть внешнего кольца Аюлюзекской кольцевой структуры составляют образования аюлюзекского дайкового комплекса: граносиенит-порфиры, микрогранит-порфиры и липаритовые порфиры. Все образования аюлюзекского комплекса тесно связаны друг с другом и создают серию дайкообразных тел и полого падающих залежей.

Граносиенит-порфиры слагают обычно небольшие по протяженности дайкообразные тела. Длина их не превышает 0,5—2 км, мощность изменяется в пределах от первых десятков метров до 100 м; падение под углом 40—60° к центру структуры. По размерам резко выделяется тело граносиенит-порфиров в северо-западной части структуры, протягивающееся в виде дуги на расстояние около 20 км. Отмечены также единичные радиальные дайки.

Таким образом, Аюлюзекская структура представляет собой слабо эродированную пологую мульду, обрамленную кольцевыми поясами некков, даек, силлов, куполов и штоков. Они залечивают расколы, служащие подводщими каналами как для лав и пирокластов, так и для гранитоидов.

Образования аюлюзекского дайкового комплекса отмечены, но в меньшем количестве, и в других кольцевых структурах. Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают граниты калдырминского комплекса и в свою очередь прорваны дайками кызылрайского комплекса, а также акчатаускими аляскитовыми гранитами.

Пермская вулcano-плутоническая ассоциация представлена вулканогенным комплексом (кызылкинская свита, жерловая и субвулканическая фации), кызылрайским дайковым комплексом, акчатауским интрузивным и ортауским дайковым комплексами.

Кызылкинская свита пермского возраста сложена лавами и туфогенно-осадочными отложениями, составляющими вместе с керегетасскими и архарлинскими образованиями Жунды-Карганскую мульду. Они имеют мощность около 600 м и расчленяются на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена толщей горизонтально лежащих субщелочных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, занимающих обширную площадь и слагающих внутреннюю часть асимметричной мульды, заключенной между полукольцевым Жантауским сбросом на западе и юго-западе и Кызылжальским сдвигом на востоке. В основании толщи фиксируются туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники, туфогравелиты, перекрывающие вулканы архарлинской свиты.

Базальтовые порфириты по внешнему облику весьма однообразные. Выделяются массивные и мидалекаменные разновидности. Для них характерны афанитовые и порфировые структуры, мидалекаменные, флюидалные и массивные текстуры.

В качестве подводщих каналов для покровов базальтовых порфиритов могут рассматриваться трещины, приуроченные к краевым частям поля базальтовых лав. Они располагаются в осевой части дайкового пояса северо-западного направления, фиксирующего, по-видимому, тектоническую зону. К ним приуро-

чены неки, имеющие округлую в плане форму, прорывающие покровные образования и содержащие останцы кровли. Сложены они породами, сходными с покровными разновидностями, но для них характерна восстающая или крутопадающая флюидалность различного направления, в целом повторяющая контуры некка.

Отложения верхней подсветы кызылкинской свиты пользуются незначительным распространением (район вулкана Жантау). В основании подсветы залегает пачка слоистых туффигов и туфогравелитов, перекрывающая как покровные, так и жерловые образования нижней подсветы. В свою очередь эта пачка перекрыта агломератовыми спекшимися туфами и игнимбритами трахилипаритового и липарит-дацитового состава. Это однообразные породы с многочисленными обломками базальтов и включениями типа «фьямме». Связующая масса плотная, в которой пирокластически лишь изредка улавливается пепловая структура.

Жерловая фация верхней подсветы кызылкинской свиты связана с реликтовым вулканическим аппаратом Жантау, описанным М. В. Тацциной и Е. Р. Семеновой-Тян-Шанской (1961 г.).

Жерловины сложены игнимбритами, агломератовыми игнимбритами трахилипаритового и липарит-дацитового состава. Слагающие их породы отличаются в отдельных случаях от соответствующих покровных фаций количеством обломков пород, вихревыми и крутопадающими следами течения, столбчатой отдельностью.

К субвулканической фации пермского вулканогенного комплекса относятся единичные силлообразные тела гранит-порфиров, постепенно переходящих в граносиенит-порфиры. Образование и заполнение линейных, кольцевых и крутых конических трещин произошло в несколько этапов, затем внедрился центральный плутон, после его консолидации возникли и были заполнены кольцевые и радиальные трещины внутри плутона.

Таким образом, следующей после вулканогенных образований по возрасту и пространственному положению относительно центра составной частью кольцевой структуры являются дайки кызылрайского комплекса.

В непосредственном обрамлении гор Кызылрай и Жаман нижнепермские дайки кислого состава образуют полукольцо, открытое на северо-запад и в этом же направлении переходящее в линейный пояс.

В западном блоке Кызылрайской центрально-кольцевой структуры дайки слагают Жантау-Айдарлинский пояс, прослеживающийся в пределах описываемой территории по простиранию почти на 30 км при ширине 5—8 км.

В пределах кызылрайского комплекса выделяются дайки следующего состава (от древних к молодым): 1) диабазовые и диоритовые порфириты; 2) гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, крупнопорфировые гранит-порфиры и сложные дайки; 3) гранит-порфиры, липаритовые порфиры и трахилипаритовые порфиры; 4) граносиенит-порфиры.

Наиболее древние в комплексе дайки основного и среднего состава в количественном отношении подчинены более молодым дайкам кислого состава.

Простирание отдельных даек совпадает с общим направлением поясов. Часто дайки расположены кулисообразно на расстоянии от 30 до 100—200 м друг от друга; изредка наблюдается разветвление даек, но обычно они имеют прямолинейные формы. Протяженность их не превышает 2—2,6 км (чаще 300—700 м) при мощности от 0,5 до 10—20 м.

Мощные дайки обычно сложены диабазами, а маломощные — породами лавового облика: базальтовыми и андезитовыми порфиритами. Иногда

наблюдаются переходы от диабазов в центральных частях к базальтовым порфиритам в периферических. По простиранию также наблюдались аналогичные переходы.

Следующая возрастная группа даек в пределах кызылрайского комплекса представлена крупнопорфировыми гранит-порфирами (часто плагиогранит-порфирами), гранодиорит-порфирами и сложными дайками. Они тесно ассоциируют между собой и иногда по простиранию переходят друг в друга. Мощность их несколько метров (2—5 м), протяженность — несколько километров. Особенно широко они представлены в Жаман-Кызылрайском полукольцевом поясе, где прослеживаются на расстоянии около 20 км. Породы этих даек плотные, массивные, серого и розового цвета. На фоне слабо раскристаллизованной основной массы резко выделяются крупные идиоморфные кристаллы кварца и полевых шпатов, достигающие 0,5—1 см, реже биотита.

В сложных дайках наблюдается смена состава пород от диабазов и андезитов в краевых частях до граносиенит- и гранит-порфиров в центральных. При контактовых частях, сложенные диабазы или андезиты, составляют значительную по мощности зону (1—3 м). По своим структурам и составу все разновидности пород сложных даек неотличимы от ранее описанных.

К третьей группе относятся гранит-порфиры, липаритовые порфиры и трахилипаритовые порфиры, представляющие большинство даек в пределах поясов. Для них характерен серый с розовым или сиреневым оттенком цвет. Текстура гранит-порфиров массивная. От липаритовых порфиров они отличаются сахаровидным фельзитоподобным обликом.

К четвертой возрастной группе относятся граносиенит-порфиры — полнокристаллические порфировидные породы желтого или буровато-желтого цвета. Состав колеблется от сиенитового до граносиенитового, редко до гранитового. Крупные (0,5—1 см) порфировые выделения представлены кали-натровым полевым шпатом, а иногда и кварцем.

Все перечисленные дайки, образующие два близких по времени комплекса, прорывают известные в районе вулканогенные образования, включая и отложения верхней подсвиты кызылжинской свиты. Пространственная приуроченность многих даек к вулкану Жантау, сходство химического состава даек и лав вулкана и, наконец, возрастная близость дают основание считать эти образования комагматичными.

Кольцевые и линейные дайки прорываются многокупольным интрузивом гранитов аччатауского комплекса. Интрузив был сформирован в несколько фаз. Первая из них представлена крупнозернистыми гранитами, ко второй относятся среднезернистые порфировидные граниты, несколько позже сформировались средне-мелкозернистые резко порфировидные граниты: внутриинтрузивные тела и жилы сложены мелко-микрозернистыми гранитами. Все структурные разновидности гранитов имеют близкий количественно-минеральный состав, характеризующийся преобладанием кали-натрового полевого шпата (40—60%) над кварцем (25—53%) и плагиоклазом (10—25%) при незначительном количестве биотита.

Составной частью структуры Кызылрай является также система крутопадающих радиальных и концентрических трещин, развитая в массиве аляскитовых гранитов и наиболее отчетливо выраженная в краевых его частях. Радиальные трещины характеризуются большой протяженностью и вертикальным падением.

Менее протяженными и прерывистыми являются концентрические трещины, имеющие дугообразную форму; они падают к центру массива под углом 50—80°.

Эти трещины, выполненные мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, наиболее сгущены вдоль южного и восточного контактов интрузивов. Они образуют пояс, параллельный полукольцевой зоне нижнепермских даек (Кызылжальский и Кызылшокинские пояса) и хорошо согласуются с ее конфигурацией и формой плутона.

Интрузивный магматизм исследованного района завершился внедрением даек гранит (липарит)-порфиров, гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиров оргауского комплекса. Дайки немногочисленны и образуют серию тел в пределах гранитного массива Кызылрай, изредка выходя за его пределы (гранит-порфиры отмечены в районе Жантау). Подавляющее большинство даек ориентировано в северо-восточном направлении. Мощность тел незначительна; протяженность до 1—3 км. Дайки прямолинейны.

В целом структура Кызылрай, сложенная всеми перечисленными комплексами, представляет собой более глубоко (по сравнению с Аюльюзекской) эродированную структуру со вскрытым центральным интрузивом аляскитовых гранитов, приуроченным к центру кольцевой структуры, который окружен серией разновозрастных даек, образующих полукольцевую зону.

История формирования кольцевых структур района гор Кызылрай. Район гор Кызылрай представляет собой сложную систему разновозрастных кольцевых структур, развивающихся непосредственно на выступе докембрийского фундамента во внутренней части Токрауского синклинория. Начальный этап магматической деятельности, которому в этом районе отвечают образования раннекаменноугольной (визе-намюрской) вулканоплутонической ассоциации, характеризуется накоплением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, в составе которых преобладают пирокластические породы среднего и кислого состава (каркаралинская свита). Кроме того, в их строении принимают участие покровы лав среднего состава, очень редко — спекшиеся туфы и игнимбриты. Накопление такого характера вулканитов связано с существованием на этом этапе полигенных крупных стратовулканов позднеорогенного этапа развития Джунгаро-Балхашской складчатой области. В депрессиях и межгорных впадинах на этом этапе накапливались молассоидные вулканогенно-осадочные породы.

Следующий этап формирования Центрально-Токрауской кольцевой системы (зафиксированный образованиями среднекаменноугольной вулканоплутонической ассоциации) характеризуется накоплением мощных толщ (калмакэмельская свита) кристаллокластических спекшихся туфов дацито-андезитового и липарито-дацитового состава, в небольшом количестве игнимбритов и лав. На отдельных участках происходили подземные котловинные обрушения и внедрение значительных порций магмы с последующим становлением гранитоидов топарского комплекса.

В результате во внутренней части структуры, образованной каркаралинской свитой, была создана крупная конседиментационная мульда, сложенная калмакэмельскими породами и усложненная более мелкими куполами и мульдами. По обрамлению крупной мульды вдоль кольцевых трещин, в центральных частях более мелких мульд и куполов расположены субвулканические тела и интрузивы топарского комплекса. Значительную роль в формировании структуры на этом этапе играли поверхностные и подземные обрушения.

В дальнейшем на фоне крупной гетерогенной мульды, сформированной вулканитами каркаралинской и калмакэмельской свит, обособляется целый ряд более мелких кольцевых структур (Уштоган-Сарыбулакская, Сарыозекская, Карагашская, Аюльюзекская и др.). В строении этих структур наряду с кольцевыми принимают участие и конические трещины. По кольцевым

расколам, ограничивающим мульды, происходили внедрения магмы с последующим становлением интрузивов кокдомбакского комплекса.

На следующем этапе развития магматизм обособился только в тех структурах, которые испытали дальнейшее развитие. Наиболее полно черты этого этапа проявились в Аюльюзекской структуре. Как в краевых, так и центральных частях этой структуры образовались конические трещины, которые служили подводными каналами для покровов лав и игнимбритов архарлинской свиты. Эти же трещины контролируют размещение силлообразных некков липаритовых порфиров и пластовых тел сиенит-порфиров.

Структура Аюльюзек, сформированная в два этапа, представляет собой слабо эродированную кольцевую структуру, соединенную в процессе длительного магматического куполообразования. Основной ее элемент — пологая мульда, возникновение которой на месте купола связано с постепенным проседанием, явившимся результатом излияния магматических масс вдоль системы конических трещин. По обрамлению мульды вдоль кольцевых и конических трещин расположены жерловины, дайки и интрузии.

В Кызылрайской вулканотектонической структуре главными составляющими элементами являются круто падающие или даже вертикальные концентрические трещины внешнего полукольца структуры, заполнение которых было возможно только при частичных обрушениях вдоль них. В результате асимметричного обрушения типа «конка» была создана и мульда, сложенная кызылкийинской свитой.

На отдельных этапах формирования структуры проявлялось отрицательное и положительное магматическое давление, о чем свидетельствует падение кольцевых даек в отдельных случаях к центру, в других от него. В результате образовалось несколько концентрических поясов, по которым шло опустошение очагов магмы, что привело к резкому падению гидростатического давления и образованию крупных кольцевых расколов.

Этот процесс закончился гигантским обрушением центрального блока и становлением плутона аляскитовых гранитов. Подъем магмы происходил по кольцевым и коническим расколам в центральной части системы, а камерой-вместилищем для интрузии явилось пространство между молодыми толщами лав, пирокластов маломощной кровли и опускающимся центральным блоком.

Структура Кызылрай, таким образом, в отличие от Аюльюзекской формировалась при решающем значении процессов обрушения и представляет собой типичную кольцевую структуру кальдерного типа, завершившую образование Центрально-Токрауской кольцевой системы магматогенных структур.

Появление описанных кольцевых структур связано с определенным периодом геологического развития региона. Необходимыми условиями их возникновения являются жесткое состояние рамы, возможность возникновения многочисленных расколов.

Несмотря на некоторое различие в механизме образования разновозрастных кольцевых структур, все они показывают несомненную связь между процессами вулканизма, куполообразования, возникновением кольцевых, конических и радиальных трещин, формированием кальдер и котловинных подземных обрушений. Приуроченность вулканогенных образований, субвулканических тел или плутонов к единой структуре во всех случаях очевидна.

Рудные комплексы Токрауского вулканогенно-рудного центра. Рудный комплекс представляет собой генетически единую совокупность проявлений рудной минерализации, весьма близких по возрасту и условиям формирования и образовавшихся в результате многостадий-

ного эволюционного процесса. Объекты, объединяемые в рудные комплексы, обладают общностью или близостью следующих основных характеристик (помимо возрастной близости): 1) состава рудных компонентов; 2) минерального состава (рудные и жильные минералы, зональность, порядок минерализации); 3) морфологии рудных тел; 4) связи с гидротермальными измененными породами; 5) общим структурным и магматическим контролем.

Редкометалльный комплекс. Редкометалльные месторождения и рудопоявления района характеризуются, как правило, комплексным вольфрамомолибденовым оруденением. В тех случаях, когда один из рудных компонентов является существенно преобладающим, остальные обычно также присутствуют в тех или иных количествах. Рудные минералы ведущих металлов представлены главным образом вольфрамитом, молибденитом, жильные минералы — кварцем, топазом, мусковитом, флюоритом, калишпатом, альбитом и др.

Преобладающими типами рудных тел являются кварц-грейзеновые жилы и штокверки, а также грейзенизированные дайки. Все редкометалльные месторождения и большинство рудопоявлений характеризуются тесной связью с процессом грейзенизации. Возраст редкометалльного оруденения подавляющим большинством исследователей считается пермским на том основании, что оно во множестве случаев наложено на аляскистовые граниты акчатауского комплекса.

Таким образом, геологи, придерживающиеся концепции генетической связи редкометалльного оруденения с гранитами акчатауского комплекса, располагают рядом убедительных аргументов. Несомненно также, что на минувшем этапе исследований исключительная ориентация поисков редкометалльных месторождений на граниты акчатауского комплекса сыграла положительную роль. Но мы привели здесь вкратце эти общеизвестные положения с тем, чтобы показать, что концепция генетической связи отнюдь не исчерпывает возможностей интерпретации накопленного фактического материала.

Утвердившись в убеждении о генетической связи рудных и магматических комплексов на примере редкометалльного оруденения, многие геологи пытаются распространить эту концепцию и на другие рудные комплексы, не считаясь с возникающими при этом трудностями в связи с тем, что концепция вступает в явное противоречие с действительностью. Уместно поэтому подробнее рассмотреть данный вопрос для редкометалльного оруденения, где сторонники генетической связи имеют наиболее сильные позиции.

Прежде всего надо отметить, что концепция генетической связи в принципе не допускает исключений. А исключения, и достаточно существенные, по-видимому, имеют место. На известном вольфрамовом месторождении Верхние Кайракты аляскистовые граниты отсутствуют; они не вскрыты бурением до глубины 1200 м, несмотря на все ожидания. Это противоречит представлениям о вертикальном размахе достаточно интенсивного оруденения штокверкового типа над гранитными куполами: он обычно невелик и варьирует в пределах 200—500 м. Можно думать, что аляскистовые граниты вообще отсутствуют в пределах данного месторождения.

Другим примером (и в известной мере даже более характерным) является месторождение Тайшек, расположенное непосредственно к северо-востоку от Улькен-Каракууской кольцевой структуры. Редкометалльное оруденение наложено на грейзенизированные дайки гранит-порфиров, прорывающие лейкокраповые граниты. Последние слагают купол, не обнажающийся в пределах рудного поля, но залегающий на незначительной глубине и вскрытый поисково-разведочными скважинами.

Эти граниты похожи на породы как акчатауского, так и калдырминского комплекса, и при обычной ситуации не было бы особых сомнений в их принадлежности к акчатаускому комплексу, так что данное месторождение служило бы лишь еще одним убедительным примером в пользу рассматриваемой концепции. В данном случае, однако, грейзенизированные и оруденелые дайки, прорывающие лейкократовые граниты (что зафиксировано многочисленными наблюдениями кернов скважин), прорываются дайками аюлыозекского и кызылрайского комплексов, входящими в состав кольцевой дайковой системы Улькен-Каракууской структуры. А те в свою очередь прорваны гранитами акчатауского комплекса, слагающими известный Улькен-Каракууский (Акшокинский) массив.

Отсюда следует, что наиболее молодой возможной датировкой гранитов Тайшекского купола может служить их отнесение к калдырминскому комплексу, и во всяком случае они не могут принадлежать акчатаускому комплексу. Обратим внимание на то, что установить это обстоятельство оказалось возможным лишь благодаря довольно редкому совместному нахождению целого ряда геологических объектов, благоприятным условиям наблюдений и специальным детальным исследованиям.

В целом ряде случаев более чем вероятно наличие порочного круга, когда именно на основании присутствия редкометалльной минерализации в лейкократовых гранитах или вблизи них делается заключение о принадлежности гранитов к акчатаускому комплексу. Породы данного комплекса обладают большим сходством с гранитами калдырминского комплекса, а также с формационно аналогичными (точнее, гомологичными) лейкократовыми и аляскитовыми гранитами космурунского комплекса раннекаменноугольного возраста (возможно, частично позднедевонского возраста), выделенного в последнее время геологами Агадырской ГРЭ (Ю. П. Ненашев, А. В. Авдеев, Е. В. Альперович и др.). Внедрением этих гранитов завершается развитие сопредельных с изученным районом областей позднекаледонской стабилизации.

Акчатауский комплекс — наиболее молодой из комплексов гипабиссальных интрузий гранитоидов Казахстана. Его внедрением по существу завершается активный магматизм позднепалеозойской порфиристогранитоидной формации. Вместе с тем по сравнению с другими рассматриваемыми рудными комплексами редкометалльное оруденение является наиболее глубинным и высокотемпературным, наиболее близким по условиям формирования к гипабиссальным интрузиям.

Становление массивов гранитоидов акчатауского комплекса и формирование редкометалльного оруденения можно рассматривать как два последовательных этапа в пределах позднего периода длительной эволюции единого глубинного очага, продуцировавшего все магматогенные образования позднепалеозойской порфиристогранитоидной формации. Эволюционно-парагенетический характер этой связи подчеркивается тем, что не только акчатауский, но уже и калдырминский комплекс характеризуется менее значительно, но достаточно четко выраженной редкометалльной специализацией.

По данным Д. В. Рундквиста, В. К. Денисенко и др. (1969 г.), содержания олова, молибдена и висмута в пределах рудных полей редкометалльных месторождений закономерно возрастают в более поздних дорудных дайках и падают в послерудных дайках диабазов, поступивших, несомненно, из более глубокого магматического очага. Кроме того, более поздние дорудные дайки являются наиболее измененными процессами серицитизации, окварцевания и грейзенизации.

О близости по времени формирования редкометального оруденения и процессов активного магматизма говорит и тот факт, что данный рудный комплекс является единственным, для которого достаточно достоверно известны внутрирудные дайки. Они разделяют этапы оруденения (молибденовый от последующего вольфрамового, реже вольфрамовый от комплексного редкометального). Редкометальное оруденение обнаруживает в своем размещении весьма четко выраженное тяготение к тем же структурным элементам, которые определили локализацию и форму массивов молодых лейкократовых гранитов, а также зависимость от особенностей морфологии их контактов.

Участки метасоматически переработанных, альбитизированных и грейзенизированных гранитов, рудоносные кварц-грейзеновые жилы и штокверковые зоны зачастую приурочены к купольным прикровельным частям массивов лейкократовых гранитов или к зонам пологого погружения контактов. Причем при выпуклой линии контакта оруденение обычно локализуется в зоне эндоконтакта, а при вогнутой линии — в зоне экзоконтакта. Нередко рудные тела находятся в местах пережимов и сочленений гранитных массивов, а также в останцах и провесах кровли.

Характерные особенности редкометального рудного комплекса состоят в следующем.

1. Данный комплекс объединяет все месторождения и большинство рудопроявлений редких металлов в пределах изученного района.

2. Он близок по условиям и времени формирования к наиболее молодым проявлениям активного магматизма (зачастую представленным гранитами акчаусауского комплекса).

3. Отмечается, однако, существенно наложенный характер процессов рудной минерализации по отношению к процессам становления массивов гранитоидов.

Медно-свинцово-цинковые рудные комплексы. Большая часть месторождений и рудопроявлений цветных металлов Токрауского вулканогенно-рудного центра распадается на две относительно компактные группы:

1) пластовые и линзообразные залежи в карбонатно-терригенных, угленосных и вулканогенных породах верхнего девона — нижнего карбона;

2) минерализованные зоны дробления, кварцевые жилы, штокверки и другие типичные секущие формы, распространенные в породах всех выделенных стратиграфических подразделений и частично в верхнепалеозойских интрузивных образованиях. Выделяются два основных рудных комплекса цветных металлов: среднепалеозойский и позднепалеозойский медно-свинцово-цинковые комплексы.

Среднепалеозойский медно-свинцово-цинковый комплекс. Месторождения и рудопроявления Уралбай-Беркаринской зоны, а также месторождения Акжал и Акжартас, расположенные соответственно в восточных оконечностях Акжал-Аксоранской и Акбастауской зон (всего 10 месторождений и 4 рудопроявления), относятся к атасуйскому типу, по Г. Н. Щербе (1967 г.).

Все они залегают среди карбонатно-терригенных, иногда угленосных, вулканогенно-осадочных (реже вулканогенных) отложений верхнего девона — нижнего карбона, ниже поверхности внутривизейского (саурского) несогласия. Для этих месторождений характерны следующие общие черты:

1) преобладание пластовых, пластообразных, ленточных и линзообразных форм рудных тел, сложенных массивными и вкрапленными рудами сульфидного состава; рудные тела обычно характеризуются согласными залеганиями с вмещающими породами, встречаются седловидные залежи;

2) нередко присутствие также секущих форм рудных тел (жил, штокверковых образований, гнезд, рудных столбов), которые, однако, обычно играют значительно меньшую роль в строении месторождений;

3) наличие руд со слоистыми текстурами;

4) важная, часто ведущая роль барита среди нерудных минералов (наряду с обычно присутствующим кварцем).

Проявления фамен-турнейского вулканизма и образование медно-свинцово-цинковых месторождений имели место не во всех участках распространения позднедевонско-раннекаменноугольного морского бассейна, а только там, где морской ингрессии предшествовал весьма интенсивный андезит-липаритовый вулканизм живет-франского возраста: для изученной и сопредельных площадей в пределах Успенской, Уралбай-Беркаринской, Акжал-Аксоранской и Акбастауской зон.

Перечисленные зоны приурочены к разломам глубокого заложения. Они возникли в связи с образованием и консолидацией раннегерцинского (силурийско-среднедевонского) Жаман-Сарысуйского антиклинория и являлись ареной интенсивного живет-франского вулканизма, приведшего к формированию мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ среднего и кислого состава, а затем наряду с сопредельными относительно стабильными областями подверглись фамен-турнейской морской трансгрессии.

Таким образом, многочисленные месторождения среднепалеозойского медно-свинцово-цинкового комплекса являются закономерным конечным результатом эволюции среднепалеозойского (ранне-среднегерцинского) глубинного магматического очага. Последний в ходе своего развития продуцировал вначале вулканы основного состава (силурийские диабазы и вулканогенно-кремнистые образования), затем вулканы среднего и кислого состава (живет-франские и фамен-турнейские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы) и, наконец, рудные компоненты, давшие, в частности, медно-свинцово-цинковые месторождения.

Позднепалеозойский медно-свинцово-цинковый комплекс. К данному комплексу относятся многочисленные рудопроявления и ряд мелких месторождений, представленных главным образом минерализованными зонами дробления, кварцевыми жилами и штокверками, в отличие от месторождений среднепалеозойского рудного комплекса, приуроченных к конкретной части стратиграфического разреза и локализованных в сравнительно узких линейно-вытянутых зонах. Они распространены в породах всех выделенных стратиграфических подразделений, частично в верхнепалеозойских интрузивных образованиях и встречаются на всей изученной территории.

В соответствии с господствующим направлением наиболее ярко выраженных поздних разломов большинству проявлений данного комплекса свойственно северо-западное направление удлинения рудных тел и резко дискордантное положение по отношению к структурам вмещающих толщ. Это само по себе говорит о формировании рудопроявлений в завершающий этап геологического развития района, когда многие элементы анизотропии верхнего структурного этажа, игравшие некогда значительную роль при формировании различных геологических тел, утрачивают свое значение в ходе консолидации подвижной области, и большие участки коры со сложным геологическим строением реагируют на динамические воздействия как единое однородное целое.

Другими характерными общими чертами проявлений рассматриваемого рудного комплекса являются, как правило, крутые падения рудных тел (нередко с выкручиванием — сменой направления падения на противоположное

при прослеживании по простиранию) и сравнительно небольшой вертикальный размах оруденения, очень сложная форма рудных тел с наличием рудных столбов и гнездообразных форм, с многочисленными пережимами по падению и простиранию и нередко с быстрым выклиниванием. Примером месторождения позднепалеозойского комплекса является Медный Коунрад, где оруденение локализовано в гидротермально аргиллизированных гранодиорит-порфирах.

В отличие от редкометальных месторождений проявления данного комплекса не имеют какой-либо четко выраженной связи с конкретными полями метасоматитов. Нередкая наложенность их на скарны, пропилиты или вторичные кварциты скорее всего объясняется пространственным совмещением в зонах повышенной проницаемости. Наиболее близки к оруденению для медных месторождений калишпатизация, эпидотизация, хлоритизация, турмалинизация, окварцевание; для свинцово-цинковых месторождений — эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание, ожелезнение и др. Дорудные гидротермальные процессы, достаточно интенсивные, часто локализуются в пределах тех же зон дробления, что и более поздние рудные тела.

На Коунраде кварц-галенитовые прожилки пересекают взрывные брекции, в обломках которых содержатся медно-молибденовые руды. На месторождении Самомбет кварц-галенитовые прожилки пересекают скарны с вольфрамовым (шеелитовым) оруденением. На большинстве редкометальных месторождений в тех или иных количествах присутствует также полиметаллическая минерализация, которая всегда оказывается более поздней, чем редкометальная.

Формирование менее глубинного медно-свинцово-цинкового рудного комплекса представляет следующий после редкометального комплекса этап в эволюции позднепалеозойской магматогенной формации. В течение этого этапа уменьшается значение зон магматической проницаемости, утрачивается тесная связь с молодыми интрузиями, возрастает рудоконтролирующая и рудокализирующая роль разрывных нарушений по сравнению с другими структурными факторами, происходит уменьшение глубинности рудообразования.

КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС

Как известно из работ Р. А. Борукаева (1955 г.) и его сотрудников, в каледонской зоне Центрального Казахстана выделяется направленный ряд вулканогенных формаций, последовательно и закономерно сменяющих одна другую во времени и в пространстве. Начинается история палеозойского вулканизма бошекульской спилито-кератофировой формацией нижнего — среднего кембрия. Формация сложена типичными для инициального вулканизма спилитами, диабазовыми порфиритами, альбитизированными порфиритами (в верхней части разреза формации), туфами этих вулканитов и осадочными породами, среди которых наиболее характерны яшмы. Выше по разрезу залегают флишевые отложения (сасыксорская формация), столь характерные для периода начальной инверсии геосинклинали и наблюдаемые в аналогичных условиях в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях.

После перерыва вулканизм возобновляется в верхнем кембрии — тремадоке и приводит к накоплению торткудукской андезитовой формации (в Чингизской зоне — андезито-базальтовой), сложенной роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами, их туфами и мелководными осадками. Накопление этой формации, по Р. А. Борукаеву, происходит в островных условиях, отложения торткудукской формации несут все тектоно-структурные черты так называемых наложенных брахисинклиналей.

Условия формирования торткудукской формации аналогичны таковым для нижних частей разреза островных андезитовых формаций Охотско-Ниппонской геосинклинальной зоны нижнемелового возраста, верхнемеловых андезитовых вулканических серий геосинклинали Малого Кавказа и целого ряда других областей.

Дальнейшее развитие вулканизма приводит, по Р. А. Борукаеву, к накоплению андезитовых (и более кислых) формаций ордовика: сарыбидаикской (O_2^1) и еркебидаикской (O_2^2) — в Северо-Восточном Казахстане, сарыпокинской (O_2^3) и сарыбидаикской — в Чингизской зоне.

Сарыбидаикская свита (O_2^1) сложена осадочно-вулканогенными породами типичной эпиконтинентальной порфиритовой формации: пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и дацитовыми порфирами. Широко развиты также разнообразны туфы. Для эффузивов весьма характерна бурая фаза преобразования, также являющаяся отличительной особенностью производных островного вулканизма.

Равным образом характерно переслаивание субэаральных продуктов островного вулканизма с нормально-осадочными морскими фациями. Подобная осцилляция движений вообще характерна для условий накопления островной андезитовой формации. Можно видеть, что, как и в других регионах, здесь в верхних частях разреза выделяются породы плагиолипаритовой или дацитовой субформации.

Ю. И. Лялин, Е. Е. Миллер и Л. Г. Никитина (1964, с. 52) следующим образом сравнивают эффузивы сарыбидайкской и торткудукской свит. Эти эффузивы «... практически неотличимы. . . . Если же судить по общему набору пород, то для торткудукской свиты характерно преобладание пироксеновых порфиритов андезито-базальтового состава, а для сарыбидайкской — андезитовых рогово-обманковых и плагиоклазовых порфиритов с крупными вкрапленниками полевого шпата и вишнево-бурой гематитизированной основной массой. По кислотности порфириты сарыбидайкской свиты относятся к группе пород андезито-дацитового состава».

Андезитовый вулканизм ашгиллия (O_3) и силура, по П. А. Борукаеву, происходил уже в субаэральных условиях сравнительно невысоких горных хребтов (жарсорская и шакшанская формации-свиты). Затем в силуре после таконской фазы тектогенеза и денудации этих хребтов — вдоль ослабленных зон, созданных германотипной тектоникой последних стадий геосинклинального развития Северного Казахстана (шансорская формация-свита).

По внешнему виду, как пишет Р. А. Борукаев (1955 г.), эффузивы шансорской формации почти ничем не отличаются от вулканогенных образований ашгиллия. Очевидно, жарсорские и шансорские эффузивы принадлежат к единому вулканическому комплексу и, по-видимому, к единому вулканическому циклу. Центры извержений этого цикла мигрируют во времени от ашгильского века до готландской (силурийской) эпохи с севера на юг. Пожалуй, наиболее бросающейся в глаза разницей является значительно большее количество пирокластов, главным образом агломератовых туфов и конгломератов в разрезе формации.

Отчетливо видно, таким образом, что по составу, литологии и палеогеографическим условиям накопления вулканогенные образования жарсорской и шансорской толщ полностью сопоставимы с вулканогенно-молассовой формацией как в пределах Охотско-Ниппонской геосинклинальной области Тихоокеанского подвижного пояса, так и в его восточном Американском секторе.

Значительно наличие специфических для этой позднеорогенной (позднегеосинклинальной) стадии развития Северного Казахстана интрузивных образований: роговообманковых диоритов, порфиритов, микродиоритов и особенно жерловых экстрезивных фаций тех же эффузивов, отмечавшихся в 1932 г. Д. С. Коржинским. Стирание грани между эффузивным и интрузивным магматизмом является также характерной чертой позднегеосинклинального вулканизма вулканогенно-молассовой формации (Василевский, 1973).

Девонский вулканизм в Северном Казахстане несет в себе черты завершающей стадии развития геосинклинального тектоно-магматического цикла. Наиболее широко распространенные преимущественно кислые эффузивы нерасчлененного нижнего и среднего девона относятся к образованиям типичной порфировой формации (Лялин, Миллер, Никитина, 1964). Нижняя часть формации составлена диабазами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами (сильно альбитизированными), а верхняя — липаритовыми порфирами, их туфами и игнимбритами*.

С вулканизмом живет-франского времени в каледонской зоне связано образование базальто-липаритовой формации, ассоциирующей с красноцветной наземной молассой. Приурочена данная формация к грабен-синклиналям, возникшим после проявления ниже-среднедевонского вулканизма.

* Вулканогенно-интрузивную формацию D_{1-2} следует относить по аналогии с другими регионами (Приморье, Охотско-Чукотская вулканогенная зона) уже к разряду позднеорогенных.

Из приведенного выше сопоставления вулканогенных формаций Северо-Восточного Казахстана с вулканогенными формациями такой молодой островной вулканической дуги (или вернее системы дуг), какой является Охотско-Ниппонская геосинклинальная область, можно сделать следующие основные выводы.

Вулканогенные формации Северного Казахстана также представляют собой формации, свойственные геосинклиналям, прошедшим в своем развитии стадии островных вулканических дуг. Интрузивные образования в связи с выделяющимися вулканогенными формациями древних и молодых островных дуг также аналогичны.

Металлогения вулканогенных формаций Северного Казахстана. Обращает на себя внимание значительное сходство металлогении рассмотренных палеозойских формаций Северного Казахстана с металлогенией молодых островных дуг. Прежде всего это относится к направленному ряду инициальных и субквентных (собственно орогенных) формаций.

Бошекульская спилито-кератофировая формация, равно как и спилито-диабазовая формация Охотско-Ниппонской геосинклинальной области, вмещает медно-молибденовое оруденение прожилково-вкрапленного типа в пропилитизированных породах (месторождение Бошекуль). Пропилитизации подвергаются как собственно вулканогенные породы, так и породы интрузий, характерных для этапа раннегеосинклинального магматизма: диориты и плагиограниты.

Пропилиты верхних горизонтов рудных зон Бошекульского медно-молибденового месторождения содержат прожилково-вкрапленную полиметаллическую минерализацию.

Для ранних стадий островного андезитового вулканизма характерны колчеданные барито-полиметаллические месторождения. Это прежде всего месторождения типа Куромоно. В Северном Казахстане сюда относится Торткудукское месторождение, в Чингизе — месторождения Акбастау и Космурун. Как и в месторождениях Куромоно, здесь могут быть выделены черные и желтые руды, характеризующиеся преобладанием, с одной стороны, сульфидов свинца, цинка и барита (черные руды, или Куроко), а с другой — сульфидов меди и пирита (желтые руды типов Око и Кейко). Отчасти последние разновидности руд наблюдаются в торткудукской формации, как это отмечает Р. А. Борукаев (1955 г.), в виде формации прожилково-вкрапленных медных руд.

Нужно заметить, что в той же мере сходными с рудами Куромоно являются и руды Майкаинского месторождения. Является ли это следствием сходства металлогении вулканогенных формаций конечной стадии инициального магматизма и начала орогенного островного, имеющих одинаковый андезито-базальтовый характер, либо руды Майкаинского месторождения имеют торткудукский, а не бошекульский возраст (как это предполагал в 1946 г. В. С. Коптев-Дворников), неясно.

Заканчивая сопоставление рудной минерализации в ранних субформациях островного андезитового вулканизма Северного Казахстана и вулканизма молодых островных дуг, отметим следующее. В аналогичной геологической позиции в молодых дугах и в Северном Казахстане находятся кварцево-жильные аналоги полиметаллических месторождений Куромоно. В Северном Казахстане они представлены месторождениями Западно-Александровской группы.

И, наконец, весьма показательной является приуроченность к одним и тем же продуктам островного андезитового вулканизма медно-цеолитового оруденения (Селтейское месторождение $См_1-O_1t$) в Северном Казахстане (Борукаев, 1955 г.) и на Командорских островах (о. Медный).

Верхняя субформация островного андезитового (точнее, уже андезиито-дацитового) вулканизма характеризуется в Северном Казахстане, как и в молодых островных дугах, четко проявленной рудной металлогенией. Корни рудоносности при этом уходят в ранний островной вулканизм.

В Северном Казахстане это ярко иллюстрируется примерами месторождений Аксу, Жана-Тюбе и Жолымбет. Разрезы метасоматически измененных пород торткудукской свиты на месторождениях так называемых кварцитовых горок Аксу весьма сходны по минеральному составу, характеру зональности и целому ряду других признаков с разрезами рудных зон на месторождении Торткудук.

Вулканогенно-молассовая формация Северного Казахстана, объединяющая жарсорскую и шансорскую формации-свиты, пока не имеет четкой металлогенической характеристики. Для подобных вулканогенных формаций молодых подвижных зон наиболее характерны вторичные кварциты фумарольно-сульфатарного типа. Возможно, эти метасоматические образования имеют место и в каледонской зоне Центрального Казахстана (месторождение Маятас), но не отличаются пока при геологических исследованиях от вторичных кварцитов порфировой формации нижнего — среднего девона.

Для порфировой формации (D_{1-2}) наиболее характерны высокоглиноземистые руды массивов вторичных кварцитов (Семиз-Бугу и др.), а также многочисленные проявления меднопорфирировых руд в связи с пропилитизированными штоками монцитит-порфириров. Более поздние стадии минерализации на месторождениях этого типа представлены сульфидами свинца и цинка. Последние могут образовывать и самостоятельные месторождения: Алайгыр, Мизек и др. Можно предполагать, что и Тургайское месторождение связано с кайдаульской (D_{1-2}) металлогенией и представляет собой обычную для поздних стадий порфирирового вулканизма сурьмяную (ртутно-сурьмяную) формацию. Анализ *пространственного размещения магматизма* в пределах геосинклинальных зон вообще и в Чингиз-Тарбагатайском вулканогенно-рудном поясе в частности показал, что все разнообразие первичных вулканогенных, а точнее магматогенных структур сводится к двум главным типам: линейному и изометричному. При этом устанавливается, что возникновение структур того или иного типа обуславливается не столько принадлежностью к определенной стадии геосинклинального развития, сколько характером геодинамического режима, реализующегося в виде явлений сжатия и растяжения, сочетающихся с нисходящими и восходящими движениями (Шарпенюк, 1974).

Если учесть, что возникновение линейных структур обуславливается процессами растяжения, а появление изометричных, в соответствии с принципом Кюри — Шафрановского (Шафрановский, 1968), возможно лишь при процессах, направленных вертикально, т. е. в условиях сжатия, то это означает, что они могут появляться только в пределах тех участков геосинклинальных поясов, которые испытывают режим хотя бы относительных воздыманий.

С тех же позиций геодинамического режима все вулканогенные формации собственно геосинклинальных зон по структурно-вещественному составу могут быть разделены на недифференцированные или слабодифференцированные, контрастные и последовательно дифференцированные (Некоторые вопросы . . . , 1970).

Породы недифференцированных формаций Чингиз-Тарбагатайского пояса (ерементауская серия, балькыбекская свита нижнего кембрия) формировались в условиях интенсивного горизонтального растяжения и преимущественных нисходящих движений. Вулканическая деятельность в разных прогибах

начиналась, протекала неодновременно и проявлялась с разной степенью интенсивности и длительности.

Наиболее широко породы формации распространены в Акбастауской зоне, где они слагают серию блоков, причем преобладание среди них лав (спилитов, афировых и миндалекаменных базальтов, вариолитов, диабазов) при небольшом количестве гялоккласитов и туфов позволяет говорить о том, что их накопление происходило главным образом в глубоководных условиях в результате деятельности линейно-трещинных подводных вулканов. Реликты таких вулканов можно наблюдать в виде линейных жерловых и субвулканических тел. Появление в стдельных случаях пирокластолитов и туфов говорит о том, что наряду с излиянием лав в условиях мелководных островов происходили также извержения, причем чередование лав и пирокластов свидетельствует о пульсационном и многократном поступлении материала в процессе формирования толщ.

Таким образом, основными вулканическими формами для пород недифференцированной яшмо-спилит-диабазовой формации Чингиз-Тарбагатайского пояса являются потоки и покровы лав и пирокластов, а также реликты линейно-трещинных вулканов.

В зонах, испытывавших на ранней стадии геосинклинального развития устойчивое геантиклинальное поднятие (Чингизский антиклинорий, Аркалыкский антиклинорий и др.), образовывались вулканы слабодифференцированных формаций (породы бошекульской свиты, джангабульской подсвиты и др.). Для этих формаций характерно, что пирокластические фации, чередующиеся с пачками вулканомиктовых пород, часто преобладают над эффузивами. Наряду с афировыми разновидностями облик пород часто порфиновый, состав монотонный андезито-базальтовый, трахиандезито-базальтовый. Субвулканические и жерловые образования, как и для пород недифференцированных формаций, отмечаются редко и обычно представляют собой линейно-трещинные тела — реликты палеовулканов.

Отмеченный характер вулканизма позволяет считать, что в нижнем — среднем кембрии в Чингиз-Тарбагатайском поясе наряду с линейно-трещинными вулканами существовали вулканы центрального типа. Структуры, возникавшие в результате их деятельности, представляют собой реликты шлаковых конусов, стратовулканов, т. е. первичные необращенные (Шарпенко, 1974) вулканические постройки. Форма их близка к округлой, падение пород периклинальное.

Анализ распределения пород слабодифференцированных формаций в пределах рассматриваемого пояса показывает, что наиболее мощные скопления грубообломочного пирокластического материала наблюдаются в районе хр. Кан-Чингиз и в междуречье Ачису—Аягуз, где и можно предполагать существование реликтовых необращенных структур округло-центрального типа.

Изометричные структуры имеют несколько иной характер в зонах относительных поднятий, резко сменяющих устойчивые прогибания. В этих зонах обычно широко распространены породы контрастных формаций: липарито-базальтовой, андезито-базальто-дацитовой (породы ащикольской, коксенгирской и других свит). Извержения центрального типа характерны только для кремнекислых составляющих этих формаций, причем продукты этих извержений обычно пространственно обособлены от трещинных излияний лав основного состава.

Среди пород кислого состава широко распространены (Центральс-Чингизская зона) жерловые, субвулканические и гиповулканические образования при почти полном отсутствии или незначительном развитии пирокластических

и эффузивных фаций. В этом случае образованные в процессе вулканизма структуры, реликты которых устанавливаются в горах Зербкызыл, Кадыр, в районе Кара-Аула и др., представляют собой независимо от эрозионного среза отдельные куполовидные экструзии или субвулканы, или сочетания таких форм при незначительном участии в них покровных фаций, т. е. овалыные необращенные структуры субвулканического типа.

В зонах, устойчивые прогибания которых по мере развития геосинклинального режима постепенно сменяются длительно существующими геоантиклинальными условиями, широко развиты породы последовательно дифференцированных формаций. В Чингиз-Тарбагатайском поясе к ним относятся образования сарышюкинской, намаской, абальской и других свит. В их составе принимают участие базальты, андезиты, дациты, нередко липариты, причем роль отдельных дифференциатов может быть различной в зависимости от конкретных условий развития региона.

Дифференциаты кремнекислого и отчасти среднего состава, которые свойственны извержениям центрального типа, представлены эффузивными (покровными и жерловыми), пирокластическими и интрузивными (субвулканическими, гиповулканическими и даже гипабиссальными) фациями. При этом в отличие от пород недифференцированной или контрастной формаций для эффузивных фаций характерны флюидалные и брекчиевые текстуры, среди пирокластических образований широко развиты такие типы, как спекшиеся туфы, а иногда и игнимбриты, значительная роль принадлежит эксплозивным брекчиям.

Характер толщ, сложенных породами последовательно дифференцированной формации, свидетельствует о пульсационном характере вулканизма. Отдельные импульсы излияния лав (часто с образованием куполовидных потоков) завершились внедрениями пород жерловой фации и выжиманием экструзивных куполов, обелисков, колонн. Иногда они сопровождались эксплозиями и перемежались с формированием субвулканических тел, размещавшихся, как правило, в пределах комагматичных вулканических построек. Форма жерловин обычно грибообразная с пологими куполовидными вершинами; покровные образования имеют преимущественно периклинальное падение, хотя отмечаются и центриклинальные.

В целом в такой тектонической обстановке возникают округлые и овалыные (удлиненные вдоль сквозных несинвулканических расколов), сложно построенные, часто асимметричные структуры. По составу слагающих их элементов они субвулканически-вулканические, поскольку эффузивные, пирокластические и субвулканические образования участвуют в них примерно в равных соотношениях. По отношению к тектонике структуры вулкано-тектонические (синвулканические) разломы проявлены в них интенсивно, имеют различные (радиальные и дугообразные) направления и заполнены многочисленными рвущими телами.

Как и другие типы изометричных структур собственно геосинклинальных зон, эти структуры относятся к классу необращенных (Л. Н. Шарпенюк, 1971, 1974 г.; Кольцевые структуры... , 1968). Элементами их являются главным образом положительные формы, хотя иногда в отличие от предыдущих двух типов отмечаются и отрицательные, представляющие собой кратерные вершинные кальдеры или кратерно-кальдерные провалы. Это, однако, не нарушает общего первичноположительного необращенного характера этих структур. Реликты таких структур устанавливаются в Сарышюкинском прогибе, в Акбастауской антиклинали и др.

Наиболее детально изучена и описана структура, названная А. Д. Каиповым (1970) Акбастау-Кусмурунской вулканокальдерой. Эта необращенная

структура представляет собой реликт крупного (9×12 км) средне-верхнеордовикского вулкана центрального типа, осложненного кальдерообразной впадиной. Породы, участвующие в строении структуры, колеблются по составу в общем направленно от базальтов до липаритов. Они образовались на разных глубинах. При этом среди пород базальтового и андезито-базальтового состава преобладают лавы, пирокластический материал составляет в них не более 20—30%.

Наибольший знак эксплозивности свойствен андезитам, тогда как для пород андезито-дацитового и дацитового состава характерно широкое развитие экструзивных и субвулканических фаций при подчиненном количестве потоков и покровов лав и туфов. Породы дацито-липаритового и липаритового состава также слагают обычно экструзивные купола и дайкообразные тела с флюидальной и брекчиевой текстурой, изредка отмечаются пирокластические фации.

По периферии структуры наблюдается периклинальное падение пород, которое к внутренней ее зоне сменяется центриклинальным, являющимся результатом кальдерообразного проседания вершинной части. Самое различное падение имеют комагматичные вулканитам экструзивные и субвулканические тела, заполняющие синвулканические дугообразные и радиальные трещины. С различными этапами формирования вулcano-тектонической структуры связаны проявления сернокопечеданного и медно-полиметаллического оруденения. В дальнейшем структура была усложнена последующими складчатыми деформациями и сквозными несинвулканическими расколами, так что реставрируется она, как и прочие структуры в Чингиз-Тарбагатайском поясе, с большим трудом. Аналогичные соотношения вулканизма и оруденения описываются И. Б. Серавкиным (1970) для Урала.

Качественный скачок в характере вулканогенных структур наблюдается в Чингиз-Тарбагатайском поясе с силура, когда после начальной инверсии были созданы островные условия, постепенно охватившие значительную часть пояса. В этот период происходило образование пород островной андезит-базальтовой и вулканогенно-молассовой формаций на фоне значительных по интенсивности и различиям по характеру тектонических движений. Именно это и обусловило сочетание в геодинамическом режиме этого периода явлений сжатия и растяжения, опускания и воздымания, а также большое разнообразие первично-вулканических структур.

В связи с тем что геоантиклинальные куполовидные поднятия все разрастались и роль процессов воздымания все увеличивалась, наряду с сохранившимися от предшествующих этапов развития региона унаследованными линейно-трещинными формами (шовные остаточные прогибы) и широко развитыми округло-овальными необращенными структурами появляются новые — компенсационные обращенные, которые по мере накопления вулканогенного материала преобразовывались из первичноположительных по морфологии куполовидных вулканических построек в брахиформные мульды — впадины.

Структура такого типа отмечается многими исследователями в районе горы Жумак. Слагающие структуру вулканиты (базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, среди которых в верхних частях разреза появляются маломощные прослои дацитов, порфиров и липаритов) образуют овальную мульду с довольно крутым центриклинальным падением пород в периферической части и пологим — во внутренней.

Ядерная часть структуры сложена андезито-базальтовыми порфиритами, комагматичными покровным вулканитам и слагающими крупное изометричное

в плане субвулканическое тело. Аналогичными порффирами образованы межпластовые интрузии, заполнившие полукольцевые синвулканические трещины, возникшие в процессе формирования структуры. Реликты аналогичных структур отмечаются в горах Коксенгир, Кайнар и др. Следует также отметить, что обращенные структуры такого типа встречаются не только как самостоятельные, чаще они лежат в основании сложных систем центрально-кольцевых структур, представляющих собой долгоживущие центры магматизма (Кайнар, Коянды, Машан и др.).

В дальнейшем по мере развития орогенного девонского магматизма и накопления пород ряда порфировых формаций компенсационные обращенные центрально-кольцевые структуры приобретают все большее значение и вытесняют необращенные практически до полного исчезновения (Шарпенюк, 1971, 1974; Кольцевые структуры. . ., 1968).

Характер обращенных центрально-кольцевых структур во времени несколько меняется (Шарпенюк, 1971): постепенно все большее значение в их строении приобретают интрузивные комплексы и структуры вулканического типа сменяются вулканоплутоническими, а затем плутоническими; направленно изменяется состав и характер слагающих их вулканитов, механизм их формирования и т. д. Однако более подробно все эти закономерности будут рассмотрены при описании обращенных центрально-кольцевых структур Центрально-Казахстанского вулканического пояса, где они развиты наиболее широко и полно, а здесь рассмотрим лишь в качестве примера строение Машанской центрально-кольцевой структуры.

Впервые Машанская структура была описана как девонский вулканический аппарат в 1959 г. Л. Г. Никитиной.

В соответствии с данными перечисленных исследователей Машанская структура ограничена по периферии кольцевым разломом и имеет в плане удлиненную в широтном направлении (17×23 км) форму. Фундамент ее сложен песчано-алевролитовой толщей среднего ордовика, осадочно-вулканогенными породами верхнего ордовика и гранитоидами позднесилурийского возраста.

Остатки покровного комплекса, относимые к кайдаульской свите, сохранялись в периферической части структуры, где они под углом $20-30^\circ$ падают к центру и слагают реликтовую мульду. Нижняя толща кайдаульской свиты, состоящая из андезитов, андезито-дацитов и дацитов с редкими прослоями альбитофиров и их туфов, имеет в горах Машан мощность около 600—700 м. Верхняя толща, представленная красновато-коричневыми лавами, туфолавами и лавобрекчиями липаритовых порфиров, имеет мощность около 400 м.

Тесно пространственно и генетически с эффузивами связаны субвулканические образования. Одни из них, образующие извилистые дайкообразные тела в западной части структуры, сложены диоритовыми порффирами; гранодиорит-, андезито-дацит- и плагиопорфирами, идентичными по составу и химизму некоторым покровам нижней толщи кайдаульской свиты. Другие, слагающие многочисленные изометричные или слабо удлиненные небольшие тела светлоокрашенных липаритовых порфиров, практически не отличимы от покровных кислых лав.

Во внутренней возвышенной части Машанской структуры, отделенной от периферической кольцевым денудационно-тектоническим уступом, широко развиты флюидальные микрогранит-порфиры и липаритовые порфиры, образующие экстррузивные купола. Эти породы возникли, вероятно, как последние выжимки лав, аналогичных эффузивам верхней толщи, местами полого залегающих на них.

Экструзивные купола в свою очередь прорваны хорошо раскристаллизованными граносиенит-порфирами и щелочными гранит-порфирами, петрохимический состав которых сходен с составом некоторых покровов липаритовых порфиров повышенной щелочности. На современном эрозионном срезе граносиенит-порфиры образуют массив площадью около 20 км², представляя собой как бы центральный интрузив, столь характерный для структур такого типа.

По периферии Машанской структуры непрерывно прослеживается кольцевая в плане, коническая по форме дайка. Мощность ее меняется от 200 до 500 м, на отрезках с близмеридиональным простиранием она разбивается на несколько параллельных. Падает она к центру структуры под углом 70—80° на севере и 50—55° на юге, иногда выполаживаясь до горизонтального залегания на западе и востоке.

Сложена эта дайка главным образом граносиенит-порфирами, аналогичными центральному штоку, но в ее строении принимают участие и более ранние образования: флюидалные липаритовые порфиры и гранит-порфиры, аналогичные породам внутрикольцевых экструзивных куполов. Они выполняют серию трещин, параллельных главной кольцевой дайке, особенно многочисленных на востоке и северо-востоке структуры; изредка встречаются радиальные дайки.

В целом район гор Машан представляется нам сложной системой разновозрастных и разнотипных обращенных кольцевых структур, унаследовавших единый центр — единую зону проницаемости в течение всего девонского магматизма.

Подводя итоги анализу пространственного размещения вулканизма в пределах каледонского Чингиз-Тарбагатайского вулканогенного пояса, можно сказать, что в этом поясе наиболее распространены структуры, возникшие в результате собственно гессинклинального развития региона, т. е. линейно-трещинные и округлые необращенные, тогда как обращенные центрально-кольцевые структуры развиты незначительно, локально и приобретают более широкое значение в примыкающем к Чингиз-Тарбагатайскому с юго-запада девонском поясе.

СЕВЕРО-СКАНДИНАВСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ ПОЯС

На севере Балтийского щита, в пределах Кольского полуострова и Северной Лапландии располагается субширотный вулканогенный пояс протяженностью около 650 км. Пояс сложен кислыми и основными вулканическими, в подчиненном количестве интрузивными, а также вулканогенно-осадочными породами. Образования пояса наблюдаются на площади около 40 тыс. км². Возраст пород протерозойский.

Они претерпели складчатость и метаморфизм в карельскую фазу докембрийского диастрофизма и обычно именуется карелидами. Нужно заметить, однако, что граница между карелидами и более нижним структурным этажом — беломоридами — в ряде районов сильно размыва и условна. Привлекаемое в настоящее время объяснение этого факта тем, что беломориды были вовлечены в карельский диастрофизм и переработаны в карельском плане, отражает скорее факт неразработанности вопросов формационного состава и возрастных особенностей метаморфизма беломорид и карелид.

Раздел понимается как чисто возрастной и не отражает перестроек тектонического плана, адекватных смене тектонического режима различных складчатых систем. Возможно, перестройки этого периода ствечают инверсиям раннегеосинклинальных структур беломорид в раннеорогенные, начинающиеся ранними карелидами. Все последующее изложение убеждает нас в правомерности такого понимания истории Северо-Скандинавского вулканогенно-рудного пояса.

Северо-Скандинавский пояс карелид состоит из двух крупных обособленных структур, разделенных Лапландским глубинным блоком, представляющим собой выступ на дневную поверхность образований базальтового слоя земной коры (В. В. Жданов, 1968 г.). На западе пояса расположена Северо-Лапландская структура протяженностью около 200 км при ширине от 20 до 50 км. Восточная часть пояса представлена Центрально-Кольской структурой, протяженностью около 390 км при ширине от 30—50 км на флангах до 150 км в центре.

Геологическая схема Северо-Скандинавского вулканогенно-рудного пояса с элементами внутреннего строения отдельных структур (рис. 35) составлена на основании международной геологической карты Европы масштаба 1 : 1 500 000, изданной в г. Ганновере в 1964—1971 гг. Некоторая нечеткость границ обусловлена, как считают, частичным вовлечением в карельскую зону складчатости беломорского гнейсового комплекса архея. В результате граница карелид и беломорид приобретает различные очертания, что допускает упоминавшуюся вольность при ее определении.

В строении карелид Северо-Скандинавского пояса отчетливо выделяются два структурных этажа. Нижний, или раннекарельский этаж сформирован полыми синклинорными структурами, осложненными рядом куполовидных поднятий. Доминирующими породами являются основные и кислые вулканиты. Осадочные породы пользуются более ограниченным развитием. Все образования объединены в тундровую и лебяжинскую серии.

Среди пород тундровой серии известны крупные месторождения магнетитовых кварцитов (Сер-Варангер), генетически связанные с процессом накопления вулканогенного комплекса пород. К образованиям нижнего этажа приурочены массивы гранитоидов трех формационных типов: 1) мигматит- и анатектит-граниты и гранодиориты купольных структур, не несущие рудной минерализации; 2) интрузивные граниты типа рапакиви с оловянной и молибденовой минерализацией; 3) щелочные граниты с редкоземельной минерализацией.

Образования верхнего, или позднекарельского этажа локализованы в виде узких линейных структур типа Имандра-Варзугской, мульдообразных прогибов типа Печенгской мульды или небольших блоков (грабенов среди древних пород) типа структуры Устьпоной—Снежинской. Доминирующими породами этих структур являются основные вулканогенные породы, в резко подчиненном количестве присутствуют ультраосновные и кислые вулканиты и осадочные породы. Все они объединены в печенгскую и имандра-варзугскую серии. К образованиям этих серий приурочены основные, реже ультраосновные интрузии

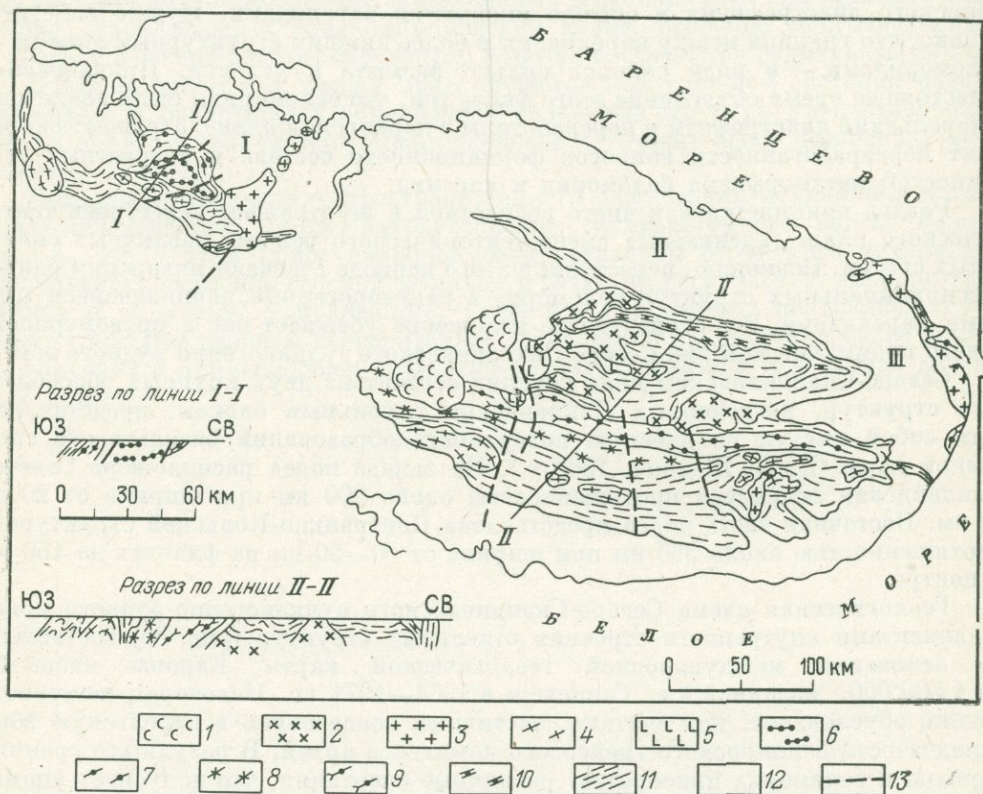


Рис. 35. Схематическая геологическая карта Северо-Скандинавского вулканогенно-рудного пояса:

1 — интрузии нефелиновых сиенитов; 2 — интрузии щелочных сиенитов; 3 — интрузии гранитов типа рапакиви; 4 — гранитоиды купольных структур; 5 — интрузии габбро и габбро-диоритов; 6 — печенгская серия (три нижних свиты); 7 — печенгская серия (верхняя свита); 8 — имандра-варзугская серия (три верхние свиты); 9 — имандра-варзугская серия (три нижние свиты); 10 — кейвская свита; 11 — тундровая и лебяжинская серии; 12 — породы архейского фундамента; 13 — тектонические нарушения. Структуры: I — Северо-Лапландская; II — Центрально-Кольская; III — Устьпоной-Снежинская

габбро-норитового и габбро-перидотитового состава с сульфидной медно-никелевой минерализацией.

Как самостоятельная структура верхнего этажа рассматривается узкая кейвская синклиналь, сложенная преимущественно осадочными породами, объединенными в кейвскую свиту, прорванными пластовыми интрузиями основного состава (рис. 36).

Все породы Северо-Скандинавского пояса в той или иной степени метаморфизованы. Максимальный метаморфизм, отвечающий условиям амфиболитовой фации, проявлен в породах нижнего структурного этажа. Для пород верхнего этажа характерен полифациальный метаморфизм. В центральной части отдельных региональных структур он не превышает условий фации зеленых сланцев, возрастая к их периферии до эпидот-амфиболитовой, редко амфиболитовой фации.

Центрально - Кольская структура. Эта крупная структура карелид сложена двумя осадочно-вулканогенными комплексами. К ранним карелидам относится лебяжинская серия, к поздним — имандра-варзугская серия и одновозрастная ей, но автономная в структурном плане кейвская свита.

Породы лебяжинской серии широко распространены в центральной части Кольского полуострова, где занимают площадь около 6000 км², слагая большую часть Центрально-Кольской мегасинклинорной структуры. Лебяжинская серия на севере по зоне регионального разлома граничит с архейскими гранитоидами Мурманского блока. На юге, южнее Имандра-Варзугской структуры, образования лебяжинской серии ограничены зоной развития архейской беломорской серии.

В лебяжинской серии выделяются три свиты: кислугбская, пялочная и арваренчская. В основании лебяжинской серии наблюдается горизонт конгломератов с хорошо окатанной галькой плагиогранитов. Судя по химическому составу пород и их реликтовым структурам, низы лебяжинской серии представляют

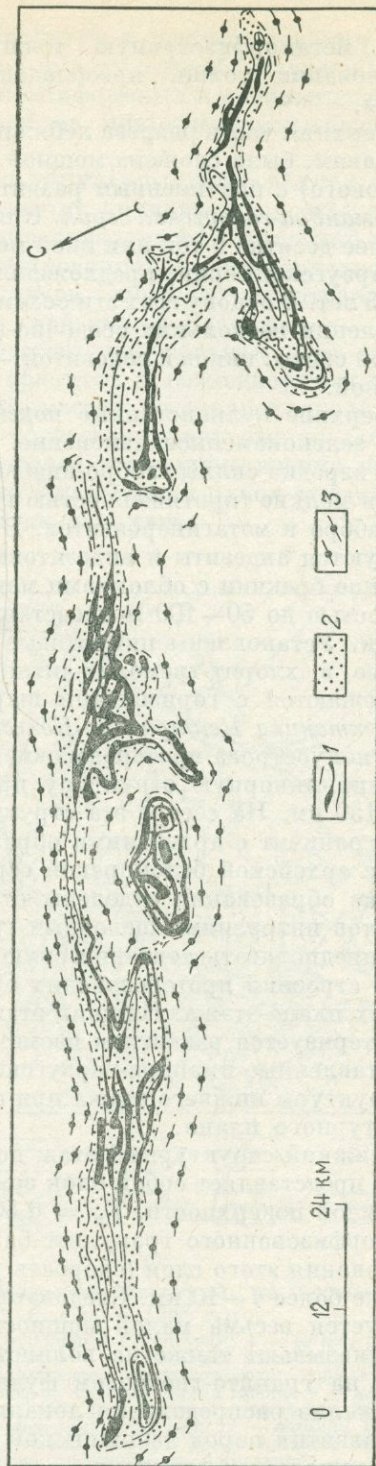


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Кейвской синклинальной структуры: 1 — основные интрузии; 2 — сланцы кейвской свиты; 3 — гнейсы и сланцы лебяжинской серии

собой метаморфизованную толщу основных, реже средних эффузивов. В основании толщи преобладают туфогенные, а в верхах излившиеся породы.

Верхняя часть разреза лебяжинской серии (арваренчская свита), по тем же признакам, была сложена мощной толщей вулканитов кислого состава (риолит-дацитового) с подчиненным развитием дацитов, андезитов и диабазов.

Имандра-варзугская серия. К настоящему времени в литературе фигурирует не менее десятка в той или иной мере различных стратиграфических схем имандра-варзугской серии, предложенных рядом авторов на протяжении последних 12—15 лет. В основу всех этих схем положено представление о последовательном накоплении нескольких осадочно-вулканогенных свит, с двучленным делением каждой свиты: нижней подсвитой — существенно осадочной и верхней — вулканогенной.

Верхние вулканогенные подсвиты сложены обычно породами, претерпевшими зеленокаменное изменение. Это диабазовые и миндалекаменные порфириды, изредка sillы габбро-диабазов и тонкие прослой основных туфов. Встречаются мелкие (протяженностью несколько десятков метров) линзовидные тела метагаббро и метагипербазитов. В некоторых районах подчиненным развитием пользуются андезиты и андезитовые порфириды, агломератовые лавы и вулканические брекчии с обломками мандельштейна и диабазы. Пластовые интрузии мощностью до 50—100 м представлены габбро и апоперидотитовыми серпентинитами. Установлены пикритовые порфириды, метапикриты, частично превращенные в хлорит-тремолит-актинолитовые породы. Ультраосновные породы перемежаются с горизонтами шаровых лав.

Тектоника Центрально-Кольской структуры. В центральной части Кольского полуострова протерозойские образования слагают крупную субширотную блок-синклинорную структуру протяженностью 200—350 км при ширине до 100—150 км. На севере эта структура по зоне регионального глубинного разлома граничит с архейскими образованиями Мурманского блока. Южная граница с архейской беломорской серией стратиграфическая. На западе протерозойские образования отделены от раннеархейского комплекса гиперстеновых диоритов интрузиями щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов, что позволяет предполагать тектоническую природу границы (рис. 37).

В строении протерозойских образований отчетливо выделяется два структурных плана-этажа. Нижний этаж, сложенный породами лебяжинской серии, характеризуется развитием изометричных форм. Образования верхнего этажа, представленные имандра-варзугской серией и кейвской свитой, накладываются на структуры нижнего этажа при отчетливом линейном характере собственного структурного плана.

Нижний структурный этаж по данным глубинного сейсмического зондирования представляет собой блок земной коры с высоким положением (3—3,5 км) граничной поверхности, $V_p = 6,50—6,65$ км/с, характерной для верхней части метаморфизованного гранулито-базитового (базальтового) слоя. Неизменные образования этого слоя (скорость упругих волн 6,8—6,9 км/с) залегают на глубине не более 7—10 км. Следовательно, вся рассматриваемая структура характеризуется весьма малой мощностью гранитного слоя земной коры. Данные ГСЗ указывают также на волнистый характер залегания пород лебяжинской серии на гранито-гнейсовом фундаменте.

Анализ распределения локальных минимумов силы тяжести для территории развития пород лебяжинской серии указывает на доминирующее развитие здесь купольных структур.

На основании анализа геологических структур и дешифрирования аэрофотоснимков Д. Д. Мирская (1972 г.) пришла к выводу о преобладающем развитии в строении нижнего структурного этажа брахиформных и купольных структур с диаметром от единиц до десятков километров, при отчетливом общем широтном простирании пород.

Наиболее ярко выраженные купольные структуры наблюдаются вдоль северной и особенно южной границы зоны развития имандра-варзугской серии. К юго-западу от нее выделяется крупный эллипсоидальный Ингозерский купол с длинной осью протяженностью 25 км, ориентированной в северо-западном направлении. По периферии купольная структура сложена мигматизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами.

Степень их мигматизации к центру возрастает; центральная часть купола сложена массивным плагио-микроклиновым гранитом и гранодиоритом с участками пегматоидной структуры. Гранитный массив составляет около 25% площади купола; кроме того, более мелкие согласные гранитные тела с расплывчатыми очертаниями благодаря обрамляющей зоне мигматизации наблюдаются в западной части купола. Обрамляется Ингозерский купол слюдястыми и амфиболовыми сланцами кислугбской и пясчной свит.

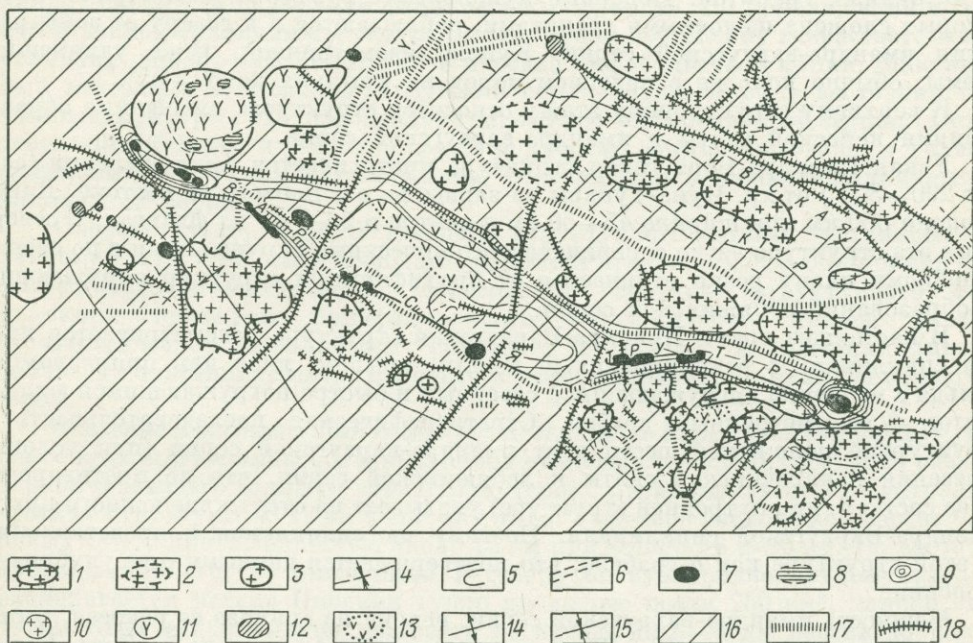


Рис. 37. Карта элементов тектоники Центрально-Кольской структуры, по геофизическим данным (М. Я. Цирульников, Р. С. Сокол, 1968 г.):

1 — локальные минимумы силы тяжести, соответствующие купольным структурам; 2 — то же, выделено менее точно; 3 — зоны гранитизации; 4 — древнейшие прогибы; 5 — оси линейных магнитных аномалий; 6 — оси электропроводности; 7 — локальные максимумы силы тяжести, соответствующие корням древних вулканов; 8 — локальные максимумы силы тяжести, связанные со слепыми телами габбро; 9 — изохимичность осадочно-вулканогенных пород (проведены через 1 км); 10 — интрузии кислого и щелочного состава; 11 — нефелиновые сиениты; 12 — ультраосновные-щелочные интрузии; 13 — массивы основных пород; 14 — оси антиклиналей; 15 — оси синклиналей; 16 — зоны разломов до поверхности Мохоровичича; 17 — разломы фундамента; 18 — мелкие тектонические нарушения

Судя по структуре восточного обрамления Ингозерского купола, где выходят образования панаречинской свиты, приуроченные к крылу положительной купольной или антиклинальной структуры, можно утверждать, что кислые слюдитые сланцы панаречинской свиты лежат на амфиболитах пялочной свиты. Таким образом, структурная позиция этих сланцев подтверждает одновозрастность пород пялчонной и арваренческой свит. О сходстве их состава говорится в разделе стратиграфии.

К востоку от Ингозерского протягивается целый ряд купольных структур. К югу от зоны основных вулканитов имандра-варзугской серии расположены удлиненные купола — валы с длинной осью протяженностью около 50 км, простирающиеся на северо-запад: Сегозерский купол, сложенный слюдитыми сланцами кислогубской и обрамленный амфиболитами пялочной свиты, и верхнестрельнинский купол, центральная часть которого сложена гранитами и гранодиоритами, обрамленными мигматизированными гнейсами и сланцами лебяжинской серии.

Гранитоиды купольных структур подробнее рассматриваются в специальном разделе. На восточном краю полосы купольных структур расположен округлый Чапомский купол диаметром 18 км. По периферии он сложен амфиболовыми сланцами пялочной свиты, в центре — мигматитами и рядом мелких тел пегматоидных гранитов. Подсбные купольные структуры, центральная часть которых сложена щелочными гранитами, наблюдаются и к северу от зоны развития имандра-варзугской серии. Купола изометричной, реже удлиненной формы, обычно пологие с падением пород на крыльях до 30—35°.

К верхнему структурному этажу относятся структуры, сложенные образованиями кейвской свиты и имандра-варзугской серии.

Узкая Имандра-Варзугская структура протягивается в направлении (азимут 290—300°) от хр. Чуна-Тундры на западе до оз. Бабьего на востоке. Длина ее около 350 км при ширине 45—50 км в центре и 5—8 км на флангах. С севера и юга эта структура четко ограничена тектоническими нарушениями и по своему линейному плану резко отличается от брахиформных структур окружающих ее образований лебяжинской серии.

В настоящее время Имандра-Варзугская структура рассматривается либо как синклиналь с редуцированным южным крылом, либо как приразломная мульда с медленно погружающимся северным и быстро погружающимся южным бортом — асимметричный грабен. Стратиграфическая последовательность и структурное положение шести свит имандра-варзугской серии (при условии отнесения панаречинской свиты к лебяжинской серии, что не противоречит ни ее составу, ни внутренней структуре) указывает на отсутствие южного крыла Имандра-Варзугской синклинали. Поэтому мы склоняемся к представлению об этой структуре как о грабене, что подтверждается данными о ее глубинном строении.

Мощность имандра-варзугской серии, исходя из анализа ее разреза, достигает в центре структуры 10—12 км, уменьшаясь на флангах до 5—7 км. Расчет гравитационной аномалии позволяет оценить мощность этой серии соответственно в 9—10 км и 4—6 км с локальными прогибами в западном и восточном замыканиях структуры. В этих прогибах анализ локальных гравитационных аномалий устанавливает присутствие корневых частей древних вулканических сооружений. Цепочка подводящих вулканических каналов — жерловин установлена этим методом вдоль всего южного ограничения Имандра-Варзугского грабена. Вулканические образования, относимые к жерловой фации, установлены в южном обрамлении грабена (Пушкин, Скуфьин, 1971 г.), в плане они

образуют постройки изометричной формы площадью от 0,5 до 2 км², сложенные оливино-пикритовыми базальтами и их эруптивными брекчиями.

Данные глубинного сейсмического зондирования показывают, что породы имандра-варзугской серии, ограниченные с севера мощной базитовой интрузией Панских тундр, погружаются, постепенно выходя к югу, где мощность всей серии максимальна и достигает 11—12 км. На юге образования серии ограничены глубоко заложением тектоническим нарушением с крутым южным падением, за которым выходят породы лебяжинской серии мощностью не более 3—4 км, подстилаемые образованиями гранитного слоя земной коры. Под Имандра-Варзугской структурой на глубине около 12—13 км четко фиксируется отражающая поверхность, являющаяся границей основных вулканогенных пород имандра-варзугской серии и образований гранулит-базитового (базальтового) слоя земной коры. Таким образом, имандра-варзугский грабен относится к специфическому типу структур локальной океанизации материковой земной коры, лишенных гранитного слоя (В. В. Жданов, 1972 г.).

Метаморфизм. Протерозойские образования центральной части Кольского полуострова в различной степени метаморфизованы. Наиболее слабый метаморфизм наблюдается в центральной части Имандра-Варзугской структуры в пределах развития пород умбинской свиты, где изменения соответствуют условиям хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев. По приближению к северной и южной границам структуры метаморфизм постепенно возрастает, отвечая условиям эпидот-амфиболитовой и изредка амфиболитовой фаций. Максимальный метаморфизм имандра-варзугской серии наблюдается в восточном окончании структуры, где преобладают продукты амфиболитовой фации. Породы лебяжинской серии и кейвской свиты полностью метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, относящейся к кианит-сидлиманитовой фациальной серии.

Следовательно, породы нижнего структурного этажа метаморфизованы равномерно по всей своей площади развития и представляют собой пример монофациального метаморфизма. Образования верхнего структурного этажа являются примером полифациального метаморфизма, причем характер метаморфической зональности совпадает с эпурой напряжений (преимущественно тангенциальных) в процессе деформации пород имандра-варзугской серии.

Основные и ультраосновные интрузии Имандра-Варзугской структуры. Наиболее крупные массивы основных пород размещаются вдоль северного разлома, ограничивающего имандра-варзугскую серию, преимущественно в центральной части ее структуры. В 12 км к востоку от оз. Умбозеро расположен массив Федоровых тундр протяженностью около 15 км при мощности 5—6 км. На восточном продолжении его, но смещенный к северу по субмеридиональному разлому, располагается массив Панских тундр площадью почти 250 км², длиной около 80 км. При максимальной мощности на западе до 6—8 км массив постепенно выклинивается к востоку.

По возрасту эти интрузии близки к образованиям имандра-варзугской серии, с которыми образуют единую структуру.

Интрузии Панских и Федоровых тундр относятся к типу стратифицированных массивов, сложенных преимущественно габброидами с подчиненным развитием ультраосновных пород, приуроченных к донной части тел. Мощность отдельных слоев колеблется от десятков до сотен метров, падают они к югу под углом 30—40°. Прототектоника массивов в общих чертах согласна со структурой имандра-варзугской серии.

Среди образований лебяжинской серии к югу от Имандра-Варзугской структуры расположено несколько массивов, по составу близких массиву Панских тундр. Эти основные интрузии прорывают сланцы лебяжинской серии и включают их ксенолиты. Наиболее крупный Пялицкий массив линзовидной формы, размером 6×17 км, с простираанием длинной оси в северо-восточном направлении (поперек простираания Имандра-Варзугской структуры). Верхне-Стрельнинский массив имеет изометричную форму, диаметр около 10 км. Доминирующими породами обоих массивов являются слабо метаморфизованные габбро и габбропориты.

Особый интерес вызывают небольшие массивы длиной до 1—3 км и мощностью до 100—150 м, расположенные в пределах Имандра-Варзугской структуры и приуроченные к осадочным породам нижнеильмозерской подсистемы. Сложены эти массивы метаморфизованными габбро и гипербазитами, в них отмечается сульфидная вкрапленность. В настоящее время эти массивы еще мало изучены, но по составу пород и структурному положению интрузий они похожи на массивы никеленосного габбро-гипербазитового комплекса Печенгской структуры и поэтому заслуживают особого внимания как перспективные на сульфидное медно-никелевое оруденение.

Гранитоиды Центрально-Кольской структуры развиты широко среди пород лебяжинской серии, занимают до 20% их площади. Выделяется три последовательно формирующихся типа гранитов: 1) мигматиты и плагио-микроклиновые граниты купольных структур; 2) плагио-микроклиновые и микроклиновые пегматоидные граниты; 3) щелочные граниты.

Массивы гранитов купольных структур формируют согласные тела, приуроченные к ядрам изометричных куполов или куполов-валов, соответственно в плане форма их округлая или эллипсоидальная. Площадь массивов колеблется от единиц до десятков квадратных километров. Для гранитных массивов купольных структур характерен постепенный переход к вмещающим породам. В их экзоконтакте развита широкая зона мигматитов по сланцам лебяжинской серии, мощность которой иногда значительно превосходит мощность гранитов.

Затем следует зона мелко- и равномернозернистых мигматит-гранитов с гнейсовидной текстурой и реликтовыми темноцветными минералами вмещающих сланцев. С усилением процесса гранитизации порода превращается в среднезернистый биотитовый или биотит-мусковитовый гранит и затем в лейкократовый порфиробластический гранит интрузивного облика, слагающий центральную — ядерную часть куполов. С гранитами ассоциируют секущие жилы того же состава, но различной структуры, начиная от мелкозернистых аплитов и кончая грубозернистыми пегматитами.

Установлено активное воздействие этих гранитов на габброиды Цагинского массива (одновозрастного массивам Панских и Федоровых тундр), которые в экзоконтактной зоне окварцованы и сильно амфиболлизированы. В граните встречаются ксенолиты метагаббро. Следовательно, граниты купольных структур формируются после крупных габбровых интрузий, лежащих в основании и воздействующих на породы имандра-варзугской серии.

Типичным для группы пегматоидных интрузивных гранитов является Стрельнинский массив, расположенный в среднем течении р. Стрельны. Он имеет удлиненную форму, северо-северо-восточное простираание, почти перпендикулярное Имандра-Варзугской структуре. Протяженность его около 35 км при ширине от 5 до 8 км.

Стрельнинский массив относится к типу приразломных интрузий. Приурочен он к нарушению, проходящему по границе архейского и протерозойского

структурных ярусов. Граниты секут вмещающие породы, воздействуя на них (ослюденение, микроклинизация) и включая их многочисленные ксенолиты. Характер контактов всегда интрузивный. Жилы этих гранитов секут мигматиты и граниты купольных структур.

Большая часть Стрельнинского массива сложена биотитовым или двуслюдяным крупно- и неравномернозернистым гранитом с линзовидными или пластообразными обособлениями пегматита того же состава, иногда с флюоритом. Химический состав всех разновидностей гранитов этого массива ультракислый с заметным обогащением щелочами.

Несколько мелких изометричных массивов пегматоидных гранитов площадью 0,2—0,5 км² известны в верховьях р. Стрельны. Расположены они среди сланцев арваренчской и цялочной свит, имея с ними отчетливые интрузивные контакты. Граниты этих массивов часто подвержены интенсивным послемагматическим изменениям: эндоконтактовой альбитизации и грейзенизации, сопровождающейся формированием маломощных кварц-мусковитовых прожилков, рассекающих граниты и вмещающие их сланцы.

Щелочные граниты широко распространены в центральной части Кольского полуострова, где они приурочены к крупным тектоническим нарушениям по границам региональных складчатых структур.

Западно-Кейвский массив представляет собой межформационную пластовую интрузию, приуроченную к границе структур беломорской и лебяжинской серий архея и протерозоя, площадью около 2000 км² при мощности 0,2—0,5 км. Преобладающими его породами являются массивные средне- и крупнозернистые эгирин-арфведсонитовые граниты.

Щелочные граниты энергично воздействуют на вмещающие их сланцы: в экзоконтактовой зоне массива наблюдаются мелкозернистые полосчатые мигматит-граниты щелочного состава с повышенным содержанием магнетита. Они постепенно переходят в мелкозернистые гастингситовые сланцы. Мощность этой зоны достигает нескольких сот метров.

Со щелочными гранитами Западно-Кейвского массива связаны крупные жилы амазонитовых пегматитов. Возможно, с ними также связано формирование редкометалльных пегматитов района Колмозеро—Воронья.

Массив Белых тундр — пластовая интрузия площадью 2000 км² и мощностью первые сотни метров. Расположен массив по границе структур лебяжинской и имандра-варзугской серий, в лежащем боку габбровой интрузии Панских тундр. Щелочные граниты полого погружаются к югу, создавая с массивом габбро единый структурный рисунок. Обе эти интрузии контролируются одним тектоническим нарушением. В экзоконтактовой зоне мощностью 10—15 м габбро рассланцованы, амфиболлизированы и инъецированы жилками гранита. В эндоконтактовой зоне развиты мелко- и среднезернистые эгириновые граниты, в то время как доминирующие породы массива представлены массивными средне-крупнозернистыми эгирин-арфведсонитовыми гранитами с порфиробластами микроклин-пертита.

Ряд относительно небольших массивов щелочных гранитов известен к югу от Имандра-Варзугской структуры. Массивы приурочены к линейной зоне куполовидных структур так называемого внутреннего пояса. Типичным является массив оз. Пурнач. Форма его в плане эллипсоидальная с простиранием длинной оси на северо-запад (согласное с простиранием Имандра-Варзугской структуры) и площадь около 44 км². Залегает массив в ядре куполовидной структуры, сложенной амфиболитовыми сланцами цялочной свиты. Внутренняя структура гранитного массива согласна со

структурой вмещающих пород: массив является органической частью купольной постройки.

Установлена концентрическая зональность массива щелочных гранитов. Внешняя зона его сложена гнейсовидными среднезернистыми арфведсонит-эгириновыми гранитами, средняя — слабогнейсовидными или массивными средне-крупнозернистыми эгирин-арфведсонитовыми гранитами. Центральная наиболее возвышенная часть купола образована массивными крупнозернистыми эгирин-арфведсонитовыми гранитами. На участке максимального эрозионного

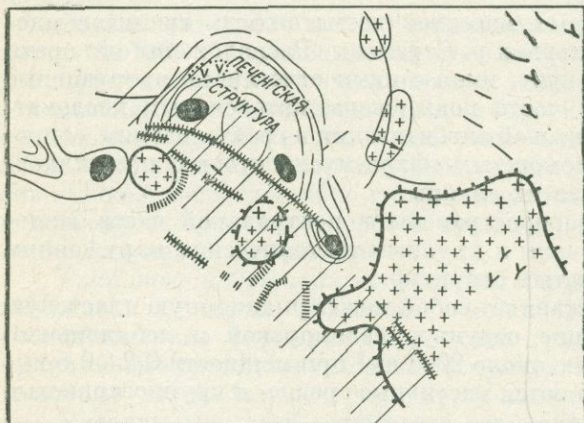


Рис. 38. Карта элементов тектоники Северо-Лапландской структуры, по геофизическим данным (М. Я. Цирюльников, Р. С. Сокол, 1968 г.).
Условные обозначения см. на рис. 37.

Северо-Лапландская структура. Северо-Лапландская структура расположена на севере Русской Лапландии, заходя узкой полосой в пределы Северной Норвегии. Эта структура сложена образованиями двух серий: нижней — тундровой, протягивающейся широкой полосой почти на 200 км от тундр Кеулик-Кенерим на востоке до района северней оз. Инари на западе, верхней — печенгской, слагающей мульду площадью около 1300 км² с центром в районе горы Матерт. Эта мульда примыкает с севера к линейной зоне развития пород тундровой серии (рис. 38).

В составе тундровой серии выделено две свиты: тольпвид-кеулик и пороярвинская. Мощность свиты тольпвид-кеулик около 2000 м. В основании свиты развита пачка мощностью 200—300 м биотитовых сланцев с прослоями сланцеватых амфиболитов. Затем следует слой мощностью от 300 до 1000 м амфиболовых сланцев и порфиробластических амфиболитов с прослоями биотитовых сланцев. Верхняя часть разреза представлена мусковитовыми и двуслюдяными кварцитовидными сланцами мощностью 500—1000 м. Мощность пороярвинской свиты на флангах структуры не превышает 800—1000 м, увеличиваясь к центру до 2000—3000 м. Свита сложена четырьмя пачками примерно одинаковой мощности. В основании ее разреза выделяется слой метадиабазов и зеленых сланцев. Выше лежат филлиты, кварциты и карбонатные сланцы с прослоями туфо-конгломератов. Затем вновь следуют метадиабазы и зеленые сланцы, перекрываемые филлитами и кварцито-песчаниками. Для разреза свиты характерно ритмичное чередование осадочных и вулканогенных пород.

Печенгская серия. В этой серии выделяется четыре осадочно-вулканогенных свиты, хотя наименования этих свит различные в работах сотрудников Кольского филиала АН СССР и СЗТГУ.

Доминирующими породами печенгской серии являются основные вулканогенные породы, составляющие до 75% мощности ее разреза. Среди них в резко подчиненном количестве встречаются кислые и ультраосновные эффузивы, приуроченные к заключительному этапу вулканической деятельности — в этот период заметно возрастает контрастность состава вулканогенной толщи. Осадочные породы, составляющие до 20% разреза серии, состоят преимущественно из продуктов разрушения основных вулканогенных пород, редко устанавливаются прослои хемогенных осадков, в основании серии развиты конгломераты и песчаники, сложенные продуктами разрушения гранитов и гнейсов беломорского комплекса архея.

Тектоника. Протерозойские образования Северной Лапландии протягиваются почти на 200 км от района гор Кеулик на востоке до района к северу от оз. Инари на западе при ширине полосы от 10—15 до 40—50 км. В строении протерозойской Лапландии выделяются два структурных этажа. Нижний этаж сложен породами тундровой серии и распространен на протяжении всей протерозойской зоны, иногда в виде рудиментарных синклинорных участков среди архейских образований. Границы архейской и протерозойской структур обычно нечеткие из-за частичного вовлечения архейских образований в протерозойскую складчатость.

Верхний структурный этаж, сложенный породами печенгской серии, распространен ограниченно, только в пределах Печенгской мульды. Образования этого этажа всегда имеют четкую границу с архейскими комплексами, фиксирующуюся благодаря стратиграфическому перерыву и угловому несогласию. Граница между верхним и нижним структурным этажами часто нарушена и осложнена дайками андезитовых порфиритов, приуроченными к глубинному разлому, ограничивающему с юга Печенгскую мульду (Порьятинский разлом). При отсутствии нарушений граница может быть расплывчатой.

Нижний структурный этаж характеризуется большой мощностью земной коры, достигающей 40 км при отчетливом двухслойном ее строении. Мощность гранитного слоя достигает 7,5—8 км при мощности пород тундровой серии около 3—4 км. Граничная поверхность (скорость $V_p = 6,8$ км/с отвечает разделу метаморфизованных в архей-протерозойское время и неизмененных пород базальтового слоя) расположена на глубине 14—15 км.

Образования нижнего структурного этажа слагают протяженную в северо-западном направлении узкую синклиналь с крутым падением крыльев к юго-западу. В осевой части синклинали осложнена рядом куполообразных поднятий, отчетливо фиксированных как по геологическим данным, так и по характеру распределения локальных минимумов силы тяжести. С востока на запад следуют купола: Одежяврский, Мауньяврский, Шуоньяврский, Касасйокский и Инарский. Форма их обычно изометричная с диаметром от 8—12 до 25 км (Инарский). Строение куполов асимметричное.

К югу они постепенно через зону гнейсовидных гранитов и гранодиоритов переходят в мигматизированные сланцы и амфиболиты. Северная граница их четкая и резкая, сложена северная часть гранитами или гранодиоритами интрузивного облика. Иногда наблюдаются небольшие, секущие негранитизированные сланцы апофизы гранодиорита при общем согласном контакте массива и вмещающих пород. Гранит-гранодиоритовые купола приурочены

к фронтальной зоне гранитизации; к югу от них сланцы сильно мигматизированы, к северу не затронуты этим процессом.

Верхний структурный этаж сложен открытым к югу мульдообразным прогибом площадью 1300 км² с дугообразной северной и прямолинейной южной границами, размахом крыльев до 60 км и длиной стрелы дуги около 30 км (Печенгская мульда). В строении прогиба отчетливо выделяются две автономные структуры. Периферическая часть его сложена образованиями трех нижних свит печенгской серии и повторяет очертание мульды. Падение пород к ее центру под углом 30—60°.

Во всей Северо-Лапландской структуре наблюдаются следы интенсивных тангенциальных движений северо-восточного направления. В нижнем структурном этаже они фиксируются опрокинутой складчатостью и наклонены к северу купольных сооружений. В верхнем этаже эти движения реализуются серияй пологих надвигов, падающих к югу, установленных как в подошве печенгской серии, так и внутри ее образований. Эти надвиги хорошо фиксируются глубинным сейсмическим зондированием и прослеживаются на всей площади Печенгской мульды. Смещения по надвигам обычно не превышают нескольких десятков метров, тем не менее благодаря им Печенгская мульда приобретает чешуйчатое строение.

Метаморфизм. Протерозойские образования Северо-Лапландской структуры все в той или иной мере метаморфизованы. В пределах Печенгской мульды установлена концентрическая метаморфическая зональность, секущая границы свит. Минимальное проявление метаморфизма наблюдается в центральной части мульды, где породы изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев — они занимают до 30—35% площади мульды.

Следующая зона охватывает на севере большую часть пород свиты куэтарви и южную часть площади развития верхнекильгуярвской подсвиты — породы в этой зоне изменены в условиях хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации проявлен в породах свиты ахмалахти, на флангах Печенгской мульды захватывает породы всех трех нижних свит печенгской серии. Продукты амфиболитовой фации метаморфизма наблюдаются только в виде узкой полосы в основании свиты ахмалахти на востоке мульды.

Более интенсивно метаморфизованы породы нижнего структурного этажа. К югу от Печенгской мульды образования пороярвинской серии изменены в эпидот-амфиболитовой фации; к западу, в пределах Норвегии и Финляндии они изменены в амфиболитовой фации, так же как все породы свиты тольпвд-кеулик.

Основные и средние интрузии Печенгской структуры. Среди интрузий подобного состава выделяются три группы: доорогенные интрузии габбро и габбро-диабазов, синорогенные дифференцированные интрузии основного и ультраосновного состава и посторогенные интрузии андезитовых порфиритов.

Интрузии габброидов широко распространены среди пород печенгской серии при максимуме концентрации среди образований нижней пильгуярвинской подсвиты. В настоящее время известно более ста интрузий подобного типа. Представлены они пластовыми телами, согласными со структурой вмещающих пород, протяженностью до 5—7 км при мощности от десятков до сотен метров, обычно хорошо выдержанной по простиранию.

• Тела не дифференцированные, сложены габбро-диабазом, кварцевым габбро или порфиривидным габбро, иногда в лежащем боку интрузии отмечается возра-

ставие количества темноцветных минералов. В эндоконтакте интрузий наблюдаются неширокие зоны закалки, а в экзоконтакте — хлоритизация и ороговикование вмещающих пород. Пластовые интрузии встречаются также среди пород тундровой серии, но количество их значительно меньше, чем в печенгской серии, хотя размеры отдельных тел примерно такие же. Сложены они массивными или сланцеватыми амфиболитами с реликтами габбровой или офитовой структуры, по химическому составу аналогичные габбро. Интрузии подобного типа оруденения не несут.

Интрузии основного и ультраосновного состава приурочены почти исключительно к осадочному комплексу пород нижней пильгуярвинской подсвиты, при максимуме концентрации в северной (центральной) части этой подсвиты, где они составляют до 20—25% площади ее развития. На флангах Печенгской мульды количество этих интрузий сокращается в два—три раза. Часто интрузии залегают в несколько ярусов. Представлены они линзовидными, удлиненными телами, бескорневыми, с раздувами и пережимами. Протяженность тел от 150—300 м до 2—3 км при мощности от 30—50 м до 500—700 м. Наиболее крупные тела приурочены к участкам их максимальной концентрации. Залегают они обычно согласно с вмещающими породами.

Для крупных интрузивных тел характерна дифференциация, обуславливающая их полосчатое строение: в лежащем боку развиты меланократовые оливиновые габбро, переходящие в перидотиты типа верлитов; промежуточная зона сложена пироксенитами, а в висячем боку развиты габбро. Мелкие тела имеют изотропное строение и сложены либо габбро, либо перидотитами. Есть основание предполагать, что в ряде тел такая слоистая картина связана не с дифференциацией расплава, а с последовательным внедрением ультраосновных пород, а затем габброидов, при этом пироксениты рассматриваются как результат контактовой пироксенизации апоперидотитовых серпентинитов.

Породы этого комплекса значительно изменены: ультраосновные породы часто нацело хлоритизированы и серпентинизированы, изменение габбро заметно слабее, но и те и другие породы в крыльях Печенгской мульды сильно амфиболизированы и иногда нацело превращены в амфиболиты или горблендиты.

Небольшие (размером до $0,5 \times 0,3$ км) тела сильно амфиболизированных серпентинитов встречаются среди пород пороярвинской свиты. Расположены они цепочкой вдоль разлома, ограничивающего с юга Печенгскую мульду.

С ультраосновными дифференциатами этого комплекса связано сульфидное медно-никелевое оруденение с преобладающим развитием эпигенетических руд, формировавших богатые концентрации в процессе метаморфической переработки вещества интрузий. Максимальные концентрации руды известны в центральной (северной) части нижнепильгуярвинской подсвиты — на флангах ее оруденение бедное. Среди массивов, расположенных по южной границе Печенгской структуры, оруденение не установлено.

Интрузии андезитовых порфиритов приурочены исключительно к южной границе Печенгской мульды, залегая либо в контакте печенгской и тундровой серий, либо вблизи осадочно-вулканогенных пород пороярвинской свиты. Наиболее крупное дайкообразное тело андезитовых порфиритов располагается южнее образований верхнепильгуярвинской подсвиты. Оно прослеживается в северо-западном направлении более чем на 20 км при мощности от 1 до 2,5 км. Падение на юго-запад под углом 70—80°.

Порфириты секут как по простираанию, так и по падению филлиты пороярвинской и диабазы пильгуярвинской свит. В экзоконтакте породы брекчированы,

рассланцованы, а в эндоконтакте отчетливо наблюдается зона закалки мощностью до 10 м. Более мелкие дайки андезитовых порфиритов встречаются в восточном крыле Печенгской мульды в контакте с породами трех нижних свит печенгской серии. Они также занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам.

Эти интрузии изотропны в своем строении и сложены темно-серыми порфировидными андезитовыми порфиритами с микроаплитовой основной массой.

Размеры вкрапленников, составляющих до 30—40% породы, достигают 1—1,5 см. Вкрапленники представлены олигоклазом и амфиболизированным пироксеном. Полнокристаллическая основная масса содержит плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, моноклиновый пироксен, хлорит, магнетит, иногда кварц. В эндоконтакте в основной массе появляется слабо раскристаллизованное, хлоритизированное стекло. Оруденение в связи с интрузиями андезитовых порфиритов не установлено.

Гранитоиды Северо-Лапландской структуры. В этой региональной структуре выделяются два типа гранитов: более древний тип купольных массивов и более молодые трещинные интрузии.

Купольные массивы вытянуты цепочкой вдоль осевой части синклинальной структуры, сложенной образованиями тундровой серии. Они занимают до 30% площади этой структуры. С востока на запад выделяются массивы Одежярский, Мауныярский, Шуонияярский, Касэсийокский и Инарский. Все они имеют изометричную или несколько эллипсоидальную форму с длинной осью, параллельной генеральной структуре вмещающих пород. Площадь массивов колеблется от 80—100 до 200 км².

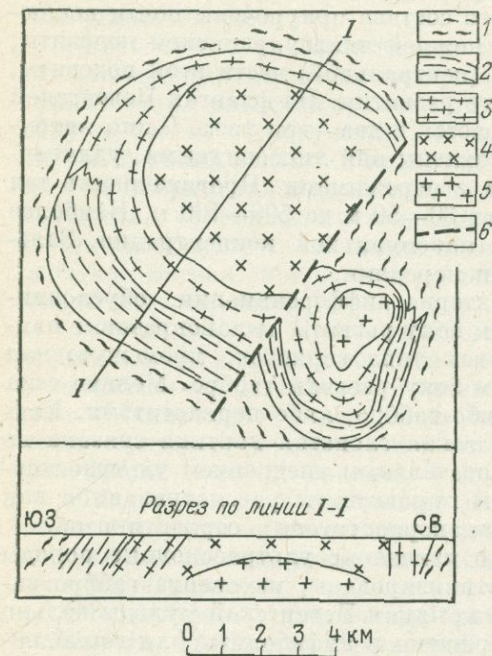


Рис. 39. Схематическая геологическая карта и разрез Мауныярского купола:

1 — мигматизированные сланцы; 2 — сланцеватые амфиболовые гранодиориты; 3 — слабосланцеватые амфибол-биотитовые гранодиориты; 4 — биотитовые гранодиориты, переходящие в плагиограниты; 5 — граниты; 6 — разлом в кровле купола

Купольная структура массивов выражена отчетливо, но все они за исключением Инарского наклонены к северу, поэтому северное крыло имеет крутое вплоть до вертикального падение со средним углом до 70—80°, в южной части купола — до 40—60°. Часто купольные структуры осложнены куполами второго порядка; так, например, в пределах Мауныярского купола Г. В. Виноградова (1968 г.) выделяет два самостоятельных куполовидных массива: оз. Оленьего площадью 80 км² и горы Коудшероайв площадью 20 км² (рис. 39).

Для купольных структур характерна отчетливая зональность. Периферия их сложена мигматизированными сланцами, затем следует зона сланцеватых амфиболовых гранодиоритов, постепенно сменяющаяся зоной слабо сланцеватых амфибол-биотитовых и биотитовых гранодиоритов, переходящих в массивные биотитовые плагиограниты и граниты. В мелких куполах, например в Кас-

эсийском, преобладают мигматиты, а в крупных, таких, как Инарский или Шуонияврский, — граниты.

Зональность куполов обычно асимметричная. Южная граница их проходит по мощной зоне мигматитов при весьма постепенном переходе от гранодиоритов к вмещающим сланцам с сохранением первичного тектонического плана исходных пород, что характерно для массивов метасоматического генезиса. По северному контакту наблюдается резкая, обычно согласная, но с короткими секущими апофизами, граница гранитов и вмещающих сланцев. Во вмещающих породах наблюдается микроклиновый порфиробластез и появление специфических узловатых текстур. Такие взаимоотношения гранитоидов с вмещающей породой позволяют сделать вывод об интрузивной природе массивов. Двойственный характер взаимоотношений с проявлением черт как метасоматических, так и интрузивных образований позволяют отнести гранитоиды купольных структур к формации реоморфических гранитоидов.

Интрузивные гранитоиды расположены вдоль регионального тектонического нарушения северо-восточного простирания к востоку от Печенгской мульды. Они слагают цепочку массивов общей площадью около 900 км², с севера на юг: Арагубский (60 км²), Урагубский (90 км²), Порьяс-Пахта (100 км²), Лебяжинский (550 км²). Наиболее хорошо изучены три первых, самый крупный Лебяжинский массив из-за мощного плаща четвертичных отложений изучен слабее. Они объединяются в лицкий интрузивный комплекс.

Три северных массива залегают среди архейских гнейсов беломорской (кольской) серии, имея по отношению к вмещающим породам автономную структуру. В плане они изометричны. Трахитоидность и другие плоскопараллельные элементы пород массивов ориентированы вдоль поверхности контакта и отвечают ориентировке первичных структурных элементов интрузии. Эти элементы указывают на кольцевую или коническую форму массивов с падением пород к их центру под углом до 70—80°.

Контакты с вмещающими гнейсами резкие, секущие, хотя экзоконтактные изменения проявлены слабо и сводятся к маломощной зоне мусковитизации. Более сложную форму имеет Лебяжинский массив. В северной своей части, где он залегают среди гнейсов беломорской серии, он имеет плитообразную форму с падением на северо-запад при северо-западном простирании вмещающих пород. Южная часть массива залегают в сланцах тундровой серии, форма его становится расплывчатой при развитии широкой зоны мигматитов, окружающей гранитную интрузию.

Гранитоидные массивы лицкого комплекса характеризуются многофазным развитием. Например, в массиве Порьяс-Пахта выделяются три интрузивные

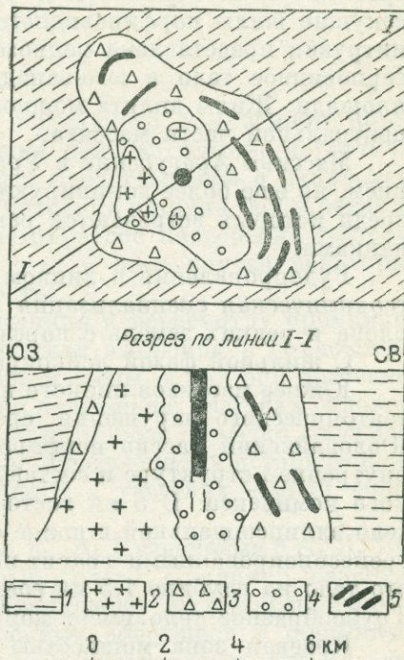


Рис. 40. Субвулканическая структура Юововайевского массива (Рома-нов, 1967):

1 — гранулиты; 2 — гранит-порфиры; 3 — брекчия с цементом гранит-порфира; 4 — грейзены; 5 — кварцевые жилы и штоки

фазы. К ранней фазе относятся кварцевые амфиболовые диориты и габбро-диориты, слагающие удлиненное в северо-западном направлении (поперек генеральному простиранию цепочки массивов) тело площадью около 15 км². Средняя фаза представлена порфиroidными биотитовыми гранитами типа питерлита или выборгита, слагающими большую часть массива. В процессе становления гранитов они сильно воздействовали на породы ранней фазы.

В широкой контактовой зоне диориты превращены в амфибол-биотитовые гранодиориты. Кроме того, среди диоритов и гранодиоритов наблюдаются секущие жилы порфиroidного гранита мощностью до 2—5 м. Поздняя фаза интрузии представлена мелкозернистыми гранитами и аплитами, слагающими серповидное тело в юго-западной части массива, занимающее 15—18% его площади. Жилы аплита мощностью 1—5 м секут как граниты, так и диориты центральной части массива.

Массивы Арагубский и Урагубский также отличаются многофазным строением, но еще более доминируют в них порфиroidные граниты типа рапакиви, среди которых встречаются реликты диоритов, а аплиты представлены только дайками.

Рудопроявления в лицком комплексе в настоящее время не известны, но геохимическая специализация указывает на связь повышенных концентраций олова и редких земель с порфиroidными гранитами типа рапакиви.

С жильной фазой лейкократовых гранитов связан молибден.

Южнее массивов лицкого комплекса, в пределах того же северо-восточного тектонического нарушения, среди пород гранулитовой формации расположен Юововайвский массив порфиroidных гранитов площадью около 40 км². По внутренней структуре и составу пород он полностью аналогичен массивам лицкого комплекса. В 3 км восточнее этого массива расположено трубообразное тело эллипсоидальной в плане формы размером 0,8×0,5 км, сложенное сильно-грейзенизированными гранит-порфирами. Судя по гравиметрическим данным, это тело на глубине 1,5 км соединяется с Юововайвским гранитным массивом. Трубообразное тело имеет концентрически зональное строение (рис. 40).

Краевая зона мощностью 100—500 м сложена брекчией, состоящей из обломков гранулитов, сцементированных гранит-аплитами и кварцевыми порфирами; при этом выделяется, как минимум, три фазы брекчирования и внедрения кислого расплава. Затем следует зона грейзенов с реликтовыми участками гранит-порфира и в центре расположена кварцевая ось диаметром 30 м. Брекчии и грейзен пересекаются крутопадающими кварцевыми жилами, также расположенными концентрически. С этими жилами и в зоне кварцевой оси ассоциирует топазовая, флюоритовая, пиритовая и молибденитовая минерализация. В. Е. Романов (1967 г.) рассматривает эту структуру как типичный субвулкан с несколькими фазами вулканической деятельности и тремя стадиями грейзенизации.

Р. З. Левковский (1970 г.) пришел к выводу о принадлежности массивов лицкого комплекса также к интрузиям центрального типа — субвулканам. В настоящее время не вызывает сомнения, что рапакивиобразные многофазные интрузии этого комплекса формировались в гипабиссальных условиях и, вероятно, сопровождалась интенсивным кислым вулканизмом, следы которого к настоящему времени уничтожены длительным процессом эрозии, энергично проявленным на Балтийском щите.

Глава XI

ПРИНЦИПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СООТВЕТСТВИЯ ВОЗРАСТА И ГЛУБИННОСТИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ, ПЛУТОНИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ

Анализируя тектоно-магматическую историю подвижных зон земной коры, отдельных складчатых областей и долгоживущих центров тектоно-магматической активности, исследователи давно пришли к представлению о направленности и необратимости их развития. На уровне познания истории формирования геоболочек планеты также предполагается многократное повторение тектоно-магматических процессов в истории Земли, хотя в этом случае некоторые исследователи допускают и явления обратимости.

Правда, в последние годы наметилась тенденция к пересмотру принципов *исторической направленности* тектоно-магматической эволюции и объяснению формационных различий с позиций неоднородности среды, в которой протекает тектоно-магматический процесс на различных по положению участках одновременно развивающейся подвижной области. Действительно, нередко наблюдается, что геологические формации, свойственные определенному историческому этапу развития подвижных областей, развиваются в участках земной коры, находящихся на другом этапе развития.

Примеры такого рода описаны Э. П. Изохром, Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным (1973 г.). К ним можно прибавить и многие другие. Например, развитие литогенного (по Г. Штилле) магматизма в Суббалканско-Среднегорской ортогеосинклинали, развитие щелочных платформенных эффузивов в орогенных вулканитах Вардорской зоны, развитие олово-вольфрамородных жил на эпизеосинклинальном этапе развития Охотско-Ниппонской геосинклинальной области (внутренняя зона юго-западной Японии) и т. д.

Очень важно отметить, однако, что приведенные примеры отклонения от исторической тектоно-магматической эволюции совсем не отрицают ее общности. Более того, эти явления свидетельствуют о том, что факторы, контролирующие направленность развития и формационный состав парагенераций, меняются не только во времени, но и в пространстве, т. е. зависят от состояния среды.

Для определения *состояния среды* исследователи уже длительное время пользуются набором самых разнообразных терминов, содержащих признаки его проявления в различных сторонах процесса развития.

В процессах складчатости различаются разновидности альпинотипные и германотипные; напряженные, блоковые и многие другие. Даже в тех случаях, когда исследователь хочет подчеркнуть конечные результаты складкообразовательного процесса, выделяя, например, брахиформную складчатость, он относит время проявления этой складчатости к определенному этапу развития складчатой области, характеризующемуся определенной степенью ее консолидированности.

Среди зон разрывных нарушений различаются менее проницаемые и более проницаемые, более тектонически проработанные и менее проработанные,

характеризующиеся состоянием растяжения или сжатия, глубинного заложения или малоглубинные, что в свою очередь зависит от степени жесткости и консолидированности среды заложения, и т. д. Не только по морфологии и соотношению разделяемых толщ, но и по состоянию напряжений в среде выделяются зоны шарьяжей. Примеры попыток (явных или подразумеваемых) определения состояния среды при тектоническом анализе можно умножить.

Исследователи-петрологи широко пользуются понятием фаций глубинности магматического или метаморфического процесса. При этом под фациями глубинности ими понимаются прежде всего условия, в которых протекает процесс, или, другими словами, опять-таки состояние среды (или в среде) магнеобразования, становления интрузивных (точнее плутологических) тел, метаморфизма. Эти условия, определяемые давлением, температурой и концентрацией подвижных компонентов, в общем случае являются функцией не столько самой глубины, сколько состояния (проницаемости, проводимости) среды.

Хотя сразу же следует подчеркнуть, что именно вероятность развертывания направленности процесса в природе по глубине определила сложившийся подход к анализу процесса, поскольку состояние меняется в первую очередь с глубиной. Отметим здесь же, что указанные выше случаи смены условий глубинности не в историческом плане и по глубине, а по простиранию особенно ярко подчеркивают необходимость анализа фактора состояния. Укажем также, что именно состояние среды, ее анизотропия определяет не только морфологические, но и генетические черты плутологического процесса (интрузии первого и второго рода, степень анатектоидности и др.).

Геологи-рудники в поисках определений генетической систематики месторождений, отражающей условия их формирования, как известно, со времени В. Линдгрена (1934—1935) пользуются понятиями гипо-, мезо-, эпитепмальных условий, включающих те же параметры состояния среды (P , T , C), что и у петрологов.

В самое последнее время такой подход к анализу объектов по условиям их формирования и состояния (P , T , C) среды наметился и у исследователей, занимающихся проблемами гидро-геотермии; ими выделяются по этим признакам гипо-, мезо- и эпигидротермальные системы (Пилипенко, 1973). При этом параметр C понимается как плотность теплоносителя при конвективном тепло- и массопереносе.

Близость к анализу условий состояния среды при этом такова, что в зависимости от открытости или закрытости гидротермальных систем эти исследователи предполагают возможность плавления и магнеобразования в недрах этих систем.

Для среды, в которой протекает или через которую реализуется тот или иной геологический процесс, употребляются определения жесткая, консолидированная, пластичная, компетентная и др. Сами структурные элементы земной коры выделяются на всех уровнях исследования именно по состоянию среды, степени ее консолидированности, пластичности или проницаемости. По этим признакам выделяются щиты, платформы, подвижные пояса, складчатые области и структурно-формационные зоны, в них — рифты, зоны активизации, срединные массивы и др. Делаются также попытки увязать эндогенные процессы и состояния среды их реализации. К ним можно отнести почти все попытки увязать состав рудных месторождений с близостью жесткого фундамента складчатых областей, найти особенности в металлогении срединных массивов.

Отражением этого же направления научных поисков является попытка систематизации структур месторождений по этапам их формирования в земной коре.

Изложенное позволяет видеть, что эндогенные процессы в земной коре, или, еще шире, в Земле в целом (такой подход правомерен, ибо и планетологии и геофизики оперируют понятием состояния вещества в геоболочках), управляются определенным соотношением сил (динамических, гравитационных, молекулярных, атомных), которые в целом можно определить как *геодинамическое состояние*.

Условимся в дальнейшем называть геодинамическим состоянием блока земной коры или геоболочки то соотношение напряжений, которое характерно для определенного этапа развития Земли, геоболочки, подвижной зоны, складчатой области, структурно-формационной зоны или долгоживущего центра тектоно-магматической активности. Тогда соотношение эндогенных процессов и их продуктов для каждого этапа развития геоболочки или геоблока, а также на различных по положению в пространстве участках однотипных геоболочек и геоблоков можно выразить через понятие *геодинамического соответствия*.

При этом можно определить не только качественную, но и количественную сторону такого соответствия, которая может быть выражена определенным коэффициентом. Заранее можно сказать, например, что низкий коэффициент геодинамического соответствия свидетельствует об аномальных сравнительно с фоновыми свойствами среды в участке несоответствия (повышенная проницаемость, редкая анизотропия физических свойств, гетерогенность основания и т. д.). Таким образом, низкий коэффициент геодинамического соответствия (КГС) отражает пространственные особенности проявления эндогенных процессов.

Соответствие явлений послемагматического регионального и локального метаморфизма общему геодинамическому состоянию среды устанавливается весьма отчетливо даже в тех случаях, когда среди фоновых метаморфических изменений наблюдаются «горячие пятна». Коэффициент геодинамического соответствия уменьшается в области «горячих пятен» (околоинтрузивных зон). Обращает на себя внимание также следующая особенность регионального метаморфизма. По Н. Г. Судовикову (1964, с. 398), он «связан с формированием орогенных зон». Степень региональности метаморфизма при этом возрастает с глубиной, так как в глубинных сечениях орогенических поясов, где нет резких изменений физических условий на больших пространствах и в обычных случаях (т. е. при достаточно большом коэффициенте геодинамического соответствия), большие массы пород находятся в одинаковой термодинамической обстановке.

К таким же выводам приводит изучение одного из видов регионального послемагматического изменения — пропилитизации (Василевский, 1968, 1973). Напомним, однако, что во всех случаях более глубинный метаморфизм, более региональный, был и более древним. В этой связи однородность физических условий, одинаковость термодинамической обстановки, в которой находится большая масса пород, проявляется уже как функция возраста, т. е. геодинамического состояния среды на определенном этапе орогенического развития. Существует мнение о независимости явлений регионального метаморфизма орогенического типа от магматических интрузий и связи его только с тектоническим режимом.

В настоящее время, однако, уже могут считаться установленными по крайней мере два типа магматических процессов (Д. С. Коржинский, 1968 г. и др.). Первый из них связан с явлениями регионального метаморфизма или с «горячими пятнами» (аномальными потоками тепла) на его фоне. Метаморфизм и магнообразование в этом случае предстают как явления, связанные парагенетически. В результате мы наблюдаем формирование *магматических очагов*.

Магматические явления второго рода — *интрузии*. Магмообразование и интрузивная деятельность в орогеническом цикле всегда разорваны в пространстве.

Поскольку степень региональности метаморфизма ограничивается зоной орогенеза и в более древних орогенах степень региональности метаморфизма для однотипных этапов развития большая, можно утверждать, что переменная величиной в этом изменении является геотермический градиент. Повышенная плотность регионального теплового потока и аномальные потоки тепла (а зоны орогенеза — это области аномального теплового питания) требуют, согласно многочисленным уже расчетам, конвективного тепло- и массопереноса. Отсюда следует, что фактором регионального метаморфизма является интрателлурический поток, имеющий различную форму и плотность на разных этапах тектонического развития. Тектоника, таким образом, определяет не только геодинамическое состояние среды, но и форму проявления регионального метаморфизма.

Геодинамическое соответствие плутонических, метаморфических и рудных процессов для разновозрастных складчатых областей вытекает из работ Ю. А. Библина (1955). Его последователями накоплен огромный фактический материал, подтверждающий это статистически.

Анализ индивидуальных особенностей геологических формаций с позиций геодинамического соответствия форм проявления эндогенных процессов этапу тектоно-магматического развития указывает, однако, на наличие еще более общей закономерности геодинамического соответствия, чем на уровне одного маркохрона (т. е. времени развития одного тектоно-магматического цикла элементарной складчатой области). Эта закономерность проявляется на уровне сравнения мегахронов: протогей, фанерозоя и неогей. Дейтерогей (включая рифей) из рассмотрения при этом исключается, так как соответствует по преимуществу платформенному типу развития.

Изменение геодинамического соответствия на уровне мегахронов проявляется для отдельных сторон эндогенного процесса в следующем.

Вулканизм. По подсчетам А. И. Семенова, К. С. Дворцовой и М. В. Тащиной, площади, занятые эффузивами, составляют для докембрия 112 тыс. км², фанерозоя (докайнозой) 549 тыс. км², кайнозоя 1107 тыс. км². Если считать, что эти площади пропорциональны объемам излившегося материала (даже без учета продуктов современного вулканизма ложа океанов), то исключительно ярко выступает общепланетарная тенденция к усилению эффузивности эндогенного магматического процесса от начала геологической истории планеты к современной геологической эпохе.

Плутонизм. В отличие от вулканизма допалеозойские интрузивные плутоны по своим объемам и числу на порядок превосходят гомологичные фанерозойские и тем более кайнозойские образования. Формирующиеся в конце протогей магматогенные граниты (гранитные плутоны) охватывают площади в несколько тысяч квадратных километров, в то время как точечные интрузивные проколы занимали площади в единицы и десятки квадратных километров в кайнозое.

Метаморфизм. Как подчеркивает В. М. Сеницын (1972), и в подвижных областях в протогее при высокой энергонасыщенности земной коры метаморфизм протекал с большой интенсивностью даже у поверхности и проявлялся в широком региональном масштабе. Геотермический градиент был в 5—6 раз выше современного (В. В. Белоусов, 1966 г.).

В фанерозое и тем более в кайнозое метаморфизм из регионального перерождается в локальный, приуроченный к зонам повышенной проницаемости земной коры. Добавим к этому, что метаморфизм при этом эволюционирует от мигматитового и амфиболового к зеленосланцевому пропилитовому и далее

к низкотемпературному гидротермальному метаморфизму в областях современной вулканической деятельности. В этой связи огромный интерес представляют новейшие данные о масштабах послевулканической гидротермальной деятельности протоея.

Точечным проколам современных фумарольных полей с выносом микрокомпонентов и породообразующих элементов, например окиси железа и кремнезема, в протоее соответствуют огромные площади и масштабы выноса тех же компонентов. Перевод железа из растворимой формы в нерастворимую при окислении приводит к формированию планетарных месторождений железистых кварцитов. Масштабы выноса других металлов на поверхность коры таковы, что многие геологи-рудники, стоящие на позициях метаморфогенного рудообразования, недоумевают: зачем для формирования эндогенных месторождений нужно предполагать глубинный мантийный источник, когда металлы в достаточных количествах содержатся в коре и нужен только метаморфизм, чтобы их переконцентрировать в месторождения.

Нельзя не остановиться в связи со сказанным на одной очень интересной, но не разработанной, а может быть даже еще и не поставленной проблеме.

Изучение современного вулканизма показывает, что высокотемпературные воды, наиболее обогащенные ювенильной составляющей, в том числе и металлами, характерны для районов кислого игнимбритового вулканизма. Видимо, это справедливо и для допалеозойских (архейских) условий. В этом случае следует предполагать, что масштабы игнимбритового образования в протоее в сотни раз превосходят те, которые наблюдаются в районах новейшего вулканизма.

Такой вывод представляется вполне правомерным, если учесть, что древнейшие гранитные плутоны формировались почти у самой поверхности (менее 5 км) и при взрывах, вызванных огромным количеством летучих, связанных с их перемещением из зон дегранитизации, приводили к массовому, позже не повторявшемуся, игнимбритообразованию. Можно согласиться с мнением тех исследователей, которые приписывают некоторым метагранитам природу метаигнимбритов (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962).

Рудообразование. Все черты геодинамического соответствия возраста, глубинности и связанных с ними масштабных, структурных, вещественных и других признаков несет рудообразование. Достаточно напомнить такие позже не повторявшиеся золоторудные месторождения протоея, как Йеллоунайф, Колар, конгломераты Витватерсранда, образовавшиеся за счет длительного размыва подобных по масштабам месторождений, промежуточные по масштабам и примерно одинаковые по типу гипо-мезотермальные золоторудные месторождения фанерозия и, наконец, эпитермальные «вулканогенные» месторождения кайнозоя, характеризующиеся приповерхностными условиями образования, малыми запасами, наличием бананц, сложностью морфологии, приуроченностью к вулканоструктурам и т. д. В кавычки термин «вулканогенные» взят в связи с тем, что подобное определение представляется нам неоправданным (Василевский, 1968, 1973).

Направленное изменение геодинамических состояний и адекватное им геодинамическое соответствие вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессов в общем случае может быть выражено через изменение параметров P , T и C . Однако если изменения P и T в настоящее время могут быть выведены из существующих термических и динамических моделей Земли, то изменение параметра C_1 , подразумевающего плотность и состав интрателлурического потока (дискретного в силу пульсационности геологического процесса), требует с излагаемых позиций особого рассмотрения, которое

приводит нас к тем же принципам геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогенных процессов, но уже не уровне формирования геоболочек планеты.

В настоящее время в составе интрателлурического потока предполагается наличие окисей натрия, калия и воды. Еще В. И. Вернадский (1960 г.) предсказывал возможную огромную роль в глубинах Земли водорода, который, таким образом, также должен быть включен в состав интрателлурического потока (см. также Соколов, 1966).

С точки зрения режима водорода в истории формирования геоболочек, т. е. по глубине и во времени, весьма показательными являются превращения ультраосновных и основных включений глубинных пород, выносимых на поверхность коры в современном вулканическом процессе.

Ультраосновные и основные включения характеризуются минеральными парагенезисами (хромпикотит + пироп + форстерит + энстатит), характерными, судя по экспериментальным данным, для условий весьма высоких температур и давлений. Среди включений отчетливо выделяются два класса: ультраосновные, или гипербазитовые и габброидные, или базитовые.

Первый класс характеризуется парагенезисом форстеритового оливина и энстатитового пироксена. В незначительных количествах присутствуют хромпикотит, хромдиоксид и пироповый гранит. Наблюдаются постепенные переходы от существенно оливиновых пород к пироксенитам. Наиболее распространенными являются хромпикотитовые оливин-энстатит-хромдиоксидовые перидотиты. Согласно экспериментальным исследованиям, температура и давление, при которых такой парагенезис устойчив, отвечают глубинам 70—80 км (Мак-Грегор, 1968). Более глубинные зоны должны быть представлены уже существенно гранатовыми перидотитами, включающими пироксены типа твердых растворов пироксена в пироксене. Такие образования также наблюдаются в гипербазитовых включениях Камчатки. Они представляют собой субпараллельные тонкопластинчатые выделения клинопироксена в ортопироксене.

Большинство гипербазитовых включений имеет реакционную кайму, сложенную амфиболом. Реакционный амфибол образует кристаллы, часто размером до 15 см. В ядрах таких кристаллов наблюдаются реликты перидотитовых включений в виде шарообразных скоплений зерен оливина и пироксена. Одновременно с амфиболом образуется магнетит. В дальнейшем такие реакционные амфиболы замещаются габброидной ассоциацией минералов, в которой магнетит присутствует неизменно. Первичная амфиболизация гипербазитов, таким образом, является промежуточным звеном в преобразовании ультраосновных глубинных пород в габброидные.

Габброидные включения (второй класс), отражающие дальнейшую эволюцию превращения вещества мантии, распространены гораздо шире гипербазитовых. Они сложены парагенезисом анортита, хризолитового оливина и клиноили ортопироксена. Оливины более железисты, чем в гипербазитовых включениях. Наблюдаются переходы от оливин-плаггиоклазовых через оливин-пироксен-плаггиоклазовые до пироксен-плаггиоклазовых парагенезисов габброидов.

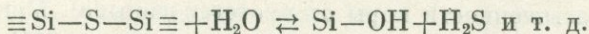
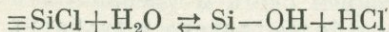
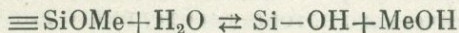
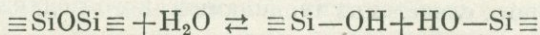
В оливин-плаггиоклазовых включениях наблюдаются реакционные превращения на границах хризолита и анортита с образованием зерен гранита, клинопироксена или симплектиты пироксена и шпинели. Экспериментальное воспроизведение подобных реакций показывает, что они протекают при P — T условиях, соответствующих глубинам 35—40 км (Кусиро, Йодер, 1968). Для континентов и зоны перехода к океану эти глубины соответствуют уровню Мохоровичича, образованию нижней коры.

Для нас особый интерес представляет тот уровень геоболожек, для которого характерны реакции превращений перидотитов с образованием амфибола и магнетита, т. е. граница нижней коры и верхней мантии (раздел Мохоровичича). С точки зрения экспериментов Е. Ф. Осборна (1964), появление и устойчивость магнетита в условиях описанной смены парагенезисов свидетельствуют об увеличении парциального давления кислорода. Таким образом, характерное для интрателлурического потока на уровне мантии доминирование водорода сменяется на границе Мохоровичича увеличением активности кислорода с прохождением окислительных реакций экзотермического характера.

За счет энергии окисления силана и других гидридов с образованием эквимолекулярных количеств воды происходит расплавление силикатной массы с образованием магматического очага. Последующая реакция гидридов с кислородом земной коры усиливает экзотермический эффект на границе Мохоровичича и, по-видимому, является одним из главных факторов, обеспечивающих как региональный тепловой поток, так и аномальные потоки тепла в зонах трансмантйных разломов.

Поверхность Мохоровичича, таким образом, есть не столько устойчивая граница между геоболожками, сколько реакционный слой очаговой природы. Уровень его залегания прямо зависит от проницаемости земной коры на данном участке для трансмантйного интрателлурического потока. Возраст очагов, существующих на границе Мохоровичича, должен отвечать возрасту начала формирования коры: 3 млрд. лет. В зонах долгоживущих планетарных геоструктур — подвижных поясов магматические очаги на уровне Мохоровичича должны существовать и в настоящее время.

Поступление через верхнюю границу очага Мохоровичича потока летучих в более верхние горизонты коры приводит не только к наращиванию коры, но и к ее дифференциации, фиксируемой границей Конрада. Какова природа этой границы и почему она обладает еще меньшей сплошностью, чем граница Мохоровичича? Дело в том, что механизм продвижения интрателлурического потока не может быть диффузионным или фильтрационным, так как при высоких температурах и давлении вода чрезвычайно агрессивна по отношению к силикатам. Она активно реагирует с ними по схеме процесса гидролиза силоксановой или элементо-силоксановой связи с образованием силанолов:



Все указанные реакции обратимы. Очень важно, что при понижении давления и в меньшей степени температуры равновесие сдвигается влево, т. е. в сторону образования силикатов и воды. Процесс поликонденсации силанолов в отличие от их гидролиза экзотермичен (до 2 ккал/моль H_2O). За счет этого происходят вторичный разогрев и плавление с парагенетическим образованием рудного флюида. Таким образом, очаги границы Конрада — это аналоги более глубоких и более древних очагов Мохоровичича.

Поступление интрателлурического потока в долгоживущих подвижных областях — процесс достаточно стабилизированный. Можно предполагать, что существование очагов на границе Конрада, хотя и более локальных, может иметь место и в настоящее время. Однако возраст заложения этих очагов должен

быть близок к возрасту самых древних гранитов Земли, а точнее, даже несколько древнее, так как образование аллохтонных гранитов оторвано во времени от формирования очага.

Дальнейшая эволюция интрателлурического потока и продуктов его реакций с окружающими породами — это уже эволюция эндогенного флюида, эндогенного пара, насыщенного заимствованными и интрателлурическими элементами. На глубинах 5—8 км, доступных для циркуляции атмосферных вод, особенно в зонах повышенной проницаемости и проводимости, какими являются вулкано-тектонические структуры, происходит третья (считая от поверхности Мохоровичича) серия экзотермических реакций, по существу аналогичная приведенным ранее.

Таким образом, формирование так называемых периферических очагов под вулканами является дальнейшим закономерным развитием процесса, развернутого последовательно во времени и по глубине. Такие очаги являются обязательным элементом глубинного строения высокотемпературных гидротермальных систем вулканических районов. Тепловые параметры генерирующегося одновременно с расплавом флюида отвечают условиям существования гранитоидного расплава, т. е. между магматическими (литотермальными) и гидротермальными системами в области существования периферических очагов нет резкой границы.

Возраст периферических магматических очагов близок (или древнее) к возрасту начальных этапов вулканизма, т. е. это возраст складчатости. В силу анатектоидной природы таких очагов состав их может колебаться в широких пределах, однако общей является тенденция к накоплению кислого силикатного материала и выделению летучих, обогащенных так называемой ювенильной составляющей (в том числе и мантийными металлами), формирующих у поверхности Земли упоминавшиеся в начале работы современные высокотемпературные гидротермальные системы.

Мы видим, таким образом, что и на уровне формирования геоболочек принципы геодинамического соответствия вулканических, плутонических, метаморфических и рудообразующих процессов проявляются достаточно четко. Наиболее глубинные условия и продукты наиболее глубинных реакций — это одновременно более древние условия и продукты. Остановимся в заключение на некоторых общих следствиях геодинамического подхода к анализу эндогенных явлений.

Плотность энергетического потока, необходимого для формирования очагов расплавления, с омоложением очага и уменьшением глубины его заложения должна быть больше, чем в более древних и глубинных условиях (что отвечает падению энергонасыщенности коры от протогей доныне). Максимальная плотность (плотность в точке) характерна для современных лаговых озер. Обратное логическое следствие — изменение геометрии (т. е. плотности) полотна энергии с глубиной и вниз по ординате времени. Сечение такого потока может быть выражено треугольником, древнее размытое основание которого предстарлено наиболее ранними и глубинными из возможных очагов. Может быть, это очаги-аномалии, фиксируемые МТЗ, отвечающие по возрасту времени достижения планетным веществом некоторой критической плотности.

Последовательность формирования очагов и их последующее непрерывное существование в геоболочках подвижных зон, возможно, объясняет и механизм выноса на поверхность тех глубинных и древних продуктов соответствующих превращений вещества планеты, которые позволяют нам судить о геодинамике ее развития.

ОСНОВЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Весь изложенный выше материал по направленному металлогеническому развитию вулканогенных геоструктурных зон (вулканогенно-рудных поясов) и составляющих их отдельных вулканогенно-рудных центров позволил выявить: во-первых, объективные принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогеннообусловленных процессов, во-вторых, необходимость дискретного (по центрам) металлогенического анализа линейных вулканогенных геоструктурных зон. Эти принципы лежат в основе прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций.

При этом, как показано в главе II, исследователь должен исходить из предпосылки общей и одинаковой изначальной металлогенической специализации на каждом из этапов геосинклинального цикла.

Наличие преимущественных концентраций каких-либо одних парагенезисов металлов определяется лишь устойчивостью парагенезисов минералов, которые они образуют, в термодинамической обстановке, обусловленной геодинамическим состоянием блока земной коры в определенный этап развития геоструктурной зоны. Поскольку геодинамические состояния изменяются направленно, так же изменяется и термодинамическая обстановка. Поэтому и происходит направленное металлогеническое развитие вулканогенно-рудных поясов и составляющих их вулканогенно-рудных центров (рис. 41).

Отклонения от идеальной последовательности металлогенического развития вызываются обычно пространственной анизотропией фундамента, на котором закладывается вулканогенно-рудный пояс или развивается конкретный вулканогенно-рудный центр. Эти пространственные особенности заставляют учитывать коэффициент геодинамического соответствия глубинности (и состава) реальных парагенезисов металлов и минералов в плутонических метаморфических и рудных образованиях, соответствующих определенному времени тектономагматического процесса (этапу развития вулканогенно-рудного пояса или центра).

Отметив еще раз эти общие положения, остановимся на рассмотрении различных аспектов проблемы прогноза.

Проблема выделения и таксономизации вулканогенных поясов имеет уже многовековую историю. Однако до настоящего времени — а может быть, чем дальше, тем больше — она все усложняется. Не касаясь истории вопроса, отметим лишь, что в современной геологической литературе вулканогенные пояса рассматриваются и как образования инверсированных геосинклинальных трогов, и как образования орогенного этапа развития складчатых областей, и как структуры активизации (автономной, резонансной, сопряженной и др.), и как наложенные вулканогенные пояса, представляющие собой лишь этап в развитии складчатой области, и как «импозитивные» структуры, включающие образования, не повторяющиеся в других, неимпозитивных структурах.

Наконец, орогенный этап развития и вулканогенные пояса этого времени рассматриваются как результат складчато-глыбовой активизации складчатых

областей. Примеры проявления терминологического и смыслового волюнтаризма в понимании и определении вулканогенных поясов можно умножить. По-видимому, целесообразнее для поставленной в настоящей работе цели подчеркнуть то общее, чем обладают вулканогенные пояса всех типов и отметить закономерности их появления и развития, которые состоят в следующем.

1. Вулканогенные пояса представляют собой в общем случае линейные структуры, сформированные в результате направленного тектоно-магматического процесса, контролируемого глубинными долгоживущими зонами проводимости (проводимости).

2. Магматические (вулканические, plutонические) и металлогенические процессы проявляются в пределах поясов неравномерно. Они контролируются

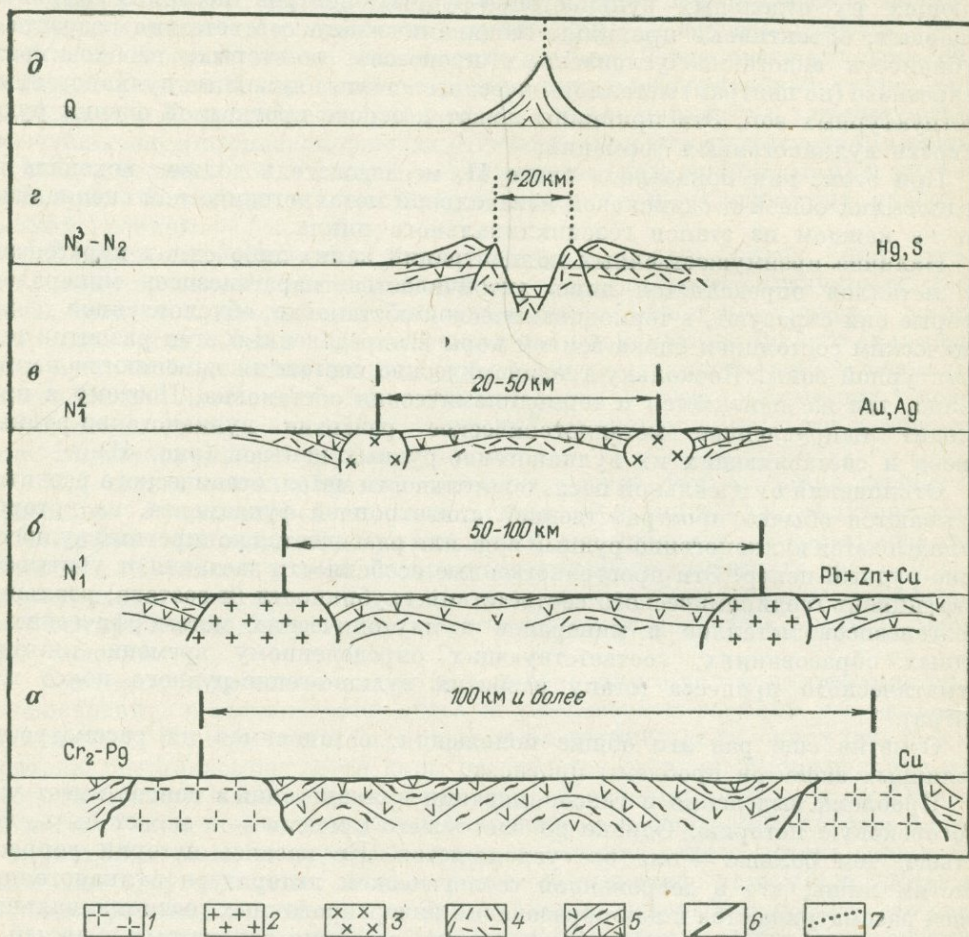


Рис. 41. Схема эволюции тектоно-магматических структур (ТМС) в истории развития кайнозойской складчатой области:

1 — габбиссальные интрузивы; 2 — интрузивы переходной фации глубинности; 3 — интрузивы субвулканической фации глубинности; 4 — экструзивы; 5 — стратифицированные вулканы; 6 — ограничивающие разломы в ТМС центрального типа; 7 — кальдерные разломы; а — габбиссальные ТМС; б — ТМС переходной фации глубинности; в — ТМС субвулканической фации глубинности; г, д — вулканотектонические структуры: г — кальдеровулканы, д — стратовулканы

структурами с центральной симметрией: долгоживущими центрами магматической и металлогенической активности. Эти центры в совокупности и составляют вулканогенные пояса, имеющие, таким образом, четковидное строение.

3. Осевые зоны вулканогенных поясов по геофизическим данным (гравимагнитным), приуроченности к ним в молодых регионах линейных цепей вулканических построек и действующих вулканов представляют собой зоны проницаемости. Для них характерны пониженные значения силы тяжести, отражающие сложные мощные коровые процессы магмообразования.

Границы отдельных долгоживущих центров магматической и металлогенической активности также имеют природу зон проницаемости (Н. А. Гусев, 1969 г.; А. Б. Исаков, 1975 г.; В. М. Зимин, 1975 г.; Ю. И. Харченко, 1975 г.).

Эти зоны фиксируются, как видно из приведенных примеров, дешифрированными данными радарных аэро- и космических съемок (структуры ограничительных рвов), геологическими наблюдениями (системы кольцевых разломов различных радиусов, вмещающих разновозрастные интрузивные образования) и геофизическими данными (кольцевые системы гравитационных ступеней). Обращает на себя внимание четкая корреляция размеров, возраста и глубины заложения зон проницаемости, ограничивающих телескопическую в общем случае систему структур центрального типа в пределах долгоживущих магматических и металлогенических центров.

Более крупные структуры имеют более древний возраст и глубинное заложение. В этих соотношениях реализуется принцип геодинамического соответствия возраста и глубинности эндогенных, в том числе и структурообразующих процессов, который рассматривался в предыдущей главе.

4. В региональном плане размещение долгоживущих магматических и металлогенических центров контролируется нередко пересечением осевого глубинного разлома вулканогенного пояса диагональными нарушениями (хотя возникновение и развитие цепочки центров вдоль линейного разлома возможно и без такого дополнительного контроля). Это также долгоживущие и глубинные зоны проницаемости. Их определяющая контролирующая роль прослеживается от времени заложения геосинклинального трога вплоть до консолидации орогена.

5. Тектоно-магматический и металлогенический процесс в пределах долгоживущих центров проявляется направленно. Каждому из этапов этого процесса отвечает закономерное естественноисторическое сообщество вулканических, плутонических, гидротермально-метаморфических и рудных образований, которые можно объединить в комплексную вулканогенно-рудную формацию.

Закономерно направленная смена вулканогенно-рудных формаций в ходе тектоно-магматического и металлогенического развития вулканогенно-рудных поясов и составляющих их геоструктур с центральной симметрией (долгоживущих центров) является общей для всех вулканогенно-рудных поясов и центров независимо от их возраста и географического положения. Эта закономерность иллюстрируется таблицей сопоставления вулканогенных и рудных формаций для различных и разновозрастных складчатых областей.

6. Закономерно меняются от этапа к этапу тектоно-магматического цикла развития долгоживущего магматического и металлогенического центра эндогенно обусловленные структуры проявления, формы магматического и металлогенического процесса. В этой связи необходимо специально остановиться на проблеме определения так называемых вулкано-тектонических структур и их месте в истории геологического развития вулканогенных поясов и центров.

Структуры с центральной симметрией: кольцевые, радиально-концентрические и т. д., в формировании которых принимают участие вулканические и плутонические процессы *, по смыслу шире, чем вулкано-тектонические структуры. Это структуры тектоно-магматические, центральная симметрия которых является формой реализации вертикально направленного потока энергии и вещества на самых разных уровнях становления структур и при самых различных глубинах источников их генерации. *Центральная симметрия тектоно-магматических структур, таким образом — признак общий для всех этапов тектоно-магматического цикла.*

Ранее мы показали, что отдельный вулкан с его кальдерой и экструзиями, размещение которых контролируется кольцевыми кальдерными и радиально-концентрическими разломами, представляет собой молодой приповерхностный гомолог более древней глубинной и более крупной тектоно-магматической структуры с центральной симметрией. Учитывая это и принимая четырехчленное деление на этапы (и этажи) геосинклинального тектоно-магматического цикла, представляется наиболее правильным оставить определение вулкано-тектонические структуры только за структурами верхнего структурного этажа. Соответственно, для собственно геосинклинального этапа и этажа характерны абиссальные структуры центрального типа. Для раннеорогенного (эпизвогеосинклинального) этапа и этажа характерны структуры центрального типа гипабиссальной фации глубинности.

Орогенному этапу (стадия островных дуг) свойственны центральные структуры субвулканической фации глубинности. И, наконец, только для консолидированного орогена стадии вулканических кордильер характерны уже собственно вулкано-тектонические структуры. Гомологами интрузий в них являются интрузии на вулканах — экструзии. Вулкано-тектонические структуры телескопически вложены в более крупные и древние тектоно-магматические структуры, имеющие к тому же и более глубинный источник генерации.

В приведенной схеме классификации тектоно-магматических структур по фациям их глубинности нами не рассматриваются структуры посторогенного этапа развития вулканогенных поясов. Изученность структур этого типа позволяет пока фиксировать только их центральную симметрию и тектоно-магматическую природу, хотя можно думать, что и их можно классифицировать исходя из историко-геологических принципов и учета условий (фаций) глубинности их формирования.

7. Дискретный по центрам формационный анализ линейных вулканогенно-рудных поясов показывает, что интенсивность проявления отдельных этапов в различных вулканогенно-рудных центрах может быть неодинакова. Более того, отдельные вулканогенно-рудные формации могут выпадать из строения даже соседних вулканогенно-рудных центров. Таким образом, и оценка рудоносности различных по простиранию участков вулканогенно-рудного пояса целиком зависит от оценки рудоносности отдельно взятых вулканогенно-рудных центров, определяемой полнотой их дифференциации и полнотой набора вулканогенно-рудных формаций. При этом отсутствие какого-либо из членов возрастного ряда формаций вулканогенно-рудного центра свидетельствует не только об отсутствии вещества этого этапа, но и о том, что в ходе тектоно-магматического развития вулканогенно-рудного центра структура не проходила геодинамическое состояние, которое создает термодинамические предпосылки для образова-

* Обратим внимание на причинно-следственные связи: процессы формируют структуры.

ния устойчивых парагенезисов пород, метасоматитов и руд, свойственных этому состоянию.

8. Рассмотрение эволюции структур центрального типа и форм проявления эндогенного (плутонического, гидротермально-метасоматического и рудного) процесса показывает, что прогнозная оценка рудоносности вулканогенно-рудной формации должна производиться с учетом этой эволюции, а не идти по пути поисков в одной и той же вулканогенно-рудной формации (или, что то же самое, на каждом из этапов развития вулканогенно-рудного центра) всех месторождений, свойственных вулканогенно-рудному центру в целом.

Концентрации металлов в характерных парагенезисах, свойственных вулканогенно-рудным формациям основания вулканогенно-рудного центра, отсутствуют в его верхних структурных этажах и наоборот. При этом отсутствие, например, синхронных месторождений ртути типа «опалит» в раннегеосинклинальных вулканогенно-рудных формациях вовсе не объясняется эродированностью этих месторождений. Они на этом этапе тектоно-магматической и металлогенической эволюции и не образовывались.

Правда, нередко имеет место наложение рудной минерализации более поздних этапов на образования ранних структурных этажей и даже породы основания вулканогенно-рудных центров. Примеры таких явлений довольно многочисленны, хотя, возможно, распространенность их сильно преувеличена. В качестве достоверных можно привести примеры позднеэоценовых рудных месторождений Японии, размещающихся в кристаллических сланцах палеозоя (Ивате), среднемиоценовое эпитермальное Зодское золото-серебряное месторождение, локализованное в позднемеловых — палеогеновых породах офиолитовой формации Севано-Амасийской зоны Армении, некоторые миоценовые эпитермальные золото-серебряные месторождения Трансильвании, залегающие в кристаллических породах палеозоя (Бая-Ариеш и др.).

Надо заметить, однако, что контроль этих месторождений и их приуроченность к образованиям более древних формаций носят чисто структурный характер (если не рассматривать более сложной и нерешенной проблемы приуроченности ртутных месторождений к офиолитовым поясам). Подобного рода наложенная, ксеногенная рудоносность, по-видимому, исходя из общих положений прогнозируема быть не может. Правда, наложенная металлогения средних массивов носит специфический характер, но проявляется это скорее в форме парагенезисов молодых магматических пород, метасоматитов и руд, а не в их составе, что будет рассмотрено при оценке влияния на рудоносность вулканогенных формаций коэффициента геодинамического соответствия.

Влияние металлогенического спектра кристаллического фундамента на рудоносность наложенных вулканогенных формаций (в рамках процессов регенерации и мобилизации) также имеет место. Наиболее яркими примерами подобных реализаций процессов являются месторождения Икуно-Акенобе и Сутсу в Японии. Здесь миоценовые андезитовые и дацитовые вулканогенные формации, для которых (в чистом их виде) характерны колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куромоно и эпитермальные золото-серебряные месторождения, залегают на палеозойских кристаллических сланцах, прорванных редкометальными батолитами Тюгоку, орогенеза Сакава (поздний мел).

Ремобилизация в миоцене таких металлов, как олово и вольфрам, свойственных редкометальным провинциям Уэцу и Симане, приводит к тому, что месторождения группы Икуно-Акенобе, размещающиеся в породах формации зеленых туфов, являются комплексными (Sn, W, Cu, Pb, Zn, Ag, Au). В верхних горизонтах этих месторождений известна киноварная минерализация.

9. Рассмотрение проблемы исторической эволюции структур центрального типа от древних крупных абиссальных до телескопически вложенных приповерхностных, собственно вулканно-тектонических, характерных для самого молодого верхнего структурного этажа, и учет изложенных выше принципов геодинамического соответствия возраста и глубинности в проявлении разных сторон эндогенного процесса, приводит нас к еще одному нетрадиционному выводу. Понятие, или, точнее, образ «корни вулканов» в приложении к оценке их рудоносности имеет скорее художественную, чем научную ценность.

Учитывая тот факт, что гидротермальное минерало- и рудообразование имеет место лишь в присутствии жидкой фазы (воды), которая устойчива при высоких температурах и низких давлениях, собственных верхнему структурному этажу, только у самой поверхности и на поздних стадиях послемагматической деятельности, следует согласиться с тем, что проблема корней вулканов — более петрологическая и геофизическая, нежели рудная. Оценивая рудоносность корней вулканов, мы должны отдавать себе отчет в том, что корни в том виде, как мы их наблюдаем, и которым приписываем свойства, предполагаемые нами для гипотетических корней, являются образованиями более древними, чем вулканы; образованиями другой более ранней вулканогенно-рудной формации.

Во многом отмечаемые противоречия обусловлены неразработанностью физической (геологической) модели вулканического и гидротермального процесса, конвергентностью интрузивных, так называемых субвулканических и экструзивных образований. Чаще всего корни потоков, более полно раскристаллизованные, относят к классу субвулканических интрузий лишь на основании петроструктурной их аналогии с действительными интрузиями и интрузивной формой контакта с вмещающими породами. Очевидно, что правильным является поиск гомологов интрузивов на верхнем структурном этаже, на вулканах. Такими гомологами, как показано в главе II, являются экструзии послекальдерного этапа.

Вулканогенно-рудные формации, краткий обзор принципов формационного анализа и критерии выделения формаций.

Учение о геологических формациях находится сейчас в стадии интенсивного развития, идущего в самых разнообразных направлениях, охватывающих все стороны геологической теории и практики. При этом наблюдается стремительный рост количества понятий и терминов, которыми описываются геологические явления и образования, в том числе и формации. Понятия и термины как старые, так и новые употребляются нередко в различных смыслах; иногда конвергентность признаков геологических формаций определяет неоднозначность определения ее каким-либо одним термином, не учитывающим эту конвергентность. Многие термины в связи с этим становятся терминами свободного пользования.

Целесообразно поэтому дать краткий обзор употребляемых в дальнейшем принципов, терминов и методов формационного анализа, которыми пользуются авторы.

Учение о геологических формациях зародилось около 200 лет назад. Содержание понятий, связываемых с термином «геологическая формация», несмотря на значительные расхождения в его определениях, отражает единство более или менее крупных ассоциаций горных пород в том или ином отношении. Развитие учения о геологических формациях идет в трех главных направлениях: 1) парагенетическом, 2) генетическом и 3) стратиграфическом.

1. Парагенетическое направление зародилось в самый начальный этап становления учения о геологических формациях. Автор термина «формация» А. Г. Вернер назвал формацией гранит, базальт, граувакку, мергель и т. д.

Тем самым в основание понятия о фации было положено представление о фации как о веществе. В настоящее время парагенетическое направление рассматривает фации (парагенезисы) как «естественные сообщества, комплексы, естественные парагенезисы горных пород. . . . Если минералы — парагенезисы элементов, горные породы — парагенезисы минералов, то геологические фации — парагенезисы горных пород» (Н. С. Шатский, 1955 г., 1965 г., с. 53). «Подобно тому, как горные породы характеризуются и систематизируются исходя из их минерального состава и строения (структуры, текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему строению и составу фации» (Н. П. Херасков, 1952 г., с. 37).

Понятие о геологической фации выводится, таким образом, на основе понятия о горной породе и понятия о парагенезисе. Н. С. Шатский и Н. П. Херасков применяют понятие о парагенезисе в том его значении, которое ему придавали В. М. Севергин и А. Брейтгаупт: пара — около, генезис — происхождение (А. Брейтгаупт, 1849 г.) или смежность (В. М. Севергин, 1808 г.), т. е. совместное нахождение минералов или химических элементов, связанных генетически.

Повторяемость парагенезисов горных пород в образованиях различных территорий и различного возраста отражает статистическую устойчивость состава и строения геологических фаций.

Парагенетическое направление ставит целью описание и систематизацию фаций на основе понятия о фационном виде или абстрактной фации (парагенезисе), выделяемых по структурно-вещественным признакам. Систематизированные по породному составу и строению геологические фации затем могут быть классифицированы с какой-либо узкой целью.

2. Генетическое направление исходит из представления о фациях (геогенезисах) как образованных в определенных условиях комплексах свит, отложений, фаций осадочных и осадочно-вулканогенных толщ и ассоциаций магматических комплексов. В зависимости от того, какие условия признаются определяющими, в генетическом направлении учения о геологических фациях различаются палеогеографическое (фациальное) и геотектоническое (стадийно-зональное) течения.

Палеогеографическое (фациальное) течение (В. А. Обручев, Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов) основывается на представлении о фациях как фациальных обстановках. Классификация фаций ведется по палеогеографическим — фациальным признакам. Наиболее последовательно значение палеогеографических условий для образования фаций как высших фациальных таксономических категорий показал Д. В. Наливкин, выделивший всего две фации: моря и материка.

Н. М. Страхов полагает, что ведущим фактором образования фаций (геогенезиса) является климат, которым и определяются типы литогенеза.

Геотектоническое (стадийно-зональное) течение в генетическом направлении учения о геологических фациях (В. В. Белоусов, Н. Б. Вассоевич, В. И. Попов, Л. Б. Рухин, В. Е. Хаин) базируется на представлениях о фациях как комплексах свит, отложений, фаций, пород и ассоциаций магматических комплексов, образовавшихся на определенной стадии геотектонического этапа, в определенной геотектонической (структурно-фациальной или структурно-фационной) зоне.

3. Стратиграфическое направление в учении о геологических фациях в СССР развивали М. А. Усов и др., выделявшие по различным признакам геологические тела разного состава и положения в разрезе. Стратиграфическое

понимание формации сохраняется американскими, японскими и другими геологами. Формация в стратиграфическом понимании всегда индивидуальна, примерно соответствуя свите.

Учение о геологических формациях иногда называют формационным анализом. Однако последним термином чаще всего обозначают метод палеотектонического анализа, основывающийся на представлении о более или менее тесной связи геологических формаций с тектоническими структурами (парагенетическое направление) или на представлении о преопределенности условий образования формаций тектонической обстановкой (генетическое направление).

Современные исследователи, как пишет Ю. А. Кузнецов (1964 г.), несколько по-разному определяя понятие «геологическая формация», сходятся, однако, в том, что под геологической формацией (безразлично — осадочной или магматической) следует понимать естественнoисторические сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры.

По Н. П. Хераскову (1952 г.) формациями называются естественные ассоциации горных пород и минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношениях (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды).

Формация характеризуется составом горных пород, строением и взаимоотношениями с другими формациями. От смежных данную формацию отделяет часто некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования. В результате этого образуются относительно резкие верхние и нижние границы слоистых формаций, а иногда даже перерывы, но перерывы и резкие границы могут быть внутри формаций и далеко не всегда встречаются на границах формаций.

Иногда целесообразно различать конкретные формации, для которых могут быть указаны определенный возраст и местонахождение, и *формационный тип*, объединяющий сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения. Формационные типы, однако, имеют, по Н. П. Хераскову, свою возрастную и пространственную характеристику.

«Формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации — с конкретными структурами; а формационные типы — с типами структур. Формации, свойственные одной структуре, образуют закономерный ряд, отражающий развитие структуры, но формационные ряды даже в однотипных структурах могут отличаться друг от друга, а в разнотипных структурах могут появляться сходные формации» (Н. П. Херасков, 1952 г., с. 50—51).

Легко видеть, что определение Н. П. Хераскова (равно как и Н. С. Шатского) является наиболее полным и учитывает почти все из перечисленных особенностей формаций. Мы не видим в этом определении сколько-нибудь явных противоречий с определениями В. В. Белоусова и В. Е. Хаина, о которых пишет Ю. Л. Кузнецов. В. В. Белоусов и В. Е. Хаин представляют формацию тоже как «комплекс (естественнoисторическое сообщество — *М. В.*) фаций (пород — *М. В.*), соответствующий определенной стадии геотектонического цикла. Каждая формация в определенной геотектонической зоне» (В. В. Белоусов) или как «закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций (пород — *М. В.*), возникших в определенных, точнее в изменившихся в определенных пределах, физико-географической, геохимической и геотектонической обстановках» (В. Е. Хаин).

В нашу задачу не входит в настоящее время критический анализ истории развития формационного анализа. Приведем лишь дополнительные признаки формаций, в том числе и магматических, которые являются решающими для целей формационного анализа образований вулканогенно-рудных поясов и центров.

Как справедливо в эпиграфе к Учению о рудных месторождениях ссылается на В. А. Обручева акад. В. И. Смирнов, исследователь должен всегда иметь в виду, что руды — это тоже горные породы, и формационный анализ не допустим без учета фактора рудоносности формации (см. также Устиев, 1966).

Ю. А. Билибин дает следующее определение интрузивной формации: «Под интрузивной формацией мы понимаем совокупность пород, которые: 1) встречаясь всегда в совместном развитии, представлены одной и той же петрографической ассоциацией, более или менее постоянной даже в очень удаленных друг от друга областях своего развития и в условиях различного геологического возраста; 2) приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени к определенной фазе тектонического цикла, т. е. к определенной тектоно-магматической обстановке; 3) характеризуются одними и теми же чертами металлогении*» (1959 г., с. 113).

Критикуя это положение Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецов пишет: «В настоящее время накоплен большой фактический материал, позволяющий говорить о том, что по существу каждая складчатая область, и особенно разновозрастные складчатые области развиваются по-своему, характеризуются своим индивидуальным набором магматических формаций. . . . Общая для всех подвижных областей закономерность выражается лишь в том, что основной магматизм начальных этапов развития подвижной зоны постепенно, по мере «созревания» складчатой области в последовательно образующихся магматических формациях сменяется все более и более кислым» (1964, с. 16).

Необходимо заметить, что приведенное высказывание Ю. А. Кузнецова содержит ряд противоречий, которые, впрочем, им же самим и устраняются далее. Во-первых, «индивидуальный набор магматических формаций» отрицает главное и самое мощное оружие формационного анализа: повторяемость формаций во всех их признаках, в различных и прежде всего разновозрастных складчатых областях. Во-вторых, определение интрузивной формации Ю. А. Билибиным наиболее близко определению «геологической формации» Н. П. Херакова, которое Ю. А. Кузнецов принял полностью.

Особенность магматических формаций, по Ю. А. Кузнецову, состоит в том, что они занимают своеобразное и как бы двойственное положение в общем ряду геологических формаций, причем может быть установлено как бы два рода взаимоотношений между ними. Именно магматическая формация может быть частным случаем, особым проявлением геологической формации (батолиты гранитов, гипербазиты), или же магматическая формация является только как бы частью последней (спилито-кератофировые, андезито-дацитовые). Магматические образования в последних всегда очень тесно ассоциируют с породами осадочного происхождения.

Ю. А. Кузнецов предлагает следующую классификацию магматических образований:

* Мы сознательно опустили в п. 3 Ю. А. Билибина: «обнаруживают целый ряд геохимических, петрохимических и минералогических особенностей, указывающих на их происхождение из магм сходного состава в результате одного и того же процесса их эволюции». Не говоря уже об условности определения тождества магм, могут иметь место региональные различия одних и тех же формаций.

Магматический комплекс — конкретная, т. е. занимающая определенное место в пространстве и во времени ассоциации тех типов пород, которые принято называть магматическими (а также сопутствующих им метаморфических и рудных образований), тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном их облике.

Формационный тип — термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах. Формационные типы, следовательно, отличаются друг от друга прежде всего характерным набором пород, некоторыми особенностями их петрохимии и минерального состава, металлогенической специализацией и приуроченностью к определенным типам геологических структур. Выделение формационных типов необходимо для целей научного обобщения и систематизации фактов по конкретным ассоциациям магматических пород, а также для построения классификации этих ассоциаций» (1964, с. 20).

Магматическая формация — наиболее общий термин, который может быть использован и для обозначения конкретных ассоциаций магматических пород — магматических комплексов и для обозначения формационных типов (гипербазитовая формация — формационный тип, кембрийская формация Тувы — конкретный магматический комплекс).

«Важнейшим критерием для выделения формационного типа в самостоятельную единицу является повторяемость его в пространстве (в различных районах и структурах) и во времени (различный возраст принадлежащих к данному типу конкретных ассоциаций). . . . Разновозрастные магматические комплексы, которые приходится относить к тому или иному формационному типу, никогда не могут быть абсолютно тождественны. . . .

Признак повторяемости является обязательным условием выделения формационного типа, он отражает, конечно, какие-то внутренние закономерности в развитии основных структурных элементов Земли». Повторяемость в пространстве, по Ю. А. Кузнецову (с. 20—21), наблюдается гораздо чаще, чем повторяемость во времени, что связано, как он считает, с необратимостью геологического процесса. Эта необратимость выражается в образовании некоторых формационных типов только однажды в истории Земли (М. М. Василевский, 1966, 1967 г., 1968 г. и др.).

* * *

Из всего изложенного выше вытекает следующее.

1. Основным методом познания объективных закономерностей геологического и металлогенического развития вулканогенного пояса является формационный анализ.

2. Формационное расчленение образований вулканогенных поясов должно базироваться на основном признаке и принципе выделения формационных типов — на их повторяемости в пространстве и во времени.

3. Необходимо учитывать, что необратимость геологических процессов может сказаться в том, что, выделяя какой-либо формационный тип, мы не будем наблюдать полной тождественности слагающих его разновозрастных комплексов.

4. Задачей исследований по прогнозной оценке является, с одной стороны, выявление сходства (повторяемости) формаций других, прежде всего разновозрастных регионов, с другой стороны — установление различий и их причин.

5. Целям формационного анализа в наибольшей мере отвечают определения геологической формации Н. П. Хераскова с дополнениями Ю. А. Кузнецова и Ю. А. Билибина в отношении магматических и рудных формаций.

Говоря о необходимости учитывать при формационном и металлогеническом анализе возрастную необратимость геологических процессов и возможную разницу в облике формационных типов, мы прежде всего имеем в виду особенности в облике формационных типов дофанерозойских складчатых областей и вулканогенно-рудных поясов. Орогенный метаморфизм в них проявляется как региональная гранитизация вокруг и внутри купольных структур. В этап формирования ютнийской молассы, если исходить из последовательности геологических событий, по Н. Г. Судовикову (1964), характерно формирование гранитов рапакиви.

Они сопоставляются с экструзивными образованиями кайнозойских моласс, также будучи производными периферических очагов. Учитывая малую мощность коры и наличие положительных аномалий силы тяжести под массивами рапакиви, можно думать, что очаг типа конрадовского в этот период являлся периферическим для интрузий рапакиви, а области их зарождения весьма напоминают области зарождения периферических очагов в недрах современных гидротермальных систем, как это представляют себе сторонники многочисленных уже «флюидных» гипотез.

В составе структур центрального типа с рапакиви (лицкая система), как и в цепочках современных кальдер, В. Е. Романов (1967 г.) описывает «субвулкан» возраста рапакиви с субвулканическими интрузиями гранит-порфиоров, с характерными брекчиевыми структурами в центральных частях куполов. По существу внешние признаки рапакиви (порфиробластез) — признаки магматического замещения на уровне формирования магматического очага. Однако они наблюдаются и в субвулканических интрузивах, и в экструзивах в современных кальдерах. Выражается это в образовании метасоматических порфиробласт ортоклаза (адуляра) вплоть до целых полей псевдотрахитов, где плагиоклазы «зерно за зерно» замещены адуляром с санидиновой оптикой. Достаточно типично истечение экструзий с переходами в игнимбритовые потоки.

Еще большие различия в облике формационных типов пород наблюдаются при сравнении с классическими раннегеосинклинальными образованиями. Беломориды, будучи их вероятными гомологами, представляют собой с этой точки зрения образования совершенно неизученные.

Таким образом, оценивая облик и рудоносность вулканогенно-рудных формаций, мы должны принимать во внимание возраст и время ее формирования в ходе истории не только отдельного вулканогенно-рудного центра, но и всего вулканогенно-рудного пояса в целом.

Поисковые признаки и поисково-оценочные критерии близповерхностных рудных месторождений. Установление поисковых признаков и оценочных критериев близповерхностных месторождений невозможно без суммированного учета всех факторов тектонического и магматического контроля размещения месторождений и проявлений, без сравнительного анализа их структур, вещественного состава, глубин, масштабов и возраста оруденения. Внутри установленных вулканогенно-рудных центров надо задаваться целью поисков этого вида месторождений в толщах

определенного возраста и состава, подвергающихся определенному типу гидротермальных преобразований.

Тектонический и магматический контроль размещения месторождений и проявлений.

Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений золота близповерхностного генезиса локализуется в пределах долгоживущих миоцен-четвертичных тектоно-магматических или вулкано-тектонических структур. Эти структуры формировались с начала миоценового времени в участках пересечения зоны Центрально-Камчатского глубинного разлома с глубинными разломами северо-западного и меридиального направления. Тектоно-магматические структуры — это крупные постройки, осложненные тектоническими процессами, прошедшие в своем большинстве стадии кальдерообразования, поднятия и эрозии центральных частей. Центры вулканической активности смещались, видимо, в пределах участков незначительно.

В связи с приуроченностью однотипного оруденения именно к этим центрам мы предлагаем выделять их в качестве рудных узлов. В соответствии с закономерным размещением оперяющих Центрально-Камчатский глубинный разлом трещин (Власов, Василевский, 1964) наблюдается закономерное симметричное размещение тектоно-магматических структур и связанных с ними рудных узлов. Некоторые из них пространственно приурочены к интенсивно эродированным центральным частям указанных тектоно-магматических структур, где вскрываются сравнительно хорошо раскристаллизованные интрузивные тела гранитоидов сложного строения.

Рудные тела не обнаруживают приуроченности к каким-либо отдельным субфазам или фациям интрузивных пород. Они моложе даек среднего состава, развиты в пределах рудных полей. Дайки основных пород (андезито-базальты и базальты) секут рудные тела и ориентированы в другом направлении. Большинство рудных тел таких месторождений и проявлений представлены штокверками сложного строения и жильно-штокверковыми зонами. Рудные зоны наследуют трещины преимущественно северо-восточного и меридионального направления. Мощности и протяженность их довольно значительные, хотя составляющие зоны жилы и прожилки, как правило, имеют мощность 0,1—1 м. Рудные тела располагаются как в интрузивных породах, так и среди вмещающих интенсивно пропилизитизированных вулканитов.

С удалением от интрузивного тела или выше в самом интрузивном теле кварцевые и кварц-карбонатные жилы обнаруживают тенденцию к увеличению мощности. В этом же направлении меняются текстуры рудных тел от преимущественно полосчатых и массивных к преимущественно брекчиевым. Вещественный состав рудных тел этой группы рудопроявлений довольно разнообразен: значительная доля в нем принадлежит сульфидам свинца, цинка, меди. Содержания этих элементов, иногда сравнительно высокие (до десятков процентов), в общем для рудных тел остаются в пределах 0,5—1%.

Следует отметить, что неравномерное гнездообразное содержание характерно для всех компонентов. В несколько меньшем количестве в рудных телах отмечаются ковеллин, борнит, пирротин, гематит. Эти минералы локализируются на участках наибольшего эрозионного среза рудных тел. С глубиной увеличивается количество цинка и меди, уменьшается содержание свинца. Жильные минералы в рудных телах представлены кварцем, карбонатом, баритом, хлоритом, эпидотом. Кварц обычно присутствует в нескольких генерациях (3—4), причем основная масса сульфидов свинца, меди и цинка приурочена ко второй, а самородное золото к третьей генерации.

По всей территории рудных полей и рудопроявлений наблюдаются вторичные ореолы рассеяния ртути (киноварь в аллювии современных водотоков). Но параметры этих ореолов и содержания киновари весьма и весьма малы. Ни на одном из рудных полей не было выявлено коренных источников киновари, хотя участками сохранились все комплексы пород, залегающие выше рудовмещающих интрузивных массивов и миоценовых вулканитов. Ртутная минерализация имела место в верхних частях миоценовых толщ, но затем была уничтожена эрозией перед образованием верхнемиоцен-плиоценовых вулканитов.

Другая часть рудопроявлений и месторождений пространственно не связана с определенными интрузивными массивами. В пределах таких рудных полей закартированы лишь небольшие субвулканические тела диоритов, диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов и долеритов. При детальном исследовании было выявлено большое количество даек основных пород, по времени своего образования близких к рудным телам. Сами рудные поля также локализируются в пределах длительно развивающихся тектоно-магматических структур (миоцен-четвертичных). Но если субвулканические интрузивные тела вскрываются в центральной части кальдер древних вулканов, то рудные тела приурочены к их краевым, периферическим частям.

Связь описываемых месторождений и рудопроявлений с тектоно-магматическими структурами понимается нами только как структурная. Точнее, вулкано-тектонические структуры указывают на местоположение участков интенсивного проявления магматических и рудообразующих процессов как до формирования самих структур, так и сингенетичных с ними. Описанные в настоящей работе месторождения и рудопроявления сформировались до образования одноименных с ними вулканоструктур, в пределах которых они локализованы. На это, в частности, указывает факт нахождения в туфах и туфоконгломератах нижних частей разреза вулканоструктур обломков жильного кварца, вторичных кварцитов и несогласное залегание рудовмещающих толщ фундаментов вулканоструктур.

Вмещающие оруденение породы представлены в Центрально-Камчатском вулканогенно-рудном поясе породами средне-верхнемиоценовой березовской свиты: кислыми и средними лавами, туфами, игнимбритами, реже потоками базальтов. Большим развитием среди образований березовской свиты пользуются экструзии дацитов, липаритов и андезито-дацитов. Некоторыми исследователями возраст рудовмещающих толщ для этих рудопроявлений принимается верхнемиоцен-плиоценовый.

Рудные поля месторождений занимают, как правило, площади одной тектоно-магматической структуры, но иногда при больших параметрах последней только часть ее. То же можно сказать и о месторождениях в пределах рудных полей и вулканоструктур. В общем наблюдается определенная закономерность: чем моложе оруденение, тем меньшую площадь она захватывает, т. е. локализуется в структурах меньших параметров.

Структуры месторождений и площадных рудопроявлений этой группы образованы сложными системами секущих рудных тел: рудные столбы в зонах дробления пород, простые трещинные жилы, жильно-штокверковые зоны. Жилы простого строения чаще локализируются в основных и средних породах нижних частей рудных зон, а сложные системы ветвящихся жил и штокверки — в средних и кислых.

С глубиной морфология рудных тел меняется. Секущие жилы различной текстуры располагаются преимущественно на глубине 150—300 м от

поверхности наименьшего эрозионного среза, а окварцованные оруденелые зоны дробления пород, зоны интенсивного прожилкования занимают верхнюю часть разреза. Глубже 300 м от поверхности современного эрозионного среза рудные тела, видимо, не меняют своего строения. Судя по данным бурения, рудные тела на глубине более 300 м имеют еще более простое строение.

Вещественный состав рудных тел второй группы несколько иной. Из рудных минералов преобладают сульфиды: халькопирит, пирит, арсенопирит, борнит, сфалерит, аргентит, киноварь и серебро. Реже и в меньших концентрациях характерны блеклая руда и теллуриды: гессит, алтаит, креннерит, петцит, калаверит. Состав жильных минералов несколько богаче, чем в первой группе: кварц, адуляр, гидрослюда, цеолиты, карбониты (кальцит). Кальцит и цеолиты имеют широкое развитие лишь в верхних частях рудных тел.

Гидротермальное изменение пород, вмещающих вторую группу месторождений и рудопроявлений, выражено площадной пропилитизацией и узкими околотрещинными (не околосильными) кварц-каолинитовыми и кварц-серцит-гидрослюдистыми изменениями.

К третьей группе по особенностям магматического контроля, вещественному составу руд и вмещающих пород следует отнести ртутные месторождения и некоторые серебряные рудопроявления.

Вмещающими породами здесь служат преобразованные во вторичные кварциты лавы и туфы среднего и кислого состава, диориты, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириды. Для некоторых из них характерно присутствие базальтовых и андезит-базальтовых даек, небольших штоков, структурно и пространственно связанных с рудными телами. Оруденение наложено не только на пропилитизированные породы, но и на вторичные кварциты. Рудные тела содержат их ксенолиты.

В верхних горизонтах рудных тел наблюдается ртутная минерализация. С глубиной появляется жильный кварц с киноварью, пиритом, халькопиритом. В рудном теле на глубине 50 м от поверхности в обломках жильного кварца среди зоны каолинизированных с киноварью пород отмечалось в протолочке бороздовой пробы до 100 знаков черного сфалерита.

В районе ртутного Чепцуриинского месторождения наибольшие концентрации отмечаются в интенсивно пиритизированных зонах мощностью 10 м и более. Здесь, как и на ртутных месторождениях, отмечается ассоциация киновари с антимонитом.

Исходя из вещественного состава и других особенностей месторождений и проявлений предлагается разделить их на следующие геолого-генетические подтипы:

1. Золото-полиметаллические. Сюда относятся рудопроявления в кварцевых, кварц-карбонатных жилах и жильно-штоковерковых зонах среди интрузивных образований, сформировавшихся на умеренных глубинах, и вмещающих их вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижнего миоцена.

Месторождения и рудопроявления сформировались в заключительный этап второй курильской фазы и связаны парагенетически с диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Эти рудопроявления приурочены к центральным глубоко эродированным частям тектоно-магматических структур.

Оруденение имеет значительный вертикальный размах и характеризуется вертикальной зональностью: от существенно полиметаллического на глубине до золоторудного на верхних горизонтах. Верхние горизонты рудопроявлений, как правило, уничтожены эрозией и ныне сохранились лишь средние и глубокие

его части: полиметаллические и золото-полиметаллические. Наложение последующих рудных процессов в пределах активизировавшихся вулканогенно-рудных центров усложнило минералогию и морфологию рудных тел.

2. Золото-серебряные с теллуридами. К этому подтипу относятся золото-серебряные месторождения, рудные тела которых представлены кварц-адуляровыми, кварц-карбонат-цеолитовыми с гидрослюдой жилами и мощными зонами прожилкования, окварцованными зонами дробления в пропилитизированных лавах и туфах среднего, реже кислого состава. Возраст вмещающих вулканитов средне-верхнемиоценовый. Пространственной связи с интрузивными породами не отмечается. Тела близповерхностных диоритов, диоритовых порфиритов расположены в 1—2 км от рудопроявлений. Иногда присутствуют экструзии дацитов и андезито-дацитов. На некоторых рудных полях широко развиты дорудные или сингенетичные дайки и небольшие штоки базальтов, андезито-базальтов и долеритов, с которыми оруденение имеет парагенетическую связь. Оруденение сформировалось в заключительный этап алеутской фазы.

Пространственно эти месторождения и рудопроявления приурочены к краевым менее эродированным частям тектоно-магматических структур и имеют с ними структурную связь. Вертикальный размах оруденения оценивается по имеющимся данным в 500—600 м. Глубже возможно появление одно-возрастного золото-полиметаллического оруденения.

3. Золото-ртутные. К этому подтипу относятся оруденелые (ртуть, сурьма, золото) зоны в гидротермально измененных средних и кислых вулканитах и субвулканических диоритах, кварцевых диоритовых порфиритах, дацитах и андезито-дацитах. Осевую часть в зонах слагают монокварциты, сменяющиеся на глубину секущими кварцевыми жилами с одновременным увеличением концентрации золота, сурьмы и уменьшением — ртути. На некоторых рудных полях верхние горизонты с существенно ртутным оруденением уже эродированы и на поверхность выведены либо кварц-карбонатные золотоносные жилы и кварц-адуляровые с золотом брекчии, либо зоны золотоносных обильно пиритизированных пород. Оруденение данного типа формировалось, вероятно, в заключительные этапы алеутской фазы и затем в заключительные этапы татарской фазы (плиоцен).

Для ряда рудных полей этого типа характерно обилие даек основных пород, дорудных, но близких по времени образования к оруденению. Вертикальный размах собственно ртутного оруденения не превышает 300 м.

Методы прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций. Изучение металлогении вулканогенно-рудных поясов и долгоживущих магматических и металлогенических вулканогенно-рудных центров показало наличие многих общих признаков, отражающих объективные закономерности в проявлении рудоносности поясов и центров, которые могут быть положены в основу разработки критериев прогнозной оценки как новых регионов, так и областей с невыясненным промышленным потенциалом, в которых известны признаки металлоносности.

Главнейшие задачи, решаемые на различных этапах изучения и опосредования территории, таковы. Геологическая позиция и тип рудных районов определяются в результате региональных металлогенических исследований. В задачу металлогенического исследования рудных районов входит выяснение геологической позиции расположенных в их пределах рудных узлов, полей, а при крупномасштабных работах — отдельных рудных месторождений. Целесообразно составление среднемасштабных металлогенических карт (масштаба 1 : 200 000—

1 : 100 000) для территорий рудных зон и крупномасштабных (1 : 50 000—1 : 25 000—1 : 10 000) — для отдельных рудных узлов и полей.

Основным методом выделения рудоконтролирующих факторов при металлогеническом исследовании рудных районов является целенаправленное специализированное геологическое картирование с применением минералогических, геохимических, геофизических и других работ. Основное внимание при этом должно быть уделено следующим вопросам.

1. Установлению закономерностей геологического строения региона с особым вниманием на *вулcano-тектонический тип* развития, формы вулканических и субвулканическо-интрузивных тел.

Не менее важной задачей является изучение морфологии и строения фундамента вулканических областей, весьма важного объекта при возможной локализации золотого, золото-серебряного, свинцово-цинкового и медного оруденения.

2. Исследованию петрологических особенностей геохимической и металлогенической специализации всей серии интрузивных образований, развитых в рудном районе.

3. Установлению и детализации критериев связи оруденения с интрузивными образованиями вообще, а также с отдельными интрузивными телами в частности. Выявленные при этом петрографо-минералогические и геохимические критерии связи оруденения и интрузивов могут служить косвенными поисковыми признаками.

4. Выяснению морфологии отдельных интрузивов в рудных полях и глубины их залегания в случае наличия тел, еще не вскрытых эрозией. Присутствие последних устанавливается по наличию косвенных признаков: криптобатолитовых ореолов контактово-метаморфических и гидротермальных новых минералообразований. Необходимо при этом пользоваться данными аэро- и наземной магнитной съемки, фиксирующей залегающие на глубине интрузивы с разделением их по составу. В ряде случаев (Закарпатье) магнитная съемка позволяет также судить о степени гидротермальной переработки пород интрузивных массивов, являющейся косвенным указанием на возможность обнаружения продуктов гидротермальной деятельности рудной стадии минерализации.

5. Изучению моно- и полиасцендентной зональности в рудных полях при определении пространственной зональности оруденения и его связи с вулcano-тектоническими структурами в более широком регионе.

6. Тщательному выяснению взаимоотношений оруденения с дайками различного состава, поскольку нередко оруденение тесно ассоциирует с дайками в пространстве и во времени. Дайки служат также индикаторами тектонически ослабленных зон и косвенно фиксируют глубинные разломы. С точки зрения локализации оруденения особо важно выявление участков пересечения различно ориентированных дайковых полей, контролируемых системой разломов.

Не менее детально, чем благоприятные геологические предпосылки (рудоконтролирующие факторы), должны выявляться, исследоваться поисковые признаки и устанавливаться их взаимосвязи с первыми. К числу этих признаков относятся все выходы полезных ископаемых и продуктов их экзогенных изменений, характерные сопутствующие гидротермально измененные породы, а также первичные и вторичные ореолы рассеяния. При изучении ореолов рассеяния необходимо применение специальных геохимических методов, выделение типоморфных элементов — индикаторов оруденения и их типичных парагенезисов.

Методика выделения и оценка наиболее перспективных площадей в пределах металлогенических зон. При выделении и оценке наиболее перспективных площадей в пределах металлогенических зон помимо учета перечисленных факторов используются также прямые и косвенные индикаторы оруденения.

К числу прямых индикаторов, как уже отмечалось, относятся такие минералогические особенности руд, как присутствие полосчатого и каркасно-пластинчатого кварца, наличие в рудных жилах и метасоматически измененных породах адуляра, количество которого нередко прямо зависит от степени рудоносности жил. Важным оценочным признаком является цвет кварца. Известно, что в месторождениях Северо-Востока СССР, Камчатки, Курильских островов и многих других регионов наличие темных прослоев в полосчатом кварце свидетельствует о наличии в нем диспергированных рудных золото- и серебросодержащих минералов: сульфидов и сульфосолей.

Большое значение для оценки локальных перспективных площадей имеет правильная оценка типов гидротермально измененных: пропилитизированных и аргиллизированных пород и их отношения к оруденению.

Глинистые минералы характерны для близповерхностных месторождений. Основными глинистыми минералами золото-серебряных месторождений являются слюдисто-гидрослюдистые образования и минералы группы каолинита, представленные в большинстве случаев каолинитом и диккитом. Диккит образуется чаще при отложении в открытых полостях, каолинит обычен при метасоматическом замещении исходного материала.

Очень важно при оценке перспективности локальных площадей отличать продукты гидротермального метаморфизма от кор выветривания. Исследования золото-серебряных месторождений Востока СССР показали, что это различие состоит в присутствии в гидротермальных новоминералообразованиях диккита. При выветривании диккит не образуется. Слюды и гидрослюды весьма широко распространены в месторождениях близповерхностного генезиса.

Слюдистые минералы прерудного, собственно рудного и послерудного этапов довольно четко различаются по совокупности рентгеновской и оптической характеристик. Гидрослюды дорудного и послерудного этапов близки к гидрослюдам полиморфно-политипной модификации 3Т, а гидрослюды продуктивных ассоциаций — к модификации 1М. Такие различия, будучи установлены для подавляющего большинства изученных на Востоке СССР месторождений, позволяют рассматривать модификацию 1М как непосредственный оценочный признак на собственно рудную минеральную ассоциацию, развитую в пределах локальной перспективной площади.

Обычно участки наиболее интенсивного развития гидрослюды (1М), как и адуляра, характеризуются повышенным содержанием золота. Опыт работ показывает также, что подобная оценка локальных площадей может быть произведена и при помощи пламенной фотометрии, устанавливающей участки и зоны повышенной калиенности. При этом используются те же особенности минерального состава перспективных локальных площадей и зон. На полиметаллических месторождениях прямым признаком рудоносности являются преобразованные аргиллизированные породы внутренних зон с железистым шамозитом — минералом щелочной среды образования.

Большое значение при оценке локальных перспективных площадей имеет установление соотношений между вертикальной зональностью продуктов дорудного гидротермального метаморфизма и собственно рудных минеральных ассоциаций.

Развитие в пределах локальной площади надрудных метасоматитов указывает на ее перспективность и возможность обнаружения в ее пределах неэродированных рудных тел. Наоборот, широкое развитие подрудных метасоматитов свидетельствует о глубокой эрозии рудного поля и снижает его перспективы. Таким образом:

1. Проявление на какой-либо площади процесса аргиллизации пород может рассматриваться как благоприятный оценочный признак возможной рудоносности этой площади.

2. Внешние зоны слабого глинистого изменения пород (хлоритовые, хлорит-монтмориллонитовые, монтмориллонитовые, каолинит-монтмориллонитовые изменения) могут быть одинаковыми на рудоносных и безрудных участках и пока не могут быть использованы для оценки рудоносности полей аргиллизированных пород.

3. Предварительная оценка рудоносности аргиллизированных пород может быть произведена по составу внутренних зон сильного сужения. Достоверным признаком рудных зон являются аргиллизированные породы, содержащие гидрослюды, глинистые хлориты, адуляр.

4. При оценке рудоносности каолинизированных пород нет однозначного решения. Каолинизация может быть вызвана дорудным, рудосопровождающим и послерудным метасоматозом.

5. В приповерхностных условиях горизонты каолинизированных пород являются составной частью сольфатарной шляпы кварц-алунит-каолинитового состава, под которой могут находиться рудоносные блоки аргиллизированных пород. Глубина распространения сольфатарной шляпы обычно не превышает 250 м. Зоны тектонических нарушений, выявленные в поле сольфатарной шляпы, должны вскрываться скважинами на глубину не менее 300 м.

6. Наибольшее количество рудосопровождающего минерала и наиболее широкий ореол его распространения в измененных породах наблюдаются обычно около наиболее богатых рудных тел.

7. Если в аргиллизированных породах содержится повышенное по сравнению с материнской породой количество рудных элементов, то это свидетельствует о том, что аргиллизированные породы вмещают минерализованные теми же элементами жилы или какие-либо другие рудные тела.

Возможности использования пропилитизации при оценке локальных площадей. Оценивая практическое значение изучения пропилитизации, Д. С. Коржинский (1955, с. 120) пишет, что «изучение пропилитизации имеет большое значение, потому что она часто служит основным поисковым признаком для различных жильных, а иногда и рудно-скарновых месторождений».

Пропилитизация является признаком мощного воздействия в данном районе восходящих послемагматических растворов. В районах с мощным развитием пропилитизации мощно развиты и другие виды метасоматических процессов. Пропилитизация, таким образом, является важнейшим поисковым признаком, который должен учитываться при поисках как жильных, так и скарново-рудных месторождений».

В областях регионального проявления пропилитизации направление поисков конкретных участков развития эпиметасоматических рудных жил, вообще говоря, пропилитизацией не определяется, поскольку этот фактор проявлен во всей области одинаково. Правда, и в областях региональной пропилитизации устанавливаются зоны более интенсивного ее проявления (зоны региональных разломов), в которых по преимуществу и концентрируется эпиметасоматическое оруднение. Объяснение этого явления лежит в совпадении

факторов структурного контроля, обусловивших как максимальное проявление метаморфизма, так и последующего оруденения.

Весьма четко указывает районы возможных поисков рудных жил пропилитизация в молодых орогенных и посторогенных вулканогенных формациях (для которых и характерны месторождения рассматриваемых типов), где она проявлена локально либо в зонах тектонических нарушений, либо в околоинтрузивных зонах. Более поздние рудные жилы, как правило, контролируются теми же факторами, которые обусловили и локализацию пропилитовых изменений, хотя возможны и исключения.

Большое поисковое значение имеет также тот факт, что разрыв во времени между пропилитизацией и оруденением в молодых подвижных областях невелик, в связи с чем условия локализации как дорудных пропилитизирующих растворов, так и более поздних рудных не меняются.

Явления синвулканической пропилитизации изучены в настоящее время очень слабо. Они нередко не могут быть выделены из комплекса более поздних пропилитов, поэтому не могут быть использованы в качестве поискового и оценочного признака.

Весьма распространено среди исследователей, понимающих пропилитизацию и возникновение сопряженных метасоматитов как следствие образования рудных жил, мнение о том, что поисковое значение имеет спектрохимическое изучение пропилитов. Тот факт, что оруденение почти всех пометалльных типов является эпиметасоматическим, т. е. послепропилитовым, резко снижает ценность рудной специализации пропилитов как поискового признака. Наличие в пропилитах и сопряженных с ними метасоматитах тех или иных металлических примесей свидетельствует лишь о наличии тех или иных эндогенных ореолов рассеяния, связанных с наложенным оруденением.

Методика проведения работ и составления крупномасштабных прогнозных карт (масштаба 1 : 50 000—1 : 10 000) на перспективных территориях. Средне- и крупномасштабные металлогенические карты графически выражают выявленные закономерности формирования и размещения оруденения в пределах локальных рудоносных площадей. Это должны быть карты рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков. Металлогенические и прогнозные карты удобнее составлять раздельно. Это позволяет избежать перегрузки карт и четко отделить от фактических данных вытекающие из них металлогенические построения и прогнозы.

Средне- и крупномасштабные металлогенические карты составляются на специализированной геологической основе, т. е. геологической карте соответствующего масштаба, дополненной и максимально детализированной в отношении элементов, имеющих металлогеническое значение. На ней не показываются элементы геологического строения, не имеющие такого значения. Весьма важно выделение на карте жерловых, эруптивных и других подобных образований: во-первых, как структур благоприятных для локализации оруденения; во-вторых, как индикаторов скрытых разломов.

Показывая на карте интрузивные и контактово-метаморфические образования, необходимо отражать: 1) принадлежность интрузивных пород к тому или иному комплексу с разделением на фазы внедрения и с выделением фациальных разновидностей; 2) морфологию, глубину эрозионного среза и глубину становления интрузивных тел; 3) металлогеническую специализацию различных фаз интрузивного комплекса; 4) по возможности различать дайки, связанные с интрузивным магматизмом, и дайки — корни эффузивных покровов; 5) субвулканические образования.

Из разрывных нарушений помимо разного рода разломов с разделением их по времени заложений показываются зоны повышенной трещиноватости. Эти зоны и узлы их пересечений намечаются при нанесении даек, мелких интрузивных тел, зон гидротермально измененных пород, рудопроявлений и месторождений.

Опыт работ в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье, на Дальнем Востоке, Северо-Востоке и в других регионах СССР показывает также, что рудоносные площади на картах прогноза целесообразно разбивать на три категории:

1) участки, примыкающие к промышленным месторождениям, перспективные в отношении прироста запасов, требующие постановки поисково-разведочных работ;

2) площади выхода рудовмещающих пород или благоприятных структур с наличием признаков оруденения, требующие постановки поисковых и опробовательских работ с применением горных выработок, бурения и геофизической разведки;

3) площади выхода рудовмещающих пород или благоприятных структур без прямых признаков рудной минерализации, нуждающиеся в постановке поисковых работ с применением геофизических исследований и поверхностных горных выработок.

Методика районирования перспективных территорий предполагает следующую последовательность выделения рудоносных площадей: полиметаллическая провинция или пояс — полиметаллическая зона — район-узел — поле.

Для рудоносного района характерен общий, как правило, единый магматический комплекс. Структура, метаморфизм, реже литология обуславливают развитие факторов, контролирующих оруденение.

Для рудоносных узлов характерны: 1) общий единый магматический комплекс с определенными фазами и выдержанной глубинностью становления, 2) контроль оруденения структурными и литологическими факторами, 3) постоянные типы месторождений, 4) выдержанность эрозионного среза в постоянных интервалах.

На рудовосных полях наблюдаются отдельные фазы определенного магматического комплекса. Точно устанавливаются структурные элементы, контролирующие оруденение (трещины или их системы), а также породы характерного литологического состава, которые контролируют развитие оруденения и непосредственное размещение рудных тел. Для рудоносных полей характерно небольшое количество месторождений с постоянными формами залегания, а также достаточно постоянный эрозионный срез.

Детальные геолого-поисковые работы масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 предполагают обследование зон и узлов рудоносности. Этими работами направляются поиски, предварительная разведка и изучение месторождений, т. е. иногда даются объекты для предварительной разведки.

Эти работы обязательно должны сопровождаться геофизическими исследованиями (электро- и гравиметоды, магнитометрия), картировочным бурением, а также значительными объемами шлиховых, металлометрических и канавных работ.

В перспективных районах геологическая съемка должна быть специализированной, с выделением и картированием структур, влияющих на характер размещения золотого и полиметаллического оруденения различных металлогенических циклов. При съемке большое внимание следует уделять складчатым, блоковым структурам, вулканоструктурам, выявлению и прослеживанию тектонических зон и отдельных разломов, установлению возраста их заложения и подновления.

При съемке особое значение приобретают геофизические работы. Они позволяют оконтуривать депрессии, в бортах которых локализовано оруденение (Забайкалье), выявлять зоны гидротермально измененных пород, жильные зоны и отдельные жилы. Для всех этих целей применяется электропрофилирование. Положительные результаты дает также применение магнитометрии, которая позволяет разделять интрузивные образования по составу и степени гидротермального метаморфизма.

Шлиховые пробы при этих работах отбираются по сетке 50 м. Масса пробы 20 кг, глубина взятия 0,5—0,6 м при мощности наносов 3—5 м. Каждая десятая выработка проходит до коренных пород с опробованием через 0,5 м. Рекомендуется отмывка серого шлиха, так как эпитермальное золото мелкое. Проба разделяется сначала в тяжелой жидкости ($d = 2,8-2,9$), а затем магнитом и электромагнитом.

Для изучения вторичных ореолов рассеяния в делювии металлометрические пробы следует брать из тех же закопашек непосредственно под почвенным слоем. Металлометрические пробы анализируются на комплекс элементов, которые являются характерными спутниками золото-серебряного и полиметаллического оруденения в каждом конкретном районе.

Канавные работы используются для расчистки и опробования жил, поисков жил вблизи свалов, вскрытия и опробования гидротермально измененных пород, для проверки геофизических аномалий и выявления их геологической природы.

Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 должна сопровождаться съемкой четвертичных отложений, а также геоморфологическими исследованиями, в задачи которых должно входить выявление истории развития рельефа (после рудообразования), изучение неотектоники и характера эрозионного среза.

После выявления перспективных участков необходимо проводить более детальные поисковые работы, сопровождаемые геологической съемкой масштаба 1 : 10 000—1 : 5 000, геофизическими работами и гидрохимическими исследованиями (Голева, 1968). Поиски масштаба 1 : 10 000 должны быть ориентированы на выявление рудных тел с промышленными концентрациями металлов, выходящих на поверхность под наносами.

В комплекс работ на данном этапе поисков входят: 1) металлометрия для выявления вторичных ореолов спутников и полиметаллов при небольших наносах (не более 5 м); 2) шлиховое опробование делювия при малой его мощности (3—5 м); 3) геофизические работы и в частности электропрофилирование для выявления жильных зон и рудных тел; 4) канавные работы и в случае мощных наносов проходка мелких буровых скважин для выявления и изучения гидротермально измененных пород и прослеживания их по простирацию. В случае значительных наносов проходятся шурфы с квершлагами или мелкими буровыми скважинами.

Глубокое бурение целесообразно ставить только после окончания разведки рудных тел на поверхности и выявления жил или жильных зон с промышленными концентрациями металлов, перспективных по своим масштабам. Указанные виды работ целесообразны и весьма эффективны для участков с относительно маломощными (3—5 м) наносами. Если наносы мощные, металлометрию и шлиховое опробование применять не следует. В случае мощных наносов лишь геофизические исследования указывают на отдельные жилы и жильные зоны.

После выявления и прослеживания геофизическими методами (электропрофилированием, магнитометрией, гравиразведкой) зон каолинизации их

необходимо разбуривать неглубокими колонковыми скважинами с целью уточнения границ. В дальнейшем при детализации работ в пределах широких зон каолинизации должны быть выделены и прослежены более узкие зоны рассеянного и прожилковидного окварцевания, пиритизации и первичных ореолов рассеяния элементов-индикаторов.

Последующая работа должна направляться на вскрытие рудных жил на небольшой глубине наклонными буровыми скважинами и их прослеживание по простиранию.

В случае наличия многочисленных малопротяженных жил, располагающихся в нескольких системах пересекающихся трещин, буровые работы следует вести по взаимно перпендикулярным линиям скважин. После первых пересечений промышленных руд необходимо проходить разведочную шахту с квершлагами и штреками для получения данных об элементах залегания различных систем жил и для их разведки.

Методика проведения работ при оценке перспектив известных и выявленных участков минерализации, методика составления карт и планов для проведения детальных поисковых и разведочных работ. При поисковых работах масштаба 1 : 50 000 и мельче по потокам рассеяния шлиховая съемка представляется более эффективной, чем литохимическая независимо от типа коренных месторождений. Если параллельно идет литохимическая съемка, необходимо все пробы анализировать на те элементы-индикаторы оруденения, которые характерны для каждого данного конкретного региона.

Одновременно необходимо изучать фоновое содержание и других металлов (свинца, цинка) во всех типах коренных пород. При поисковых работах масштаба 1 : 10 000 и крупнее ведущим методом поисков должна быть литохимическая съемка по ореолам рассеяния элементов-индикаторов золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений. Некоторая часть литохимических проб (не более 50%) анализируется на золото. Опыт работ на Камчатке показывает, что эффективным и экономичным является анализ на серебро, поскольку оно очень часто находится в парагенезисе со свинцом, цинком и медью. Содержания серебра более 3 г/т указывают на возможность обнаружения промышленных концентраций золота.

В центральных точках каждого из литохимических ореолов золота целесообразно отобрать по 2—3 шлиховые пробы с целью определения минерального состава коренных источников золота до их вскрытия горными выработками. По результатам литохимической съемки составляются полиэлементные карты.

Пробы отбираются с глубины 30—40 см; на анализ выделяется фракция меньше 0,25 мм. Масса пробы зависит от метода анализа. При двухдуговом методе он составляет 5 г, а при одновременном анализе пробы на ртуть с чувствительностью 10⁻⁵% — 10 г; при адсорбционно-спектральном или электрохимически-спектральном — 30—50 г. Используя закономерности размещения минеральных ассоциаций, установлено, что для выявления слепых рудных столбов необходимо следующее.

1. Выявление отдельных продуктивных минеральных ассоциаций. Площади их развития обычно превышают размеры рудных столбов и иногда охватывают системы сближенных участков. Путем оконтуривания таких площадей можно наметить участки для поисков рудных столбов на глубине.

2. Изучение закономерностей смены в пространстве разновременных минеральных ассоциаций, при которых рудные столбы занимают определенные для каждого района положения (зональность).

3. Изучение приуроченности тех или иных ассоциаций к структурам, контролирующим рудные столбы.

4. Определение особенностей текстур и структур рудного вещества, характерных для участков, расположенных над рудными столбами или в их пределах, т. е. систематическое площадное минералогическое картирование вскрываемых выработками рудных тел и рудных полей в целом.

Для геохимического картирования при поисках слепых рудных тел необходимо: 1) геохимическое картирование отдельных коренных пород ранее геологически засятого района; 2) выделение типов гидротермально измененных пород и тщательное их геохимическое картирование на заданные элементы; 3) отбор среди измененных пород отдельных минералов и их геохимическое изучение; 4) химическое изучение подземных вод и наземных источников; 5) отбор газовых вытяжек и их анализ. Поля гидротермально измененных пород подвергаются геохимическому картированию по более густой сетке.

На выявленных наиболее перспективных участках производится детальное картирование как распределения элементов, так и содержания в них более резко выраженных индикаторов. При этом имеют значение не только абсолютные величины, но и их отношения; например, $K : Na$, $Na : Mg$, $Cu : Zn$ и т. д. В районах перекрытых месторождений аналогичные работы проводятся путем разбуривания.

Методика геохимических и геофизических исследований. Главнейшим видом геохимических исследований, производимых в СССР, является литохимическая (спектрозолотометрическая при поисках месторождений золота) съемка, в основе которой лежит систематическое опробование каменного материала, в первую очередь элювиально-делювиальных, элювиальных и других отложений. На долю литохимической съемки в стране приходится около 98% всех объемов геохимических исследований (Н. И. Сафронов, Е. А. Сергеев, 1960 г.). Значительно меньше применяются гидрохимические и биохимические поиски.

Спектрозолотометрическая съемка была предложена впервые Н. И. Сафроновым в 1957 г. для поисков золоторудных месторождений, не дающих механических (шлиховых) ореолов рассеяния. Однако, как показали работы А. В. Горельшева (1965), она с успехом может применяться на определенных этапах и при поисках месторождений, сопровождающихся шлиховыми ореолами. Аналитической основой спектрозолотометрической съемки является спектральный анализ с предварительным химикосорбционным обогащением проб и повышенной чувствительностью (до $1 \cdot 10^{-6}\% = 0,01$ г/т). При интерпретации результатов съемки следует обратить внимание на специфические особенности образования вторичных ореолов. Последние являются в основном механическими, обусловленными твердой фазой состояния золота. В редких случаях примешивается золото, осажденное и сорбированное глинистыми частицами из истинных и коллоидных растворов.

Опробования ризосферы и верхней части делювия не показало больших расхождений (Горельшев, 1965), поэтому глубина отбора проб может составить 15—20 см из слоя, лежащего непосредственно под растительным покровом. Глубина отбора может колебаться в зависимости от климатических условий.

А. В. Горельшевым было проведено опытное спектрозолотометрическое опробование на площадях нескольких золоторудных месторождений. Работы показали, как уже указывалось, что при съемках масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 установление принципиальной золотоносности хорошо достигается и шлиховым опробованием гидросети. В дополнение к шлиховому опробованию рекомендуется отбор донных проб из иловатых фракций делювия. Применение

спектрозолотометрической съемки при этих масштабах нерационально, хотя спектральный анализ на золото отдельных образцов может дать положительные результаты.

При поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 спектрозолотометрическая съемка совместно с геологическими и геофизическими методами дает положительные результаты, весьма отчетливо оконтуривая площади развития рудной минерализации.

Поисково-разведочные работы масштаба 1 : 10 000 и более крупного имеют целью детальное изучение и предварительную разведку установленных рудных полей, их оценку и перспективы. На этой стадии исследования спектрозолотометрическая съемка позволяет уточнить границы рудных полей и наметить в их пределах наиболее перспективные участки. На этом ее задачи исчерпываются. При более детальных работах основное значение получают геофизические методы, горные работы и специализированные геохимические исследования.

Основным методическим приемом при геохимических исследованиях на отдельных месторождениях и рудопроявлениях является опробование рудных тел и вмещающих пород по профилям с постепенным увеличением интервалов отбора проб от контакта. На Балейском рудном поле (Н. А. Китаев, В. В. Поликарпочкин, 1967 г.) пробы отбирались точечным методом из четырех-пяти сколков массой 50 г.

Ввиду большого количества проб обычно используют для их анализа приближенный количественный метод эмиссионного спектрального анализа. Если концентрация элементов в ореолах мало отличается от фоновых, необходимо использовать точные количественные методы анализа. Ряд редких элементов, не обнаруживающихся обычными приближенными количественными спектральными методами анализа, может быть изучен высокочувствительным спектральным анализом на группу халькофильных элементов и др.

Максимальная эффективность поисково-съёмочных работ достигается при рациональном использовании комплексных геохимических и геофизических методов. Использование, например, методов электроразведки позволяет в отдельных случаях отличать геохимические ореолы, связанные со скрытым оруденением, от аномалий, обусловленных рассеянной минерализацией (С. В. Григорян, Е. М. Янишевский, 1965 г.). С помощью геофизических методов оказалось возможным получить необходимые данные о границах рудных полей (Нижнее Приамурье), насыщенности рудными телами, простираниях рудных тел и отдельных элемента геологической структуры (Ю. М. Михайлов, 1965 г.).

На первом этапе исследований стоит применять наиболее простые и экономичные методы: магнитометрию, метод ИЖ, симметричное и дипольное профилирование на постоянном токе.

Магнитометрию следует применять при картировании магматических и других образований, резко дифференцированных по магнитным свойствам. В случае присутствия отдельных разрозненных даек прослеживание их ведется по коротким профилям, а при наличии большого количества разнообразных магматических пород вся площадь месторождений покрывается равномерной сетью наблюдений.

Методом ИЖ картируются элементы геологического строения, отличающиеся электрическим сопротивлением от вмещающей среды. Пригоден он для выявления и прослеживания кварцевых жил, различного рода нарушений, определения контактов. Отличается простотой техники производства измерений и обработки полевых наблюдений.

Электропрофилирование на постоянном токе в различных модификациях (симметричное, осевое дипольное) также дает положительные результаты при дифференцировании пород по электрическим сопротивлениям. Из-за повышенной электропроводности тектонических зон при картировании тектонических нарушений применяют метод комбинированного профилирования, а также дипольное профилирование с помощью низкочастотных аппаратов. В каждом конкретном случае в зависимости от геологического строения и масштабов работ, степени изученности и задач применяют тот или иной метод геофизических исследований. Так же как и методы изучения геохимических ореолов, геофизические методы должны проводиться параллельно с геологическими и дополнять друг друга.

На начальных этапах исследования рудоносных площадей, а затем и для уточнения их может применяться с успехом геолого-структурное дешифрирование аэрофотоснимков (Ю. М. Михайлов, 1965 г.). В зависимости от масштаба работ и масштаба аэрофотоснимков решаются вопросы оконтуривания рудного поля, определение положения месторождения в геологической структуре района, выявление основных и сопутствующих разрывных нарушений.

Оперативный прогноз рудных узлов и полей. Поверхностные структурные неоднородности центрального типа как критерий глубинности и рудоносности орто- и гидроконфокальных структур вулканических областей.

Эндогенная магматическая и гидротермальная активность проявляется в верхних горизонтах земной коры и на ее поверхности совокупностями структурных неоднородностей центрального типа, как правило, кольцевых. Элементарные неоднородности представляют собой в общем случае кольцевые, дугообразные и радиально-концентрические разрывы сплошности пород. Нередко в пределах всей площади круга, ограниченного кольцевой структурной неоднородностью, наблюдается интенсивное брекчирование.

Характер взаимоотношений обломков в брекчиях свидетельствует об отсутствии перемещения этих обломков. Брекции являются следствием динамического удара, связанного с резким высвобождением значительных энергий в корнях структур, выраженных на поверхности кольцевыми структурными неоднородностями.

По морфологии структуры конфокальные. Выделяются ортоконфокальные, в которых первичная структурная неоднородность явилась зоной проницаемости для магматического материала, и гидроконфокальные структуры, заполненные жильными гидротермальными продуктами среди интенсивно гидротермально измененных пород. В первом случае наблюдаются различного вида и масштаба кольцевые, радиально-концентрические и зонально-концентрические магматические структуры, во втором — гидротермальные конфокальные, концентрические, радиально-концентрические и штокверковые жильные системы гидротермальных диатрем.

Размерность первичных кольцевых структурных неоднородностей функционально связана с глубиной проявления энергетического импульса, вызвавшего образование конфокальной структуры. Выделяются классы размерностей неоднородностей, соответствующие их энергетическим классам и отражающие глубины редких (взрывных) фазовых превращений перегретых вод (поверхностные условия), гидротермального флюида высоких $P-T$ параметров (глубинные гидротермальные диатремы, особенно ярко проявляющиеся в структурах малоглубинных, так называемых эпитермальных месторождений) и магматических систем, характерных для магматических очагов различной глубинности.

В качестве последних могут выступать как периферические очаги под вулканами, так и очаги магмообразования в верхней коре, на границах Конрада и Мохоровичича. При этом очагам больших глубин отвечают большие диаметры кольцевых неоднородностей.

Элементарные кольцевые структурные неоднородности естественно группируются в сообщества или совокупности. Наблюдаемые совокупности характеризуются повышенной плотностью элементарных неоднородностей, определяемой через количество их центров на единицу площади. При этом если при формировании элементарных кольцевых неоднородностей проявляется структурообразующая роль самого эндогенного агента (когда, например, рудообразующий флюид сам формирует гидроконфокальную структуру гидротермальной диатремы (при резком отделении летучих), то размещение в пространстве совокупностей структурных неоднородностей контролируется уже региональными тектоническими элементами — зонами конвективной энергопроводимости. Правда, последние также нередко выступают как элементы кольцевых неоднородностей над более глубинными возмущающими источниками и должны рассматриваться как дуги больших радиусов.

Наиболее типичными являются, таким образом, «орбитные» соотношения элементарных неоднородностей разных классов в пределах совокупностей. В свою очередь совокупности и размещаются на «линейных» тектонических элементах.

Совокупности кольцевых неоднородностей большой плотности фиксируют районы максимального проявления эндогенной активности. Неоднородности размерности и, следовательно, разных энергетических классов, соответствующих рудоносным гидроконфокальным структурам, также образуют скопления, но уже внутри общей совокупности. Проанализированные случаи показывают, что «сгустки» плотностей неоднородностей гидроконфокальных структур внутри совокупности также располагаются на некоторых орбитах, концентрических по отношению к последней.

Наиболее объективной и обильная информация о структурных неоднородностях центрального типа различных размеров и энергетических классов содержится на аэрофотоснимках и, конечно, космических снимках. Опыт показывает, что эти материалы с успехом могут использоваться для оперативного прогноза рудных районов, узлов и полей, особенно для относительно близкоповерхностных типов оруденения и вулканических геотермальных районов.

Учитывая данные о наличии сверхдавлений в нефть- и газосодержащих структурах, можно думать, что над ними также могут иметь место поверхностные кольцевые структурные неоднородности, отличающие их от структур пустых и бесперспективных.

Рассмотрим возможности анализа структурных неоднородностей для оперативного прогноза рудных узлов и полей на примере таловской тектоно-магматической структуры Ичигин-Уннэйваямского вулканогенно-рудного центра.

Методика исследований. Состояние изученности порфировых вулканоплутонических формаций наложенных (импозитивных) вулканических поясов, к которым относятся эффузивные и интрузивные образования, развитые в исследуемом районе, позволяет считать их характерными признаками следующие.

1. Широкое развитие в пределах таких поясов долгоживущих положительных (купольно-кольцевых) и отрицательных (депресссионных) тектоно-магматических структур с центральной симметрией. Эти крупные структурные элементы, приуроченные к долгоживущим разломам и локализованные нередко, но не обязательно, на пересечении этих разломов поперечными нарушениями,

и составляют в своей совокупности протяженные планетарные вулканические пояса. Одним из таких элементов (вулканогенно-рудных центров) является Ичигин-Уинэйайамский.

2. В свою очередь подобные крупные структурные элементы образованы совокупностью многих тектоно-магматических структур более низкого порядка, также имеющих центральную симметрию. Типичной элементарной структурой такого типа является ортоконфокальная с радиально-концентрическим магматическим каркасом или купольная. Последние, как правило, являются многоэтажными купольно-кольцевыми.

3. Общей особенностью многих месторождений, связанных с магматизмом и структурами вулканогенных поясов, в том числе и золоторудных, являются характерные структуры закрытых взрывов или гидротермальных диатрем, связанных с резкими фазовыми превращениями рудообразующего флюида на различных уровнях глубинности. Особенно характерны гидротермальные диатремы или гидроконфокальные рудоносные и рудоконтролирующие структуры для малоглубинных и близковерхностных месторождений.

4. Ортоконфокальные и купольно-кольцевые тектоно-магматические структуры проявляются в современном эрозионном срезе как кольцевые структурные и физические неоднородности, образованные совокупностью магмоконтролирующих разломов и магматических образований.

Гидроконфокальные структуры также проявляются кольцевыми структурными неоднородностями, но, как правило, более низких порядков. Они образованы штокверками кварцевых жил, гидротермально измененными окварцованными, серицитизированными породами, гидротермальными брекчиями, выполняющими гидротермальные диатремы.

Характерной особенностью эндогенных орто- и гидроконфокальных структурных неоднородностей является их закономерное сочетание. Они в совокупности образуют либо concentрически вложенные неоднородности, либо структуры «электронных орбит» различных порядков.

Изложенное выше позволило в качестве рабочей методики полевых исследований для решения всего комплекса задач выбрать выделение и анализ (вещественный и статистический) структурных и физических неоднородностей центрального типа, объективно считаемых с аэрофотоснимков. Преимущества подобного подхода состоят не только в оперативности и возможности составить представление о районах максимального проявления магматической и гидротермальной активности для больших площадей до постановки дорогостоящих съемочных и поисковых работ.

Этот подход, имеющий в основе анализ пространственных совокупностей неоднородностей различных классов (по размерам), по существу представляет подход энергетический, подобно тому как энергетическим является сейсмологический анализ, при котором различные по масштабам энергии отдельные землетрясения выражаются на картах активности кругами различных радиусов. Более того, такой энергетический подход, если иметь в виду закономерные соотношения между радиусами неоднородностей, энергией обусловивших их реакций и глубин заложения энергетических импульсов, позволяет переходить к корреляции вещественного состава эндогенных продуктов, характерных для структурных неоднородностей различных энергетических (размерных) классов с глубинами или корнями структур.

В сочетании с экспериментальным подтверждением полевыми исследованиями неоднородностей, их «овеществлением», подобный подход приводит нас к принципиально новым и очень оперативным методам прогноза районов

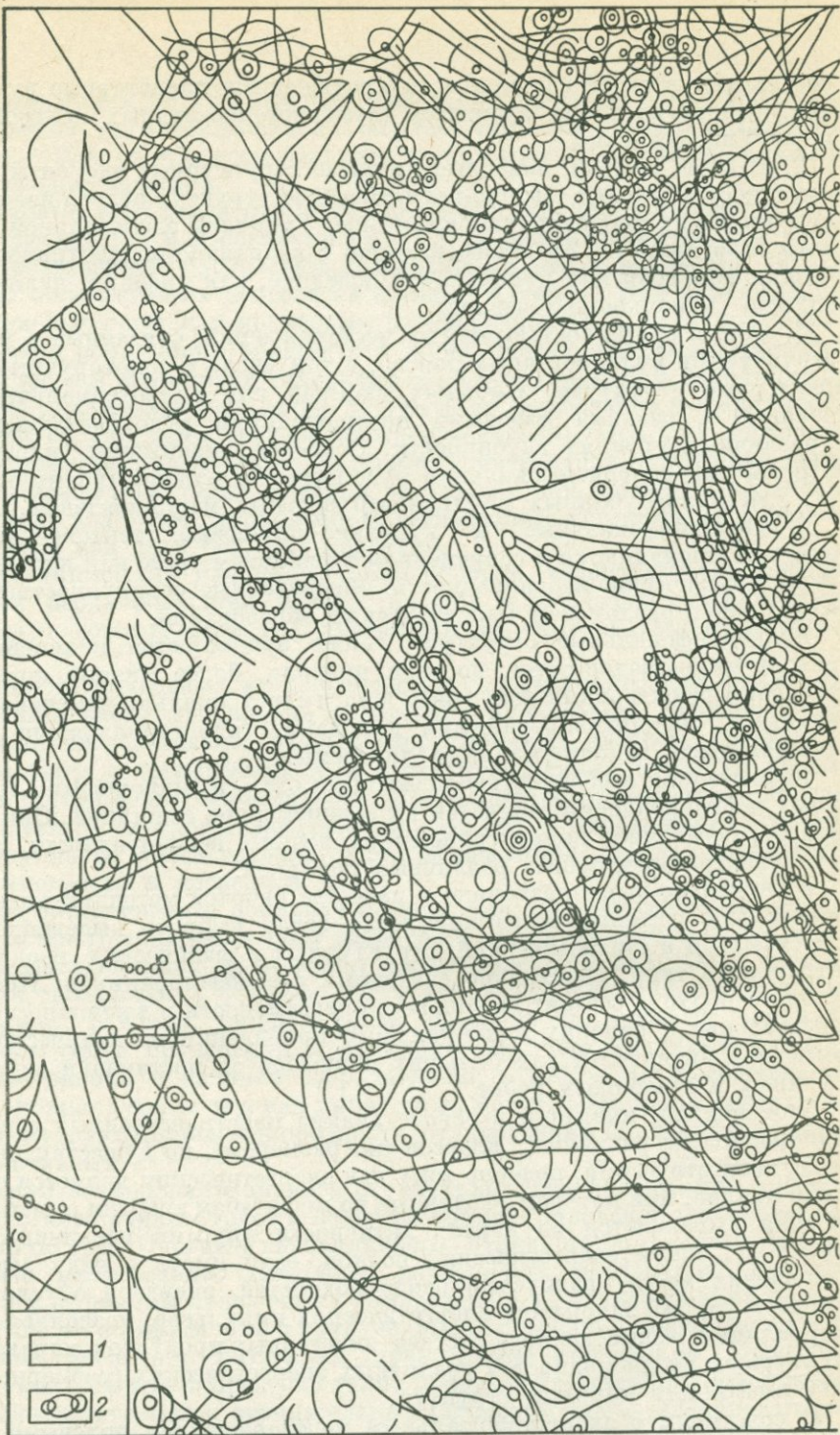
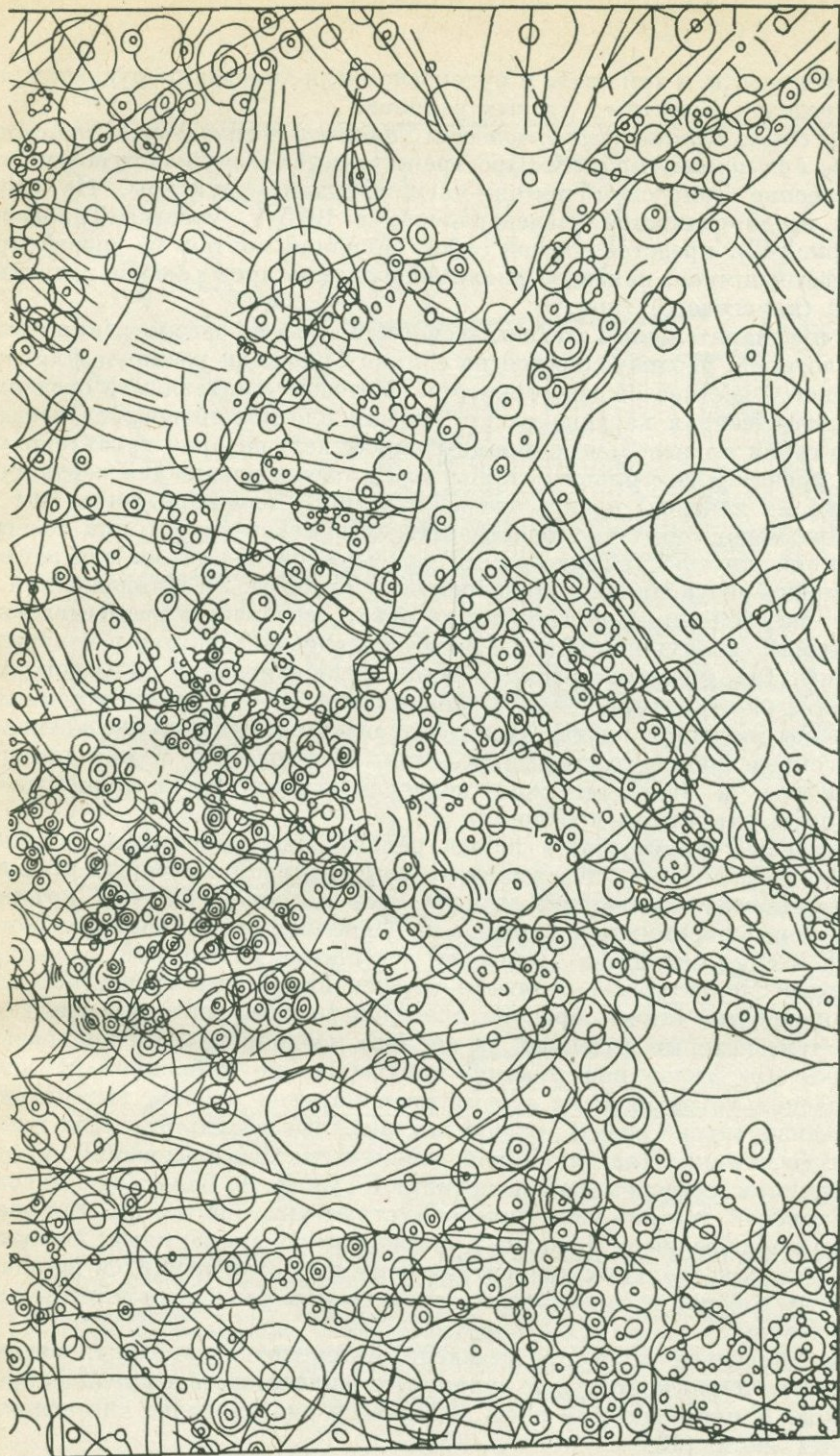


Рис. 42. Схема структурных неоднородностей
1 — трещинные физические неоднородности;



Таловской тектоно-магматической структуры:

2 — кольцевые структурные неоднородности

эндогенной активности, в том числе и рудоносности, к выделению рудных узлов и полей в пределах известных рудных районов.

Кольцевые структурные неоднородности Таловской тектоно-магматической структуры и их физическая природа. Пространственные совокупности неоднородностей и строение Таловской тектоно-магматической структуры. На схеме структурных неоднородностей исследованного в 1975 г. участка Таловской структуры (рис. 42), представляющей собой накладки монтаж из дешифрированных аэрофотоснимков, показано около 4000 элементарных неоднородностей центрального (кольцевого) типа.

Даже до предварительного статистического анализа из рассмотрения схемы видно, что плотность неоднородностей на единицу площади различна для различных районов, участков общей структуры. Методом «скользящего среднего» получена количественная картина распределения плотностей центров неоднородностей по серии произвольно выбранных профилей, которая характеризует с этой точки зрения и всю площадь в целом. Из схемы плотностей неоднородностей (точнее их центров) видно, что элементарные неоднородности (мы не касаемся их размеров) образуют пространственные совокупности или сообщества повышенной плотности, разделенные между собой областями или зонами разрядки, характеризующимися пониженной плотностью неоднородностей.

Обращает на себя внимание следующая яркая особенность распределения. Пространственные совокупности также имеют кольцевой характер и центральную симметрию. Такая картина распределения неоднородностей по их совокупностям показана на структурной схеме района (рис. 43). Отчетливо устанавливается, что зоны разрядки плотности характеризуют тектонические элементы (нарушения) определенной геодинамики — зоны растяжения. К ним приурочены системы даек и кварцевых жил, подчеркивающих общую концентрическую зональность структуры в целом.

Справедливость структурного плана района, полученного из анализа плотностей неоднородностей, подтверждается и анализом линейных трещинных физических неоднородностей, внешне беспорядочная система которых также снята с аэрофотоснимков и показана на первичной схеме неоднородностей (рис. 44). На схемах элементов Таловской тектоно-магматической структуры и сводной схеме элементарных структур хорошо видно, что трещинные элементы неоднородностей также образуют пространственные совокупности, соответствующие тем, которые вытекают из анализа неоднородностей кольцевых.

Насколько объективна информация, получаемая по выбранной методике анализа, и насколько объективна структурная картина района, вытекающая из такого анализа, можно судить, сравнивая конечные результаты этих исследований и геофизических (наземная магнитная съемка) исследований, проведенных сотрудником геофизической экспедиции КТГУ В. А. Волковым. Магнитное поле Таловской тектоно-магматической структуры, по В. А. Волкову, представлено разнообразными по знаку и интенсивности аномалиями. Аномальное поле состоит из нескольких концентрических зон, отличающихся по знаку и интенсивности. Каждая из зон отвечает определенным разностям пород вулканической структуры.

Внешняя кольцевая зона представлена интенсивным знакопеременным магнитным полем, характерным для вулканических андезитового состава покровного комплекса. В пределах этой зоны выделяется ряд наиболее интенсивных положительных аномалий.

Весьма своеобразным магнитным полем характеризуется центральная часть вулканической структуры, представленная вулканиками более кислого

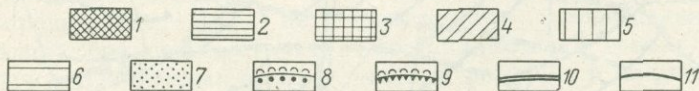
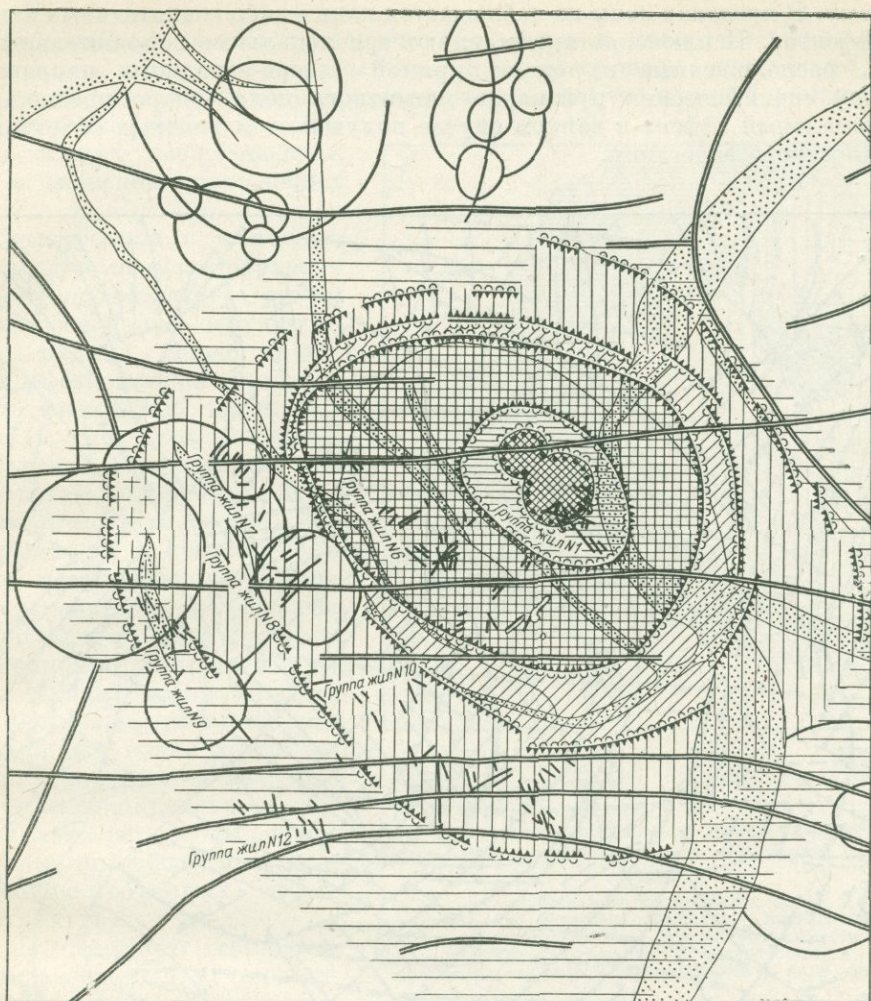


Рис. 43. Структурная схема Таловской купольно-кольцевой структуры:

1 — область сгущения неоднородностей в ядре структуры; 2 — область (зона) пониженной плотности неоднородностей в ядре структуры; 3 — сгущение неоднородностей в зоне развития гидротермальных рудоконтролирующих и рудомещающих диатрем; 4 — область пониженной плотности неоднородностей; 5 — сгущение неоднородностей в области периферийных рудных полей; 6 — периферия купольно-кольцевой структуры с малой плотностью неоднородностей; 7 — зоны разломов речных долин; 8 — границы центральной рудного участка; 9 — границы главных металлогенических зон; 10 — разломы палеогеновых купольных поднятий, обрамляющих Таловскую структуру; 11 — кольцевые структурные разломные неоднородности неогеновых купольных вулканов

состава, в значительной степени подвергшимся процессами гидротермального метаморфизма. Характер магнитного поля этой зоны спокойный, близкий к нормальному. В пределах зоны не наблюдается каких-либо значительных аномальных эффектов. Исключение представляют три локальные положительные аномалии, расположенные на одной прямой северо-западного направления. По ряду специфических признаков магнитного поля можно предположить, что аномальный эффект в данном случае получен от магнитных объектов приповерхностного залегания.

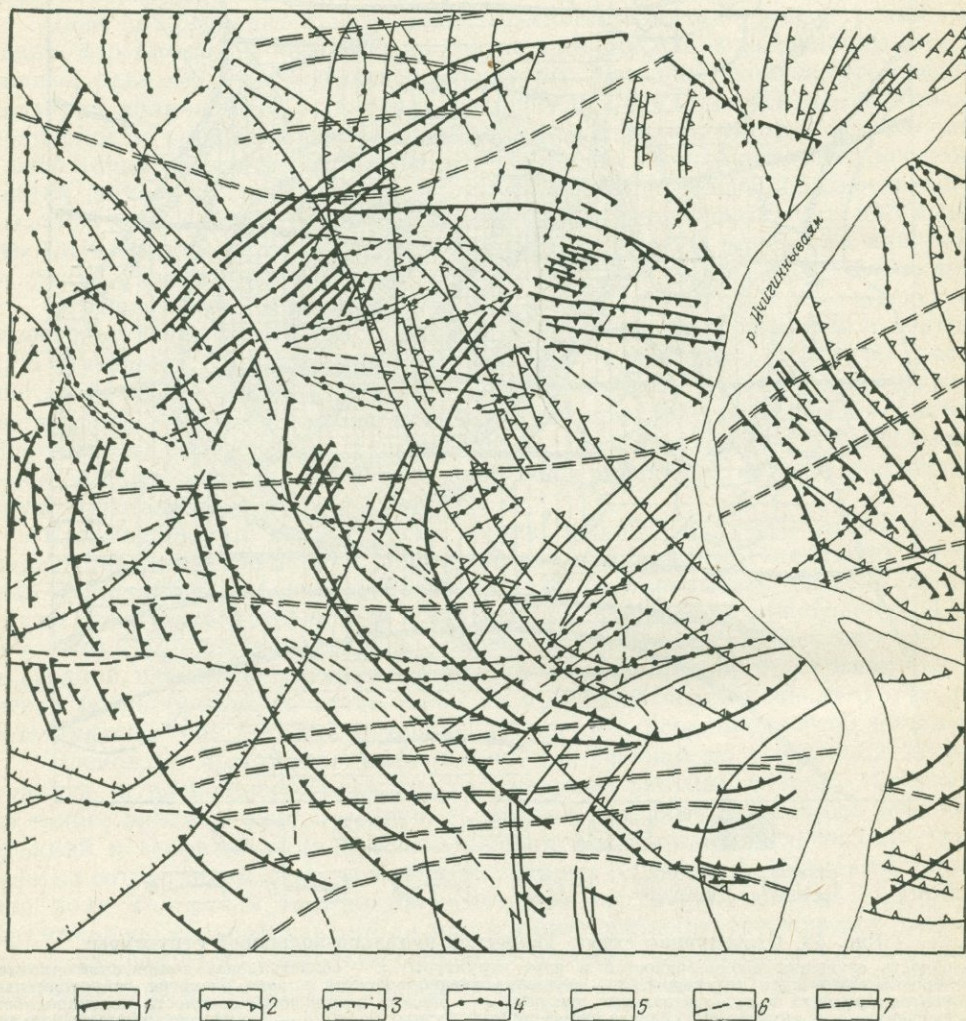


Рис. 44. Схема мегатрещиноватости Таловской купольно-кольцевой структуры:
 1 — разломы Таловского палеогенового купольного поднятия; 2 — разломы Тылваямской позднепалеогеновой ортоконфокальной структуры; 3 — разломы западного неогенового купольного поднятия; 4 — разломы северного неогенового купольного поднятия; 5 — разломы Ичигиньявской кольцевой структуры; 6 — тектонические трещины; 7 — разломы палеогеновых купольных поднятий, обрамляющих Таловскую структуру

По результатам аэромагнитной съемки построена схематическая структурно-тектоническая схема Таловской тектоно-магматической структуры (рис. 45).

Легко видеть полное совпадение структурных планов. Нужно, однако, заметить, что анализ структурных неоднородностей несравненно более информативен, не говоря уже об оперативности и о том, что вся информация может быть получена перед началом дорогостоящих геологопоисковых и поисково-разведочных работ.

Геологическая и геофизическая интерпретация структурных неоднородностей. Орто- и гидроконфокальные структуры. Формы рудных полей и тел. На аэрофотоснимках структурные и физические неоднородности, в том числе линейные и кольцевые, выражаются интенсивностью проработки цвета и контрастностью границ. Эти интенсивность и контрастность имеют множественную природу из-за разницы в альbedo граничащих пород, зон разломов и трещиноватости, полей и зон гидротермально измененных пород, интенсивности и типа растительности в зонах нарушений и вне их, в пределах интрузивных, стратифицированных, гидротермально измененных пород и т. д. (в том числе и прямое проявление объемных эффектов структур).

Нас интересует, естественно, физическое, т. е. геологическое содержание выявленных неоднородностей. Уже из приведенного сопоставления крупных результирующих кольцевых структур, составляющих в совокупности Таловскую структуру, полученных по предлагаемой методике и по данным наземной магнитной съемки, можно сделать вывод о вещественной природе этих неоднородностей и тектоническом контроле размещения их совокупностей в пространстве. Сочетания неоднородностей и их совокупностей позволяют выделить в исследованном районе четыре типа структур, представляющих одновременно четыре класса (по размерности): 1) купольно-кольцевые, 2) купольные, 3) ортоконфокальные, 4) гидроконфокальные.

1. Купольно-кольцевые структуры — наиболее крупные структурные элементы Ичигин-Уннэйвайяемского вулканогенно-рудного центра. Типичным примером является сама Таловская тектоно-магматическая структура в целом. Как видно из приведенных выше элементарных схем, она представляет собой

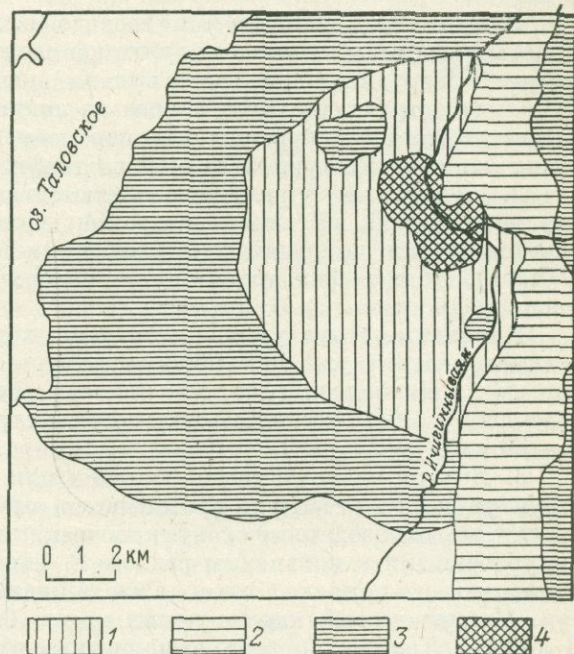


Рис. 45. Схема магнитных полей Таловской купольно-кольцевой структуры. Составил В. А. Волков:

1 — область нормального магнитного поля; 2 — область отрицательного магнитного поля; 3 — интенсивное знакопеременное магнитное поле, отвечающее области развития неогеновых купольных вулканов (андезитовых); 4 — область положительной магнитной аномалии в ядре структуры

совокупность концентрически расположенных купольных структур, насаженных на кольцевые концентрические орбиты — зоны проницаемости, разломы. Ядерная часть купольно-кольцевой структуры представлена наиболее древним и глубоко эродированным куполом, в котором обнажаются более основные и глубинные интрузивные образования. По существу это эродированная верхняя часть крупного купола, охватывающего всю Таловскую структуру в целом.

Внешние кольца образованы последовательно все более молодыми куполами, вплоть до системы купольных вулканов неогенового возраста на самой внешней орбите. Нетрудно видеть, что купола внешней орбиты Таловской вулканокупольной структуры, полученные из анализа структурных неоднородностей, соответствуют конфигурации знакопеременного магнитного поля, а схема в целом совпадает со структурной схемой по геофизическим данным.

2. Купольные структуры выделяются как пространственные совокупности неоднородностей, имеющие центральную симметрию. В ядре куполов обнажаются штоки интрузий субвулканической фации глубинности (дацитового состава), также фиксируемые на поверхности кольцевыми структурными неоднородностями.

Купольные структуры, как правило, хорошо выражены в рельефе и могут рассматриваться уже как морфоструктуры центрального типа, по В. В. Соловьеву. Наиболее распространенный поперечный размер элементарных куполов 5 км (купольно-кольцевые структуры имеют поперечник до 25—30 км).

3. Внутри элементарных, больших или меньших по размерам купольных структур весьма отчетливо проявляются «орбитальные» более низких порядков структуры, образованные субвулканическими интрузивными телами (штоками), приуроченными к кольцевым разломам, фиксирующим кольцевые неоднородности третьего порядка. Это аналоги так называемых ортоконфокальных структур. Магматический каркас в них может быть сплошным или прерывистым. В случае Таловской тектоно-магматической структуры — это орбитальный прерывистый каркас, образованный серией субвулканических штоков*.

Конфокальный характер структур, т. е. коническая конфигурация системы поверхностей кольцевых разломов, также нередко концентрических, устанавливается разбуриванием (когда определяется падение субвулканических тел к центру кольцевой неоднородности) по падению концентрических даек к центру купольной структуры и геофизическими исследованиями. На схемах нормированного градиента у крупные кольцевые неоднородности ортоконфокального типа фиксируются подъемами изолиний к поверхности по периферии структур и наличием глубокозалегающего максимума, отвечающего корням структур, в центре.

4. И, наконец, наряду с ортоконфокальными структурами внутри куполов и особенно в кровлях субвулканических штоков ортоконфокальных структур широким развитием пользуются кольцевые неоднородности четвертого и более низких порядков. Полевые наблюдения показывают, что в целом ряде случаев в пределах этих неоднородностей наблюдается сложная штокверковая система кварцевых жил и прожилков, секущих интенсивно гидротермально измененные породы. Очень характерно, как указывалось, наличие здесь весьма своеобразных брекчий. Главной чертой этих брекчий является отсутствие следов

* Хотя в пределах Ичигин-Унэйвайяемского вулканогенно-рудного центра известны и сплошные каркасы: Резииковская, Айповеткинская и другие структуры.

перемещения обломков исходной породы, к какому бы классу крупности не принадлежали эти обломки. Нередко можно видеть, что форма исходного блока породы может быть как бы реставрирована сближением мелких и мельчайших обломков путем удаления жильной кварцевой массы, цементирующей их, и сближением. Такие брекчии известны в мировой геологической практике как брекчии физико-химического взрыва, хотя вопрос этот не нашел еще сколько-нибудь полного решения в связи со сложностью физической стороны проблемы.

Структуры, в которых радиально-концентрическая и штокверковая системы трещин и трещиноватости залечены продуктами деятельности гидротермальных растворов, метаморфизовавших вмещающие породы, мы предлагаем выделять как гидроконфокальные, или структуры гидротермальных диатрем.

Конфокальный характер этих структур, как и структур с магматическим, а не гидротермальным каркасом, отчетливо фиксируется разбуриванием и геофизическими исследованиями. В частности, об этом свидетельствует характер изменения нормированного градиента ΔZ с глубиной. На глубинах от 300 до 500—600 м (т. е. $2R-3R$, R — радиус неоднородности) находятся замкнутые контуры этих градиентов, которые могут интерпретироваться как уровни магнитовозмущающих поверхностей в корнях конфокальных структур. Говоря об этих поверхностях, мы должны, скорее всего, иметь в виду прикровлевуую зону (в эндо- и экзоконтактах) тех субвулканических тел, в которых размещаются корни гидротермальных диатрем. Об этом свидетельствует и наличие брекчий, образовавшихся в теле этих субвулканических интрузий, среди «физико-химических» брекчий, аналогичных таковым на алтайских колчеданных месторождениях (Эволюция ..., 1973).

Весьма интересный пример «овеществления» кольцевых неоднородностей и идентификации их с гидротермальными диатремами дает электропрофилирование. Конфигурация аномалий проводимости носит такой же характер и вид, как штокверковая система жил, и именно так должна быть интерпретирована.

Заканчивая этот раздел, нужно сделать вывод о том, что площади элементарных гидротермальных диатрем (в современных эрозионных срезях) отвечают понятию рудных полей, а их совокупность — рудному узлу.

Динамика возникновения неоднородностей и развития Таловской структуры.

Формирование магматических комплексов Таловской тектоно-магматической структуры развернуто во времени от низов среднего олигоцена до нижнего неогена включительно. Естественен вопрос о том, меняется ли и как меняется структурный контроль размещения этих комплексов во времени, в какое время действием каких глубинных факторов обусловлена наблюдаемая нами конечная купольно-кольцевая структура.

Понимание стадий структурообразования, определение места и времени формирования рудоконтролирующих и рудоносных структур определяет естественную геометризацию рудных полей и узлов, закономерности проявления оруденения во времени и в пространстве. Очевидно, что для достижения максимальной оперативности и практической отдачи при поисках, оценке масштаба оруденения приемы картирования и поисковых работ должны максимально отвечать особенностям развития как Таловской структуры, так и других, подобных ей тектоно-магматических структур Ичигин-Уннэйвайамского вулканогенно-рудного центра.

Исходя из того очевидного положения, что начало формирования крупной структуры вызвано действием наиболее мощных и глубинных факторов, проявляющих себя на поверхности (или, в общем случае, в более высоких относительно источника горизонтах земной коры) наиболее крупными неоднородностями

(высоких размерных и энергетических классов), мы можем рассчитывать получить картину развития Таловской тектоно-магматической структуры во времени путем анализа совокупностей неоднородностей по их размерным классам.

Выше мы указывали, что всего в пределах исследованной части Таловской структуры выделено более 4000 неоднородностей. Эта совокупность включает шесть классов размерности (разбивка на классы произвольная): I — 50 м, II — 100 м, III — 200 м, IV — 400 м, V — 650 м, VI — 1500 м.

При этом I класс насчитывает 1437 неоднородностей, II — 1300, III — 797, IV — 303, V — 207 и VI — 93. При анализе линейных совокупностей неоднородностей I, самого низкого, класса отчетливо устанавливается главным образом система линейных нарушений, в том числе и малоглубинных. Проявлены нарушения всех азимутов. Крупные купольные структуры при этом не проявляются. Неоднородности I класса фиксируют, таким образом, самый новейший тектонический рисунок района (с учетом и более древних нарушений, конечно). Небольшая глубина заложения корней неоднородностей, вытекающая из их размеров, свидетельствует о том, что выделяющиеся линейные элементы (нарушения, зоны проницаемости) могут быть как долгоживущими глубинными, так и молодыми, неотектоническими, не свойственными Таловской структуре на более ранних этапах ее развития.

Сходная картина распределения неоднородностей в пространстве наблюдается и при объединении неоднородностей I и II классов. Однако уже намечается тенденция к группировке неоднородностей в некоторые изометрические сообщества, фиксирующие более глубинные и ранние причины возникновения этих сообществ (совокупностей). Уже как бы просвечивают крупные купольные структуры. Это свидетельствует в пользу частичной, по крайней мере, эндогенности неоднородностей II класса. Вертикальное меридиональное направление тектонических нарушений уже не выражено.

Неоднородности III класса обнаруживают уже отчетливое гнездовое концентрическое распределение. Резко выражено лишь северо-восточное направление, отвечающее глубинным разломам Ичигиннаяямской системы. Совокупности неоднородностей отражают эндогенные процессы достаточно глубинного характера, присущие, по-видимому, в значительной своей части кровле крупных купольных структур. Многие из них отвечают уже гидроконфокальным структурам или гидротермальным диатремам.

В еще большей мере все перечисленные выше признаки характерны для распределения неоднородностей IV класса.

Нужно заметить, что этот класс неоднородностей является переходным. Был построен график распределения неоднородностей различных классов с учетом количества неоднородностей в классе (по средним размерам) в координатах:

$$\lg P - r^{-2},$$

где r — средний радиус неоднородности в классе,

P — вероятность вхождения центров определенного радиуса в данный класс,

$$P = \frac{n}{m},$$

где n — количество неоднородностей в одном классе,

m — суммарное количество центров.

График показывает, что показатели, распределения неоднородностей I—IV классов лежат на одной прямой, равно как и IV—V, V—VI классов.

Подобный характер распределения свидетельствует о наличии по крайней мере трех уровней глубинности генерации структурных неоднородностей: I 350—400 м (и менее); II 400—600 м и III 600 м и глубже. При этом I уровень отвечает малоглубинным мелким эндогенным гидроконфокальным (в том числе фреатическим) структурам и неоднородностям экзогенного происхождения, II — крупным гидротермальным диатремам рудных полей района и III — тем же диатремам и корням ортоконфокальных структур. Сходимость с данными геологического анализа весьма удовлетворительная, поскольку к ортоконфокальным структурам при этом относятся крупные неоднородности, сравнимые по масштабам с куполами. Их корни, исходя из известного соотношения $H = 2R - 3R$, можно определить глубиной около 10 км (для элементарных куполов). Купольно-кольцевые структуры с гранитоидным каркасом, исходя из тех же соображений, имеют корни на глубинах 15—20 км, а андезитовые кольца вокруг них 35—50 км.

По преимуществу купольный характер распределения присущ и неоднородностям V и VI классов. Масштаб структур уже не позволяет для столь незначительной площади, как площадь Таловской структуры, судить о линейном контроле в размещении куполов, хотя долгоживущие разломы глубинного заложения северо-восточного и северо-западного направлений все-таки «просвечивают». Таким образом, развитие Таловской тектоно-магматической купольно-кольцевой структуры представляется как прерывистая последовательность возникновения и развития купольных, ортоконфокальных, а затем и гидроконфокальных структур. Глубины генерации этих структур во времени последовательно (и также прерывисто) к концу олигоцена уменьшаются, равно как и размеры структур. К началу неогена проявляется уже определенная консолидированность Ичигин-Уннэиваямского геоблока. Неогеновый магматизм снова контролируется разломами глубинного залегания и питания.

С точки зрения оперативного выделения возможных рудных узлов и полей наиболее перспективными являются купольные совокупности неоднородностей III, IV, V классов. Возможно, последующие исследования позволят ввести в число признаков перспективности выделяемых структур степень контрастности спектра классов неоднородностей в их пределах, поскольку эндогенная гидротермальная активность проявляется в широком диапазоне глубин: от 1000 м до почти приповерхностных. Какие-либо промежуточные глубины, судя по характеру распределения количества неоднородностей в классах, отсутствуют.

Место Таловской тектоно-магматической структуры в системе Ичигин-Уннэиваямского вулканогенно-рудного центра. Выводы о перспективах рудоносности других аналогичных структур.

По разработанной методике выделения и анализа структурных неоднородностей различных классов крупности и плотностей их распределения был проведен анализ пространственного размещения совокупностей этих неоднородностей для площади 1600 км², включающей все левобережье р. Ичигиннаям к югу от Таловской структуры до верховьев р. Куюл, северных склонов Куйвиваямского поднятия и правобережья р. Ичигиннаям до водораздела с р. Уннэиваям.

Структурная интерпретация первичных данных по неоднородностям позволила составить прогнозную схему рудоносности Ичигин-Уннэиваямского вулканогенно-рудного центра. На этой схеме отчетливо выделяется крупная,

аналогичная Таловской, Куюльская купольно-кольцевая структура с перспективными рудными узлами в ядре структуры и по ее периферии.

Крупная купольно-кольцевая структура, возможно менее эродированная, чем Куюльская, выделяется к северу от последней. Если в Куюльской купольно-кольцевой структуре с точки зрения сохранности от эрозии и перспектив на глубину наибольшего внимания заслуживают периферийные участки, на северном участке перспективным является само ядро структуры.

И Куюльская, и более северные купольно-кольцевые структуры закладываются в палеогене на склонах крупного мелового поднятия. На той же орбите (кольцевой зоне разломов) размещается и сравнимая по типу и масштабам третья купольно-кольцевая структура, также перспективная в отношении обнаружения промышленных концентраций металлов.

Значительные перспективы характерны и для участка IV, где в 1974 г. обнаружены серебросодержащие кварцевые жилы (участок Оммега).

В равном структурном положении находится еще целая серия участков. Для них также характерна повышенная плотность кольцевых неоднородностей, диатрем и трещиноватости. Все это позволяет рекомендовать их для постановки поисковых работ.

Изложенная методика в настоящее время интенсивно внедряется в практику геологопоисковых и геологоразведочных работ в целом ряде комплексных геологоразведочных экспедиций. Уже сейчас достигнуты значительные успехи.

Достоинством методики помимо оперативности и детальности прогноза является большой экономический эффект, поскольку анализ структурных неоднородностей проводится до постановки дорогостоящих геологоразведочных и геофизических работ.

Список литературы

Абдулин А. А., Абдрахманов К. А., Авдеев А. В. Центральнокольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования. — «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1972, № 1, с. 1—18.

Альфелд Ф. Боливия. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 164—181.

Апрелков С. Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка) — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 20, с. 92—96.

Апрелков С. Е. Геология позднеэоценовых и четвертичных вулканов хребта Ивуяк на Камчатке. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 56—72. (Труды II Всесоюз. вулканолог. совещ., 3—17. IX. 66 г., т. 2).

Апрелков С. Е., Бондаренко В. К. Новые данные о геологии юго-восточной Камчатки. — «Советская геология», 1965, № 3, с. 74—88.

Афанасьев Г. Д. Магматизм и связь с ним эндогенного рудообразования. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений, М., 1974, с. 6—10. (Тезисы докл.).

Башарина Л. А. Состав газов современных извержений. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. М., «Мир», 1971, с. 132—133.

Белюсов В. В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы (коры и верхней мантии Земли). — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 12—22.

Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 83—94.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.-Л., Гостеолиздат, 1955. 88 с.

Бишофф Дж., Мангейм Ф. Промышленное значение рудных месторождений Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974, с. 271—276.

Борисов О. Г., Борисова В. Н. Экструзии и газогидротермальная деятельность. М., «Недра», 1975. 199 с.

Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Контарь Е. С. Реконструкция девонских палеовулканов в Гайском рудном районе и их рудоносность (Южный Урал). — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 46—65. (ЦНИГРИ. Труды, вып. 92).

Быковская Е. В., Ротман В. К. Закономерности мезо-кайнозойского вулканизма Дальнего Востока СССР. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 17—30.

Василевский М. М. О понятии «пропилит» и процессе пропилитизации. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1968, ч. 95, вып. 6, с. 637—651.

Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., «Недра», 1973. 278 с.

Василевский М. М., Тащипина М. В. Опыт выделения вулканогенно-рудных формаций в Центральном Казахстане. Л., «Недра», 1968, с. 48—64. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Труды. Вып. 2).

Василевский М. М., Широкий Б. И. Вулканы над интрузиями или интрузии на вулканах? — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, книжное изд-во, 1974, с. 179.

Власов Г. М. Четвертичные вулканы Северной Камчатки. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1956, вып. 12, с. 191—196.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964. 220 с.

Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный метод изучения горных областей. — «Вестник МГУ, серия геогр.», 1969, № 3, с. 62—67.

Вулканизм и рудообразование. Под ред. Тацуо Тацуми. Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., «Мир», 1973. 254 с.

Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. Под ред. Г. М. Власова, М., «Наука», 1971. 357 с. Авт.: О. Г. Борисов, Г. М. Власов, Е. Д. Петраченко, М. В. Иванов и др.

Вулкано-тектонические структуры Казахстана и их металлогения. — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 145—148. Авт.: А. А. Абдулин, К. А. Абдрахманов, А. В. Авдеев и др.

Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., «Наука», 1972. 191 с. Авт.: Н. В. Огородов, Н. Н. Кожемяка, А. А. Вачеевская, А. С. Огородова.

Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, Книжное изд-во, 1974, с. 167—174. Авт.: М. М. Василевский, Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко и др.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физической географии. Т. 12. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 33—46.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. О геоморфологическом этапе развития Земли. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 6, с. 23—36.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфокультура» и их использование в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967, с. 300—331.

Главатских С. Ф. Современные фации гидротермально измененных пород Узона. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 169—172.

Голева Г. А. Гидрогеохимия золоторудных месторождений Балейского района. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 2, с. 193—200.

Горелышев А. В. Спектрозолотометрия как метод крупномасштабных поисков золоторудных месторождений. — «Бюлл. ОНТИ ВИЭМС», 1965, № 62, с. 27—32.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967. 288 с.

Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М.-Л., Георазведиздат, 1933, 153 с.

Джюшкэ Д. Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре. — В кн.: Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации. Т. 2. 1960, с. 60—66.

Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К., Соловьев В. В. Опыт комплексного использования петрофизических, геофизических и морфоструктурных данных для целей прогнозирования. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., изд. ОНТИ ВСЕГЕИ, 1973, с. 72—84.

Зайцева В. Н., Новодержкин И. А., Расточинский С. В. Металлогения неогенового вулканизма Закарпатья. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 67—69.

Зейлик Б. С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1968, № 4, с. 74—90.

Зеленов К. К. Подводные и подземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 123—134.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972. 214 с.

Зотов А. В., Лапутина И. П., Чичагов А. В. Мышьяковистый пирит из термальных источников о. Кунашир (Курильские о-ва). — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 1, с. 125—131.

Иовчев Й. Полезны ископаеми на НР България. София, «Техника», 1960. 168 с.

Иовчев Й. Основы геологии и полезные ископаемые НР Болгарии. — В кн.: VII конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации. София, 1965, с. 223—231.

Каипов А. Д. Акбастау-Кусмурунская вулканокальдера (Центральный Казахстан). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3, с. 676—679.

Кирсанов И. Т. Состояние действующих вулканов Южной и Средней Камчатки за период с июня 1961 по июль 1962 гг. — «Бюлл. Вулканол. станций», 1964, № 36, с. 48—60.

Ковалев Г. Н., Слезин Ю. Б. Метод измерения теплоточков через термальные водоёмы и тепловая мощность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Недра», 1974, с. 110—116.

Кольцевые структуры района гор Кызылрай (Центральный Казахстан). — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 3. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1968, с. 12—17. Авт.: Л. Н. Шарпенко, В. Н. Копылов и др.

Комкова Л. А. Зональность осадков Налачевских термальных вод. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 164—168.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 111—230. 20599, 20600

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 463 с.

Красчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семьячик. — «Бюлл. вулканол. станций», 1975, № 51, с. 43—50. Авт.: А. П. Горшков, Э. И. Гребзды, Б. И. Самойленко, Ю. Б. Слезин.

Кристи М. Х. Чили. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 182—204.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 366 с.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. — «Геология и геофизика», 1963, № 5, с. 3—16.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Госгеолтехиздат, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — «Геология и геофизика», 1970, № 9, с. 3—24.

Кусиро И., Йодер Х. С. Реакция между форстеритом и анортитом. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 294—299.

Кутыев Ф. Ш., Эрлих Э. Н. Самородная ртуть в вулканических стеклах вулкана Хангар (Камчатка). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 4, с. 68—72.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955, 192 с.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. Особенности минерального состава верхнетретичных вулканических образований Украинских Карпат. — В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 231—234. (Труды II Всесоюз. вулканол. совещ., 3—17 IX—1966 г., т. 1).

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат и Горного Крыма. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 259—265. (Труды II Всесоюз. вулканол. совещ., 3—17 IX—1966 г., т. 2).

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.-Л., ОНТИ, 1934—1935. Вып. 1—186 с. Вып. 2—230 с. Вып. 3—391 с.

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизской геосинклинария. Алма-Ата, «Наука», 1964. 167 с.

Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 5, с. 35—43.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968. 29 с. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии им. Вернадского).

Мак-Грегор И. Д. Реакция 4 энстатит + 2 шпинель = форстерит + пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 334.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964. 251 с.

Маренина Т. Ю. Ичинский вулкан в Среднем хребте Камчатки. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1962, вып. 22, с. 3—66.

Мархиниц Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967. 255 с.

Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбурской вулканической области. М., Изд-во АН СССР, 1961. 132 с.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Набоко С. И. Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 94—96.

Набоко С. И. Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Недра», 1974, с. 162—195.

Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация Узон. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 299—305.

Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 3—19. (ЦНИГРИ. Труды, вып. 92). Авт.: М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.

Никитина Л. Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата, в горах Машс и на Чингизе (Центральный Казахстан). — «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, № 6, с. 27—40.

Огородова А. С. Распределение рассеянных элементов в четвертичных лавах Среднего хребта Камчатки. — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965, с. 98—103.

Огородова А. С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания (на примере II группы Южно-Камбального термального поля). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 173—184.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Добровольская М. Г. О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 293—298.

Округин В. М. Геология и оруденение Стрежанского рудного поля (рудный Алтай). Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1973, 16 с.

Округин В. М., Широкий Б. И. Рудные минералы затвердевших включений магматических расплавов во вмещающих породах кислых экструзий вулкана Алней—Чаша-конджа. — «Бюлл. Вулканолог. станций», 1975, № 51, с. 73—81.

Осборн Е. Ф. Экспериментальные исследования кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 15—16.

Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., «Недра», 1971. 454 с. (Материалы совещ. 14—17 XII—1971 г.).

Основы научного прогноза полиметаллических и золото-серебряных месторождений в зонах развития субвулканических интрузивов. Под ред. М. М. Василевского. Сводный доклад по теме 3 проблемы II—I «Разработка основ научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых в геологоструктурных зонах различного типа». М., 1971, 96 с. Авт.: М. М. Василевский, А. В. Довбня, Ж. А. Некрасова и др.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1946. 341 с.

Петров В. С. Серные проявления Гамченско-Тумрокско-Никольской вулканической зоны Восточной Камчатки. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, Книжное изд-во, 1974, с. 152—153.

Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955. 248 с. Авт.: В. С. Соболев, В. П. Костюк, А. П. Бобровиц и др.

Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Гаванки и Налычева на Камчатке. Петропавловск-Камчатский, 1936—1937. 118 с. (Труды Камчатской комплекс. экспед., вып. 2).

Пилипенко Г. Ф. Парогидротермы кальдеры Узон как пример разгрузки высокотемпературной гидротермальной системы. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР, 1973. 26 с.

Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с. Авт.: Э. П. Изох, М. М. Колмак, Г. И. Наговская, В. В. Русс.

Рехарский В. И. Последовательность и интенсивность накопления элементов магматических и постмагматических процессах — показатель источника рудного вещества. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Недра», 1974. с. 37—41. (Тезисы докл.).

Ротман В. К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. — «Докл. АН СССР» 1960, т. 134, № 4, с. 1142—1146.

Ротман В. К. Вулканогенные формации внутренней вулканической дуги Камчатки. Л., 1963, с. 65—82. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Труды. Новая сер. Т. 81).

Ротман В. К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 4, с. 897—901.

Рудяч К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970, с. 5.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973. 184 с.

Селянгин О. Б. Карымская группа вулканов. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, книжное изд-во, 1974, с. 105—138.

Серавкин И. Б. Вулканические постройки и их роль в формировании рудо-контролирующих вулкано-тектонических структур в Западно-Баймакской рудоносной зоне. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 108—116. (ЦНИГРИ. Труды, вып. 92).

Синицын В. М. Спаль. Историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972. 166 с.

Смирнов В. И. Вулканы и руды. — «Вестник МГУ, серия геол.», 1974, № 3, с. 21—27.

Смирнов В. И., Дзоценидзе Г. С., Котляр В. Н. Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1974, с. 345—353.

Снятков Б. А., Снятков Л. А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., «Наука», 1964, с. 45—60.

Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 301 с.

Соловьев В. В. Конфокальные палеоморфоструктуры как отражение глобальных закономерностей тектогенеза. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Вып. 1. Л., изд. ОНТИ ВСЕГЕИ, 1972, с. 16—28.

Соловьев В. В. Использование результатов геоморфологических исследований при прогнозировании. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., изд. ОНТИ ВСЕГЕИ, 1973, с. 15—27.

Стефанов Ю. М., Василевский М. М. Рудные парагенезисы метасоматитов четвертичных вулканов как индикаторы геодинамических условий рудообразования. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, Книжное изд-во, 1974, с. 148.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 550 с.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.

Тимербаева К. М. Петрология Ключевского вулкана на Камчатке. М., «Наука», 1967. 206 с.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — «Советская геология», 1968, № 10, с. 6—20.

Уайт Д. Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 497—528.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 5—196.

Условия формирования и закономерности распространения основных типов подземных вод. — В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XXIX. М., «Недра», 1972, с. 196—226. Авт.: О. Г. Воробьев, Г. А. Голева, В. И. Кононов, Б. В. Стырикович.

Устиев К. К. Основные проблемы изучения вулканоплутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 183—189.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Фрейд Г. М. Вулкано-тектонические структуры и вулкано-тектонические системы. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, Книжное изд-во, 1974, с. 124.

Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1972. 150 с.

Циссарц А. Месторождения Югославии. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 239 с.

Четвертичные лавовые потоки липаритов вулкана Чашаконджа. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 6. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 115. Авт.: В. С. Шеймович, В. С. Федотов, М. Г. Патока, Г. Н. Евсеев.

Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры северо-западной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 22 с.

Шарпенюк Л. Н. Закономерности развития вулкано-тектонических структур Токрауской впадины (Центральный Казахстан). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1974, с. 334—338. (Труды I Всесоюз. палеовулканолог. симпоз.).

Шаталов Е. Т. Первая металлогеническая карта СССР. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 2, с. 115—119.

Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., «Недра», 1968. 184 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.

Щеглов А. Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Недра», 1974, стр. 13—16. (Тезисы докл.).

Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973. 346 с. (Труды I Всесоюз. палеовулканолог. симпоз.). Авт.: П. Ф. Иванкин, Л. Н. Шарпенюк и др.

Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974, с. 7—26.

Эрлих Э. Н. Методика и результаты обработки материалов. — В кн.: Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966, с. 187—225.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Отв. ред. К. Н. Рудич. Новосибирск, «Наука», 1973. 241 с.

Эрлих Э. Н., Богоявленская Г. Е. Основные черты петрохимии Курило-Камчатской вулканической провинции. — В кн.: Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966, с. 96—118.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 4—38.

Яковлев Г. Ф. Вулканогенные формации колчеданосных районов. — В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. Под ред. Г. Ф. Яковлева. М., «Недра», 1973, с. 230—256.

Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Тектоно-вулканические структуры колчеданных полей Южного Урала и методы их изучения. — В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. Под ред. Г. Ф. Яковлева. М., «Недра», 1973, с. 200—230.

Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Флюидпорфировые комплексы Юго-Западного Алтая. — «Вестник МГУ, серия геол.», 1973, № 1, с. 25—26.

Ghitulescu T. P. Distribution de la mineralization dan les gisements d'age tertaire de Transylvanic. — «Bull. Soc. Romane Geol.», 1935, vol. 2, p. 110—165.

Ghitulescu T. P., Socolescu M. Etude geologique et miniere des Monts Metalliferes. — «Rumania Inst. Geol. An.», 1941, vol. 21, p. 12—25.

Gjuscă D. Adularizarea Vulcanitelor din Reginea Baia-Mare. — «Studii si cercetari des geologie», 1960, t. 5, N 3, p. 111—120.

Jagi K. Petrology of the alkaline rock of the Nemuro district Hokkaido, Japan. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1950, vol. 61, N 12, pt. 2, p. 27—35.

Kinoshita K. On the «Kuroko» (Black Ore) Deposits. — «Jap. J. Geol.-Geogr.», 1931, vol. 8, N 4, p. 432—433.

Kuthan M. Undačný vulcanizmus Karpatskeho orogenu a vulcanologicke Studia v sev. časti Presovskych Hor. — «Prace Statn. Geol. Ustavu, Bratislava», 1948, sos. 17, s. 87—174.

Minato M., Jagi K., Hunahashi M. Geotectonic synthesis of the green tuffs regions in Japan. — «Bull. Earthquake Inst.», 1957, vol. 34, pt. 3, p. 237—265.

Pollak A. Über die geologische Stellung der ostrontischen Erzprovinz und die Metallogenese ihrer Lagerstätten. B. H. M., 1963, N 4, S. 78—88.

Stoll W. G. Metallogenetic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 59, N 1, p. 126—135.

Takashima K. On some gold and silver ores mainly on microscopical observation of «Ginguro». — «Bull. Geol. Surv. Jap.», 1954, vol. 5, N 10, p. 41—54.

Takashima K., Maruyama S. Gold deposits in the southern district of the Satsuma Peninsula, Kagoshima prefecture mainly on the Kasuga and Akeshi mine. — «Bull. Geol. Surv. Jap.», 1954, vol. 5, N 8, p. 23—44.

Tanemura M. Report on kaolin deposit at Seta, Hokkaido. — «Bull. Geol. Surv. Jap.», 1954, vol. 5, N 9, p. 27—32.

Tatsumi T. Geology and genesis of the cupriferous iron sulfide deposits of Makimine mine, Miyazaki prefecture, Japan. — «Science Pap. Coll. Gener. Echech. Univ.», 1953, vol. 3, p. 293—303.

Tokunaga M. Fundamental studies of the hydrothermal alteration of the Kasuga mine, Kagoshima prefecture. — «Mining Geol.», 1955, vol. 5 (1), N 15, p. 20—25.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Адылбай 195
Акагане 100
Акбастау 216
Акеси 101
Акжал 211
Акжаргас 211
Аксу 217
Акуне 100
Алабье 195
Алайгыр 217
Асакава 100
Асио 67

Баита 152
Барца 154
Бая-Ареш 153
Бая-Маре 155
Береговское 155
Бержара 195
Большой Шаян 155
Бор 148
Ботеш 152
Бошекуль 216
Брад 151
Брадизор 152, 153
Бьютт 136

Валеа Досулуй 153
Валентиновское 102
Вардарская зона 148
Верхние Кайракты 209
Верхний Кышнел 152
Вулкой Корабия 153
Вурли Бряг 148
Вышковское 155

Гобата 100
Годзо 100
Грендеш 155
Гуанако 138

Дапра 101
Дубица 150

Жана-Тюбе 217
Жангизтобе 195
Жекедуан 196
Жолымбет 217

Звезделески 150
Здрахольц 153

Златовское 150
Зодское 251
Зорга 152

Икуно 67
Ильинка 115
Имай-Мотокура 101
Иосино 101
Итомука 68

Каваяма 100
Камаиси 100
Капильбитас 138
Касе 196
Касуга 101
Кень-Шоки 195
Кинмеи 100
Киргашникское 114
Китсуведзуйки 100
Кобару 100
Комаки 101
Комшток-Стимбоут-Спрингс 69
Кономаи 68
Корачи 152
Косака 67, 101
Космуруи 216
Коунрад 196
Кремница 160
Ктай 195
Кузюк-Адыр 195
Кука-Дулкан 148
Кусикино 67
Кышнел 151

Лазурное 101, 114
Леце 150
Липова Долина 148
Лозен 150

Маджарово 150
Майданек 148
Майкаинское 216
Макимине 100
Мацуо 102
Мачкатица 150
Маятас 217
Медный 216
Мизек 217
Микава 101
Мицзухо 100
Моготе-Рио-Бланко 138
Монте-Амиата 66
Мутновское 126

Налычевское 51
Науразбай 196
Негара 152
Нисикава 101
Нишка Банья 148

Обира 67
Оганчинское 119
Огуси 101
Офуку 100
Ояма 100

Паратунское 51
Патмос 150
Паужетское 51
Пициорул 152
Поркурае 152
Прибрежное 101

Радна 148
Риддерское 56
Рошия-Монтанэ 152

Сакураго 100
Сальфэр-Бэнк
Самомбет 213
Сан-Хуан 139
Саралинское 56
Сары-Шока 195
Сейгоси 101
Салтейское 216
Сер-Варангер 224
Серница 150
Сетана 102
Силвертон 139, 140, 142
Симокава 100
Скалистое 102
Станица 152

Стари Тырг 150
Султановское 56
Сутсу 251
Сьерра-де-Фаматина 138
Сэкэрымб 153, 154

Тайхо 67, 101
Тайшек 209
Таро 100
Тесик-Тас 195
Тои 67, 101
Торткудук 216, 217
Тулагай 195
Тургайское 217

Уралбай-Беркаринское 211

Фаца-Байи 152, 153
Фирициана 152

Хананояма 100
Хонес 152
Хуанаговелико 137

Церро-Бланко 138

Чемпуринское 114, 115
Читозе 101

Шануч 113
Штьявницкое 156, 158

Ягумо 68
Ямагути 67

Оглавление

Предисловие (М. М. Василевский)	3
Глава I. Состояние проблемы научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций (М. М. Василевский)	9
Глава II. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки и проблема рудной специализации этапов тектоно-магматического развития складчатых областей (М. М. Василевский, Ю. М. Стефанов, Б. И. Широкий, Ф. Ш. Кутыев, В. М. Округин)	14
Глава III. Теоретические предпосылки научного прогноза рудоносности вулканогенных формаций	60
1. Историко-геологические предпосылки (М. М. Василевский)	60
2. Физико-химические и энергетические предпосылки (М. М. Василевский)	72
3. Структурно-геоморфологические предпосылки (В. В. Соловьев)	81
Глава IV. Вулканогенно-рудные пояса и центры (М. М. Василевский)	86
Глава V. Тихоокеанский подвижный пояс (М. М. Василевский)	96
1. Центральнo-Камчатский вулканогенно-рудный пояс (М. М. Василевский)	97
Ичинско-Кирганикский вулканогенно-рудный центр (Ю. И. Харченко, С. Е. Апрельков)	102
Вулканогенно-рудные центры Юго-Восточной Камчатки (М. М. Василевский, В. М. Зимин, В. М. Округин)	122
Вулканогенно-рудные центры Камчатского перешейка (М. М. Василевский, А. Б. Исаков)	128
2. Вулканогенно-рудный пояс гор Сьерра-Невада и плато Колорадо (М. М. Василевский)	135
Вулканогенно-рудный центр Сан-Хуан (М. М. Василевский, Ж. А. Некрасова)	138
Глава VI. Средиземноморский подвижный пояс (М. М. Василевский)	145
1. Вулканогенно-рудные центры Трансильвании и Восточных Карпат (М. М. Василевский, Ж. А. Некрасова)	150
2. Средне-Словацкий вулканогенно-рудный пояс и вулканогенно-рудные центры Западных Карпат (М. М. Василевский, Ж. А. Некрасова)	156
Глава VII. Охотско-Чукотский вулканогенно-рудный пояс (М. М. Василевский)	163
Арманский вулканогенно-рудный центр (К. Н. Рудич)	175
Вулканогенно-рудный центр хр. Сарычева (К. Н. Рудич)	179
Глава VIII. Джунгаро-Балхашский вулканогенно-рудный пояс (Л. Н. Шарпенюк, М. М. Василевский)	193
Токрауский вулканогенно-рудный центр	196
	295

Глава IX. Каледониды Северного Казахстана и Чингиз-Тарбагатайский вулканогенно-рудный пояс (Л. Н. Шарпенюк, М. М. Василевский)	214
Глава X. Северо-Скандинавский вулканогенно-рудный пояс (В. В. Жданов)	223
Глава XI. Принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, plutonic, метаморфических и рудообразующих процессах (М. М. Василевский)	239
Глава XII. Основы прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций (М. М. Василевский)	247
Список литературы	285
Указатель месторождений и рудопроявлений	293

ИБ 804

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Редактор издательства В. А. Бурмистров
 Переплет художника Ю. А. Ноздрина
 Художественный редактор В. В. Евдокимов
 Технический редактор В. В. Максимов
 Корректор М. П. Куралева

Слано в набор 20/IX 1976 г. Подписано в печать 28/III 1977 г. Т-06150.
 Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 18,5. Усл. п. л. 23,87. Уч.-изд. л. 25,59.
 Тираж 1950 экз. Заказ 1253/6097-4. Цена 4 р. 37 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
 196006, Ленинград, Московский пр., 91

2198

4p. 37k

HEPRA