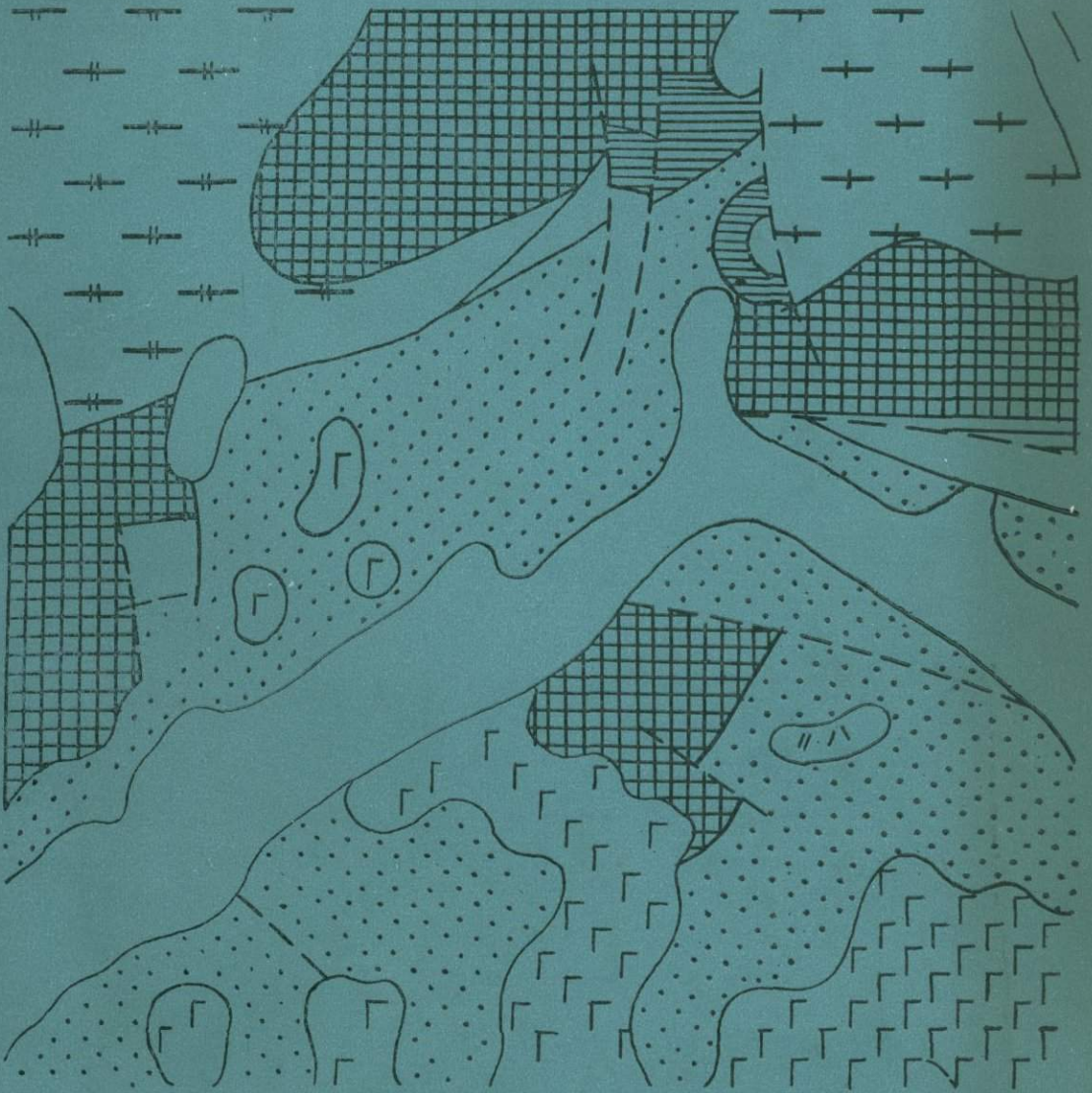


В. Г. САХНО

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551.21

В. Г. САХНО

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Ответственный редактор  
канд. геол.-мин. наук Ф. Г. Федчин

1605



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1976



Излагаются результаты исследования позднемезозойских вулканических комплексов Дальнего Востока. Выделено несколько вулканических зон, отличающихся структурным положением и характером вулканизма. Дается подробное описание мезозойских вулканогенных толщ, их строение, петрографический, петрохимический и геохимический состав лав. В пределах вулканических зон выделено несколько эффузивных комплексов, объединенных в две формации — андезитовую и липаритовую. Рассмотрена зависимость характера вулканизма от структурного положения вулканических зон и строения фундамента. На основании анализа минеральных ассоциаций вкрапленников позднемезозойских эффузивов и их состава выделено несколько серий, распространение которых зависит от петрохимических особенностей лав и структурной обстановки. Сделано предположение о различном генезисе магм, особенно кислых, в этих зонах. Рассмотрена связь вулканизма с оруденением.

Работа представляет интерес для геологов, интересующихся вопросами вулканизма.

Вулканические пояса и зоны Среднего Приамурья как особые структуры впервые были выделены на Тектонической карте СССР Н. С. Шатским и А. П. Богдановым (Тектоническая карта СССР..., 1957). С тех пор вулканическим поясам посвящены многочисленные исследования (Ициксон, Красный, 1962; Хренов и др., 1964; Белый и др., 1967; Ротман, 1968; Фремд, 1970; Устиев, 1959, 1963; Сахно, 1961, 1964; Хаин, 1970; и др.). При этом понятие о вулканическом поясе настолько трансформировалось, что первоначальное толкование пояса как тектонической зоны существенно наземного вулканизма было заменено на более общее представление о нем как о районе сосредоточения активных вулканических процессов.

Некоторые исследователи относят вулканические пояса к унаследованным или наложенным структурам (Пушаровский, 1966; Маркова, 1968; и др.). В. Е. Хаин (1970) считает, что вулканические пояса свойственны всем основным структурным элементам земной коры и всем стадиям ее развития — от океанической до континентальной. В связи с этим он выделяет срединно-океанические, нормально-океанические, геосинклинальные, позднегеосинклинальные и другие вулканические пояса. Восточно-Азиатский пояс, по В. Е. Хаину, является классическим примером краевого орогенного типа вулканических поясов.

Несмотря на различные точки зрения относительно типов вулканических поясов, большинство исследователей считает, что континентальные вулканические пояса вокруг Тихого океана являются уникальными планетарными структурами и заслуживают тщательного изучения (Ициксон, 1970; Устиев, 1959; и др.). Крайний вулканический пояс, проходящий вдоль восточного побережья Азии, соответствует резкой гравитационной ступени и области интенсивных градиентов мощности земной коры, что позволяет рассматривать его как структуру планетарного масштаба, являющуюся границей раздела тектоносферы. Как и пояс андезитового вулканизма, отражающий линию раздела при переходе от структур океана к переходной зоне, континентальный вулканический пояс ограничивает зону перехода с гетерогенной корой к континенту. Следовательно, вулканический пояс отражает во времени и пространстве глубинные процессы, и поэтому многие особенности отдельных его звеньев (Сихотэ-Алинского, Чукотского и др.) характерны для всей структуры (рис. 1).

Вдоль побережья Американского континента также протягивается вулканический пояс, который отличается от Азиатского структурным положением и условиями формирования. Но общим для них является огромная протяженность, крайнее положение на континенте, преимущественный среднекислый состав вулканитов, металлогеническая специализация, приуроченность к ним крупнейших месторождений мира.

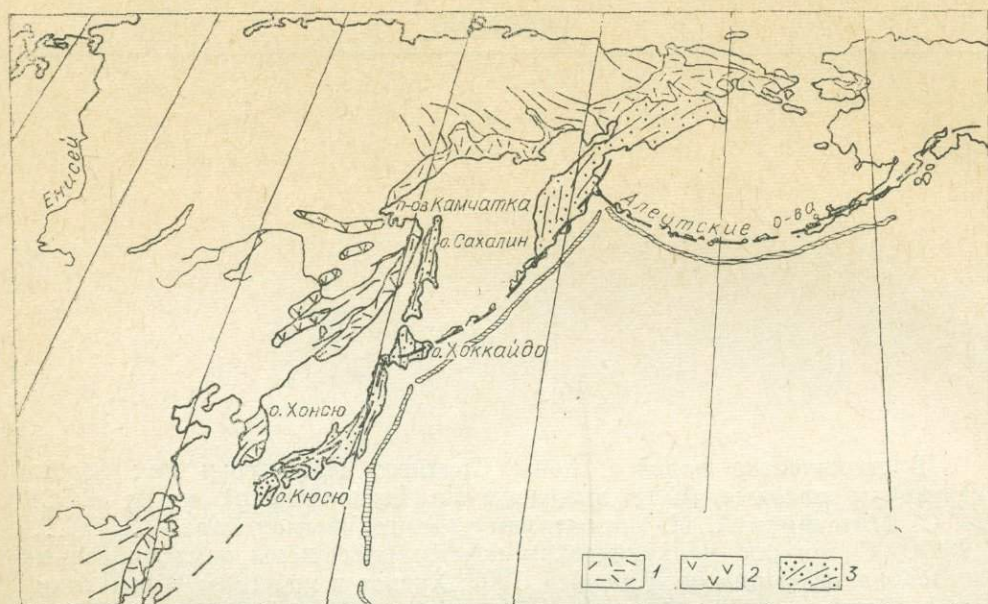


Рис. 1. Размещение вулканических поясов и зон западной части Тихого океана (Нагибина, 1964; Тектоника Евразии, 1966).

1 — окраинно-материковый Чукотско-Катзиатский вулканический пояс; 2 — внутриматериковые зоны; 3 — пояс островных дуг (андезитовая линия) и область кайнозойской складчатости.

К окраинному вулканическому поясу примыкают вулканические пояса и зоны, которые занимают тыловое положение и отличаются не только структурным положением, глубинным строением, но и характером вулканизма, составом вулканитов и металлогенической специализацией. Такие внутриматериковые вулканические зоны широко развиты на Азиатском и Американском (Омсукчанская, Чаунская, Малохинганская, Восточно-Гиринская, Боливийская, Невадская и другие) континентах (Сахно, 1961, 1964; Сахно, Деников, 1963).

В данной работе рассматриваются особенности вулканизма, структурного положения, состава вулканитов, геохимической специализации эффузивных формаций внутриматериковых вулканических зон Среднего Приамурья и частично Сихотэ-Алинского вулканического звена Чукотско-Катзиатского вулканического пояса.

Большое количество данных по петрохимическому составу вулканитов, распределению рудных и рассеянных элементов предварительно обработаны математически на электронно-вычислительных машинах «Мир» и «Минск-22» в Вычислительном центре ДВНЦ АН СССР и суммированы в таблицы. Изучение распределения рудных и редких элементов на фоне петрохимического состава вулканитов с широким региональным охватом проведено впервые, поэтому выводы носят предварительный характер. Большинство анализов выполнено в лабораториях ДВГИ: спектральные — Э. Д. Голубевой, Л. А. Васиной, И. В. Никитенко; химические — Ю. С. Чудаковой, С. П. Баталовой, Т. Г. Шпак, Л. В. Константиненко, З. П. Натаровой. Большая работа в процессе подготовки монографии была проделана В. Г. Судзеловской. Математическая обработка данных статистического анализа проводилась с участием Э. Б. Кулешовой.

Методическое описание аналитических определений количественных спектральных и химических анализов рудных и редких элементов приведено в работе И. Н. Говорова и др. (1969) и в статье Э. Д. Голубевой (1972).

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

---

Тихоокеанский подвижный пояс представляет собой уникальное явление нашей планеты. Проблемы его строения и развития волнуют многих исследователей — геологов, геофизиков, геохимиков. Изучение этой структуры имеет большое теоретическое и практическое значение. Достаточно отметить, что в пределах пояса известны крупнейшие месторождения олова, вольфрама, серы, расположенные по его периферии на материковом обрамлении. В последнее десятилетие внимание геологов обращено к подрудным частям океана и прибрежных морей, где открыты площади, покрытые железомарганцевыми конкрециями, отличающимися повышенными содержаниями кобальта, ванадия, меди, никеля, лантана и др. (Менард, 1966).

Эта область заслуживает особого внимания, так как на примере пояса решаются такие вопросы теоретической геологии, как глубинное взаимоотношение океанических и континентальных структур, эволюция магматизма и размещение на поверхности магматических проявлений, состав и строение верхней мантии, источники рудного вещества и т. д.

Одной из характерных особенностей Тихоокеанского пояса является обильное проявление вулканизма на различных этапах его формирования: в докембрии, палеозое, мезозое, кайнозое. Наиболее ранние проявления известны в докембрии, где они представлены амфиболитами и различными амфиболсодержащими плагиогнейсами. Палеозойский вулканизм по составу и условиям проявления разделяется на нижне-, средне- и верхнепалеозойский. Первые два развиты в пределах платформенных структур и представлены вулканитами среднего и кислого состава, имеющими небольшие мощности. Верхнепалеозойский соответствует геосинклинальному периоду развития окраины Тихого океана.

Палеозойский вулканизм после некоторого периода затухания сменился мезозойским, наиболее интенсивным в Тихоокеанском поясе. Области проявления мезозойского вулканизма располагались восточнее палеозойских, хотя в некоторых районах отмечается наложение на более древние зоны. По характеру структурного положения можно выделить раннемезозойский (триас-юрский) вулканизм, связанный с начальным этапом прогибания мезозойских геосинклиналей, и позднемезозойский (юрско-меловой), проявившийся в пределах геосинклинального обрамления. Первый этап характеризуется накоплением вулканогенно-осадочных толщ, среди которых известны основные лавы и пирокласты, объединенные в спилит-диабазовый комплекс.

Одновременно и несколько позднее с геосинклинальным вулканизмом окраин материка Азии развивался вулканизм впадин Тихоокеанской группы внегеосинклинального развития в пределах древних платформ и консолидированных областей (юрско-меловой этап). Впадины образуют протяженные пояса северо-восточного простирания. Основанием, на котором они развивались, служили породы различных этапов консолидации. Впадины ограничены протяженными нарушениями, по которым

они сопрягаются с зонами поднятий. На северо-востоке эти пояса впадин примыкают к геосинклинальному обрамлению, из пределов которого и проникли морские ингрессии.

Развитие впадин тихоокеанской группы происходило на фоне вулканической деятельности, причем наибольшей активности вулканические процессы достигли в районах стыка поясов впадин с мезозоидами. Формирование впадин внегеосинклинального типа развития с исключительными по интенсивности тектоническими движениями и проявлениями вулканизма составляет своеобразную черту истории развития азиатской окраины материка. В других его частях за пределами геосинклинальных зон тектонические движения не проявились с такой интенсивностью. Примером впадин, выполненных вулканогенными образованиями, являются впадины Удско-Торомского прогиба, Большого Хингана, Малого Хингана, Северо-Восточной Маньчжурии, Юго-Восточного Китая. Здесь развиты юрско-нижнемеловые и частично позднемеловые — палеогеновые молассовые, угленосные и вулканогенные образования. Для восточных впадин характерно резкое преобладание вулканогенного материала в разрезах толщ.

Восточнее по краю Азиатского континента протягивается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс с исключительно сильным проявлением позднемезозойского и палеогенового вулканизма. На севере он сопрягается с вулканогенным поясом Американского континента, который также протягивается на тысячи километров от Аляски до южной оконечности Америки. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс состоит из Чукотско-Охотского, Сихотэ-Алинского и Катазиатского (Юго-Восточный Китай) звеньев, для которых характерно много общих черт развития, строения и эволюции магматических процессов (рис. 2).

Основной особенностью Чукотско-Катазиатского пояса является приуроченность его к краю материка, и поэтому некоторые исследователи рассматривают его в качестве ограничения материкового блока (Нагибина, 1964; Тектоника Евразии, 1966). Этот пояс, отвечающий системе крупных расколов, представляет собой уникальную шовную структуру, отделяющую материковую Азию с гранитной корой от промежуточной зоны с корой переходного типа, лежащей между этим блоком и океаническим ложем (Пущаровский, 1966). Поэтому пояс выделяется не как структура, принадлежащая кайнозойской тихоокеанской складчатости, а как особая структурная зона земной коры внегеосинклинального развития. Строение пояса не согласуется с простиранием складчатых структур. Он срезает мезозоиды, частично накладывается на более древние породы. Это свидетельствует о том, что пояс является наложенной структурной формой.

Строение и развитие отдельных звеньев пояса имеет свои отличия. Этапы вулканизма не полностью совпадают по времени, но для всех звеньев характерны огромные объемы извергнутого вулканического материала, их близкий состав, сходная эволюция магматических процессов, однотипность структурных признаков.

Наиболее хорошо изучено Сихотэ-Алинское звено, в меньшей степени — Охотско-Чукотское. Время заложения звеньев пояса связывается с возникновением глубинных разломов северо-восточного простирания, с образованием многочисленных приразломных прогибов, заполнявшихся вулканогенными породами. Охотско-Чукотское звено начало формироваться в нижнемеловой период, тогда как Сихотэ-Алинское — в конце верхнего мела.

В пределах звеньев вулканизм проявлялся в несколько этапов. В Охотско-Чукотском звене выделяются нижнемеловой, верхнемеловой и третичный этапы вулканизма. Нижнемеловой этап представлен породами среднего состава, которые слагают мощную толщу в узких приразломных впадинах, залегающих на мезозойском и более древнем

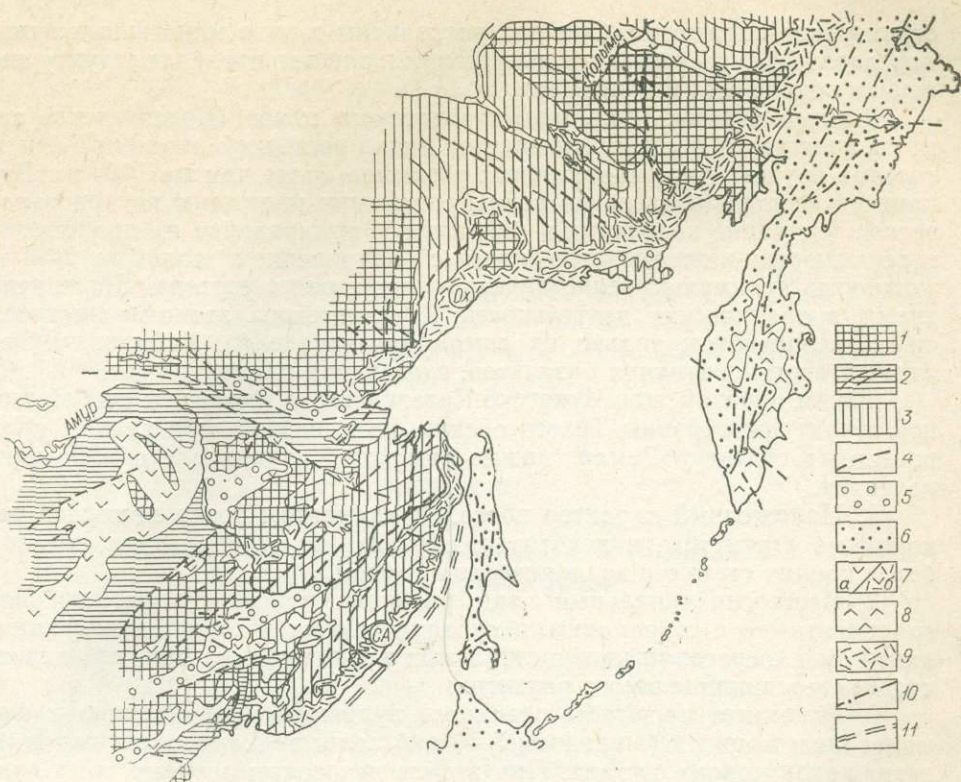


Рис. 2. Геолого-структурная схема вулканических зон и поясов Восточной Азии.

1 — массивы кристаллических пород; 2—3 — палеозойские и мезозойские складчатые области; 4 — разломы и швы; 5 — впадины Тихоокеанского типа; 6 — области кайнозойской складчатости; 7—9 — вулканические пояса и зоны; 7 — внутренние зоны (а — андезитового вулканизма, б — кислого вулканизма); 8 — Курило-Камчатский пояс; 9 — окраинно-материковые пояса (Чк — Чукотский, Ох — Охотский, СА — Сихотэ-Алинский); 10 — границы структур; 11 — береговой шов.

складчатом основании. Верхнемеловые образования перекрывают вулканические породы предыдущего этапа, смещаясь к востоку, в сторону кайнозойской складчатости. Они имеют преимущественно кислый состав и могут быть отнесены к липаритовой формации.

В третичное время вулканическая деятельность резко сократилась. Покровы палеогеновых эффузивов распространены на небольших участках, в основном в зоне сочленения вулканического пояса с кайнозойской Корякско-Камчатской геосинклиналью. Покровы основных лав связаны с продольными и поперечными разломами, а по характеру излияний относятся к трещинным. Они имеют горизонтальное залегание, заполняют неровности мелового рельефа и перекрывают более древние породы. Палеогеновые вулканические породы пояса относятся к платоэффузивам.

В Сихотэ-Алинском звене также выделяется несколько этапов вулканизма, причем ранний верхнемеловой — палеоценовый отличается формированием огромной массы кислых пород с начальными извержениями более основных лав — андезитов. Неогеновый этап характеризуется извержением лав основного состава и накоплением их в локальных участках пояса. В плиоцен-четвертичное время происходили излияния базальтов плато, формирование которых связывается с разломами северо-восточного и субширотного направления. Некоторые плато представляют огромные щитовые вулканы с остатками центров извержений, выраженными геоморфологически. Образования этого этапа следует выделить в формацию платобазальтов (или траппов молодых платформ).

Кроме плиоценовых платобазальтов толеитового состава выделяют формации щелочных базальтоидов, которые занимают определенное

структурное положение. Они распространены в виде моногенных вулканов вдоль Уссури-Амурской депрессии, а также в пределах структурных швов и оперяющих их разломов.

Южный отрезок Чукотско-Катазиатского пояса (Катазиатское звено) в виде узкой зоны протягивается вдоль восточной окраины Азии по системе крупных северо-восточных разломов более чем на 1000 км. Вулканические породы звена на всем протяжении наложены на кристаллическое основание каледонид и байкалид. Формирование их происходило в верхнеюрско-нижнемеловое время с накоплением толщ до 2—3 км мощности, преимущественно андезит-липаритового состава. В третичное время вулканическая деятельность Катазиатского звена почти полностью прекратилась, только на самом юго-западе (о. Хайнань, г. Сюй-вэнь) известны излияния базальтов, слагающих плато.

Таким образом, для Чукотско-Катазиатского пояса как особой шовой структуры окраины Тихого океана, не имеющей себе равных среди известных структур Земли, можно отметить следующие общие черты развития.

1. Наложенный характер пояса. Фундаментом пояса являются разнородные структуры, в некоторых случаях отчетливо видно срезание более ранних структур вулканическим поясом.

2. Неогеосинклинальный тип развития пояса, что не позволяет сравнивать его с современными вулканическими дугами (геоантиклиналями) или с системой континентальных вулканических зон, прошедших стадию геосинклинального развития.

3. Огромные масштабы наземного вулканизма, приведшего к формированию мощных (в среднем 5—7 км) толщ вулканических пород андезит-липаритового состава. При этом в некоторых случаях преобладают кислые вулканы, среди которых доминируют игнимбриты. Игнимбритовый характер пояса составляет исключительную особенность материковой окраины (Азиатской и Американской) Тихого океана. Поздние этапы становления вулканической структуры завершились повсеместно извержением базальтов и формированием базальтов плато.

К востоку от Чукотско-Катазиатской вулканической структуры на крайнем востоке Азии протягивается пояс современных геосинклиналей и молодых складчатых зон. Восточной границей этого пояса служат глубоководные желоба, примыкающие к океаническому ложу. Земная кора этой части имеет различное строение: на западе — материковое, за пределами глубоководных желобов — океаническое, а между ними представляет собой промежуточный тип коры и отличается неоднородным, пятнистым строением. Такое строение создано в результате сложного геосинклинального развития и интенсивных боковых движений по разломам Азиатской окраины в позднемезозойскую эпоху (Тектоника Евразии, 1966).

Кайнозойские складчатые зоны в пределах Тихоокеанского пояса располагаются в приматериковой (Анадырь, Корякское нагорье и др.) и приокеанических частях. Последние представлены современной геосинклинальной областью, состоящей из островных дуг (геоконтинентальные поднятия) и глубоководных желобов.

Таким образом, вулканизм континентальной части Тихоокеанского пояса характеризуется большим разнообразием форм проявления и структурного положения. Состав формаций, их эволюция во времени отражают развитие магматизма этого региона, разнообразие физико-химических условий областей генерации магм, состав подкоркового вещества. Исследования последних лет показывают, что жорни вулканов связаны с мантией, следовательно, вулканы могут представлять собой источник информации о глубоких недрах Земли и процессах, происходящих в ней. Более того, анализ распределения рудных и редких элементов в магматических формациях от заложения эвгеосинклиналей на симатическом

основании до этапа формирования складчатого основания, в образовании которого определяющая роль принадлежит выносу вулканического материала из глубин, позволяет проследить изменение состава мантии в процессе ее дифференциации в геоблоках. Сопоставление этих данных с особенностями современных вулканических зон (островными дугами) и базальтов различных структур дает возможность установить черты сходства и различия между магматическими процессами прошлых и современных этапов.

Все сказанное имеет большое значение для решения ряда теоретических и практических проблем: особенностей состава и строения мантии и палеомантии, истории развития вулканических поясов и эволюции вулканических продуктов, источников рудного вещества и условий их накопления и т. д.

## Глава II

### МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Вулканогенные образования позднемезозойского — кайнозойского возраста широко развиты в тыловой части Тихоокеанского подвижного пояса. Здесь они слагают обширные поля, формирующиеся в вулканические пояса и зоны различной протяженности и состава. Развитие их связывается с мезозойским этапом тектонической активизации восточной окраины Азиатского континента, в результате которой возникли наложенные своеобразные структуры — впадины и прогибы тихоокеанской группы (Тектоника Евразии, 1966). Впадины и приуроченные к ним вулканические зоны возникли на разнородном фундаменте (рис. 3, 4).

Наиболее крупным тектоническим элементом этого региона является северо-восточный выступ Китайской платформы, который с севера отделен от Сибирской платформы Монголо-Охотской складчатой областью, а с востока обрамляется мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня.

Идея об активизации платформы возникла давно, но обрела конкретность, когда в 1937 г. Ю. М. Шейнманн высказал мысль об единой обширной Китайской платформе, простиравшейся от Амура до Индии и распавшейся в результате палеозойских и мезозойских движений. Более полно процесс активизации платформ обосновал А. М. Смирнов (1958, 1963), который под активизацией подразумевал процесс приобретения платформами вторичной подвижности с заложением вторичных прогибов вплоть до эвгеосинклинальных.

Как подчеркивают некоторые исследователи (Смирнов, 1960, и др.), для мезозойского этапа активизации наиболее характерно широкое развитие эффузивного вулканизма, сформировавшего специфические вулканические пояса и зоны. Это внутриматериковые вулканические пояса Южного Китая и Большого Хингана, Западный Сихотэ-Алинь, Огоджинско-Умлеканский, Удско-Охотский и другие, приуроченные к крупным планетарным разломам (Радкевич, 1963), проходящим вдоль границ структур первого порядка — платформ и складчатых областей. Здесь проявлены разломы двух направлений: северо-восточного — тихоокеанского и субширотного — Монголо-Охотского (Средиземноморского).

К субширотным разломам Монголо-Охотского направления в первую очередь следует отнести Южно-Тукурингрский разлом и непосредственно примыкающую к нему Джэгдинскую зону смятия, проходящие на стыке северного края Северо-Восточного выступа Китайской плат-

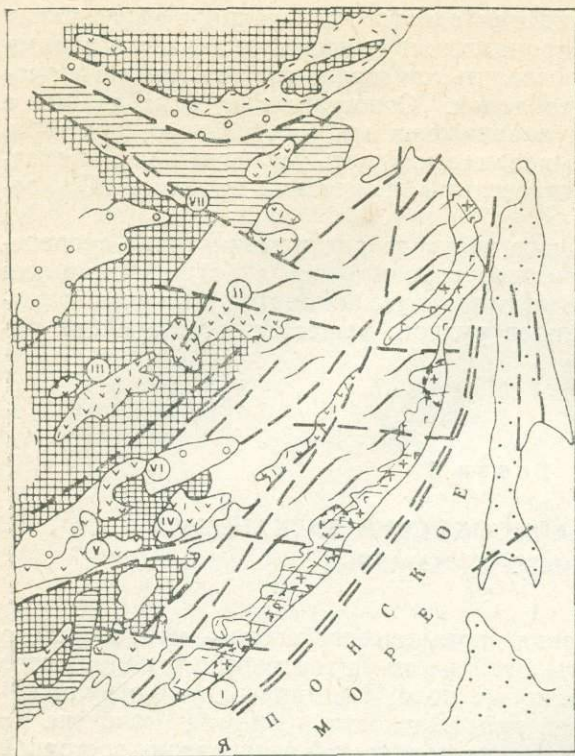


Рис. 3. Размещение вулканических поясов и зон Дальнего Востока. (Усл. обозн. см. на рис. 2).  
 I — Сихотэ-Алинский пояс; II — Баджалская зона; III — Хингано-Фошанская; IV — Баоцинская; V — Мулинская; VI — Средне-Амурская (Хэган); VII — Верхне-Селемджинская.

формы и складчатого обрамления. Вдоль этих структур в различное время происходило формирование интрузий сложного состава и заложение континентальных впадин. Видимо, восточным продолжением этих структур является Пауканский разлом, ограничивающий Ниланский антиклинорий с севера. К этой же группе можно отнести Гилуийский, Тукурингрский, Прибрежный разломы. Последний в восточной части имеет простирание, близкое к северо-восточному (см. рис. 3).

Разломы тихоокеанского (северо-восточного) направления представлены Западно-Сихотэ-Алинским структурным швом, отграничивающим на западе Сихотэ-Алинскую складчатую геосинклинальную область от Ханкайского массива. К разломам тихоокеанского направления можно отнести также Куканский разлом, проходящий вдоль восточного края Буреинского массива по границе его со склад-

чатым обрамлением, а также разломы, ограничивающие прогибы и поднятия в пределах кристаллических массивов (Синкайский, Мулинский, Иланский, Тумыньцзянский и др.).

Кроме этих главных разломов, существенное значение имели поперечные разрывные нарушения, которые определили воздымание и опускание отдельных блоков. Блоковая структура особенно характерна для юго-восточной части северо-восточного выступа. К таким поперечным разрывам относятся: Южно-Приморская зона широтных разломов, отделяющая Южно-Приморский блок от Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой системы, Северо-Янцзинский, Лаохэшаньский и другие разломы, предопределившие положение зон мезозойской складчатости в пределах платформенных структур.

К категории внутриматериковых вулканических поясов относятся зоны Среднего Приамурья, связанные с региональными разломами и вторичными прогибами. В пределах Среднего Приамурья вулканические зоны и пояса располагались в глубине Северо-Восточного выступа и по его периферии, в области сочленения с геосинклинальным обрамлением (см. рис. 3).

Вулканические зоны первого типа расположены на значительном удалении от края выступа, в пределах кристаллических массивов и разделяющих их узких областей палеозойской складчатости. Континентальные прогибы, в которых накапливались вулканогенные образования, имеют небольшую глубину заложения и простое строение. Непосредственной связи с геосинклинальным обрамлением не устанавливается.

Вулканические зоны этого типа отличаются значительно меньшей тектонической подвижностью и меньшими масштабами вулканической деятельности, небольшой мощностью вулканогенных образований, значительной ролью осадочных отложений в составе прогибов, которые они выполняют. Например, Хингаио-Фошаньская, Средне-Амурская, Мулинская и Восточно-Гиринская вулканические зоны.

Вулканические зоны группируются в пояса (Малохинганский, Наданьхада-Алинский), вытягивающиеся линейно вдоль крупных разрывных нарушений, к которым они приурочены. Такими разломами и структурными швами являются Куканский, Синкайский, Мулинский, Северо-Тумыньцзянский, Иланский и другие преобладающего северо-восточного направления. В связи с этим и простираение вулканических поясов и зон является северо-восточным (см. рис. 3).

Вулканические зоны второго типа находятся на периферии Северо-Восточного выступа, частично располагаясь уже за пределами кристаллического основания, в области его складчатого обрамления. Фундаментом, на котором заложены вулканические зоны, являются краевые части кристаллических массивов, раздробленные на блоки, в значительной степени переработанные более поздней складчатостью; палеозойские складчатые сооружения и раннемезозойские складчатые структуры; устанавливается непосредственная связь поздне-мезозойских континентальных прогибов, в которых формировались вулканогенные образования с позднемезозойскими прогибами, где накапливались морские геосинклинальные отложения.

Вулканические зоны этого типа отличаются наибольшей тектонической подвижностью и интенсивной вулканической деятельностью, большой мощностью вулканогенных образований и их преобладанием над осадочными отложениями. Примером вулканических зон этого типа являются Баджалская и Наданьхада-Алинская вулканические зоны, заложенные на периферии Северо-Восточного выступа и непосредственно примыкающие к геосинклинальному обрамлению.

Внутриматериковые вулканические зоны отличаются своеобразным глубинным строением. Область развития вулканических зон Среднего Приамурья характеризуется корой континентального типа, но ее мощность и особенно соотношение гранитного и базальтового слоев меняются от одной структурной зоны к другой (Лишневский, 1969; Белогуб и др., 1971; и др.) (см. рис. 4).

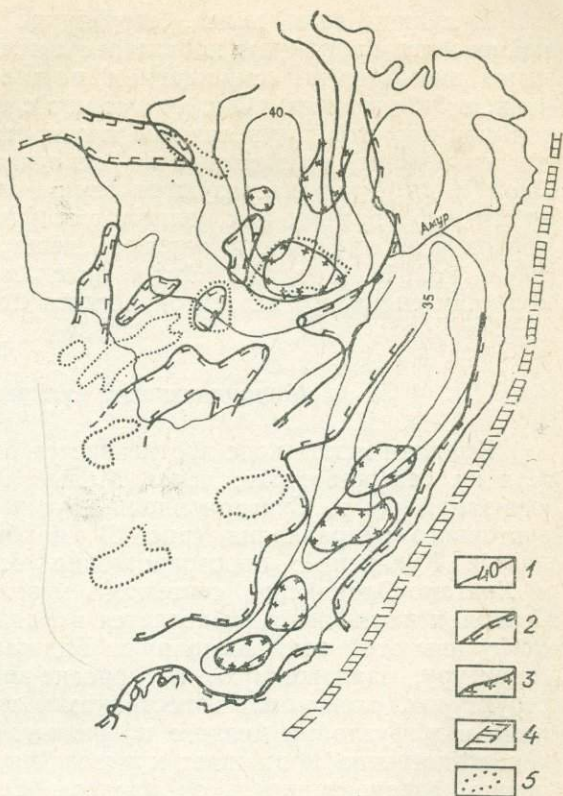


Рис. 4. Глубинное строение Дальнего Востока.

1 — изогипсы рельефа поверхности Мохоровичича (км); 2 — области поднятия поверхности Конрада и повышенной плотности вещества; 3 — области повышенной мощности «гранитного» слоя и разуплотнения вещества. Земли; 4 — береговой шов; 5 — контуры вулканических зон.

Вулканические пояса, структурно приуроченные к мезозойско-кайнозойским впадинам, характеризуются положительными гравитационными аномалиями, сокращением мощности гранитного слоя и увеличением базальтового. Они совпадают с областями «базификации», для которой характерно увеличение плотности вещества на глубине. Вулканические зоны, наложенные на складчатые структуры (Баджальская, Эзоп и др.), характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, что связано, как полагают геофизики, с разуплотнением подкорового и нижней части корового вещества (Лишневецкий, 1969; Белогуб и др., 1971; и др.). Это области повышенной мощности земной коры, интенсивного неотектонического поднятия.

### Малохинганский вулканический пояс

Вулканический пояс протягивается более чем на 700 км от хр. Баджал на северо-востоке, через Малый Хинган до Амура и далее на юго-запад по р. Сунгари вдоль крупных и мелких разломов северо-восточного направления (рис. 5), наиболее крупным из которых является Куканский; пространственно совпадает с Тырмо-Буреинской и Хингано-Олоной системой мезозойских наложенных прогибов. Северная часть пояса выделяется в Баджальскую вулканическую зону; Эффузивы этой зоны выполняют Баджальскую вулканотектоническую структуру, заложенную на средне-верхнепалеозойских складчатых структурах, сложенных известняками, песчаниками, глинистыми сланцами и эффузивами кислого и среднего состава. Северная часть зоны непосредственно примыкает к мезозойскому геосинклинальному обрамлению, распространяясь за пределы Северо-Восточного выступа (см. рис. 3, 5).

В основании мезозойского разреза вулканической зоны залегает угленосная толща, содержащая маломощные пласты угля и насыщенная прослоями туфов. Лежащая выше толща (3000 м) вулканогенно-обломочных пород подразделяется на нижнемеловые эффузивы и их туфы среднего состава и верхнемеловые, представленные в основном липаритами, кварцевыми порфирами, дацитами и их туфами.

Юго-западная часть Малохинганского пояса выделяется в Хингано-Фошаньскую вулканическую зону. В отличие от Баджальской зоны она заложена на кристаллическом основании, в состав которого входят архейские, ниже- и среднепротерозойские гнейсы, сланцы, рифейские кварциты и сланцы, герцинские гранитоиды, прорывающие эти образования. Эффузивы выполняют впадины и прогибы.

В Тырминской и Гуджикской впадинах (в северной части зоны) разрез мезозоя начинается морским верхним триасом, нижней и верхней юрой, в которых среди терригенных осадков отмечаются прослои туфов. Континентальные образования представлены в основании нижнемеловыми угленосными отложениями с большим количеством прослоев и пачек туфов. Вверх по разрезу они сменяются покровами нижнемеловых эффузивов среднего состава. Верхнемеловые эффузивы в основном встречаются по окраинам впадин и имеют небольшую мощность.

В Хингано-Олонойском прогибе, представляющем собою наложенную мульдообразную структуру, в основании мезозойского разреза выделяются нижнемеловые континентальные угленосные образования небольшой мощности (рис. 6). Основную часть разреза составляют вулканогенные образования ранне- и позднемелового возраста. Они представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, которые выше сменяются дацитами, кварцевыми порфирами, альбитофирами, фельзитами, липаритами, игнимбритами и их туфами. Общая мощность вулканогенных образований превышает 2000 м.

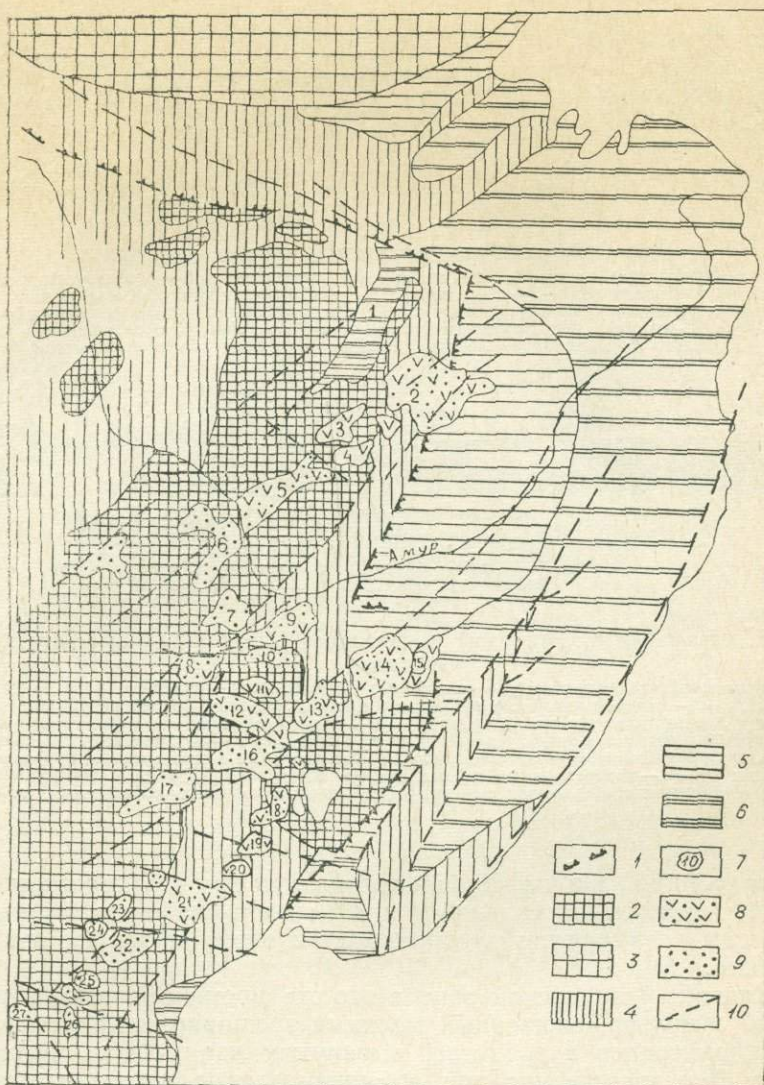


Рис. 5. Структурное положение и размещение мезозойских континентальных впадин Среднего Приамурья.

Граница северо-восточного выступа Китайской платформы: 1 — позднемезозойские поднятия; 2 — кристаллические массивы северо-восточного выступа; 3 — юго-восточная часть Алданского щита и его обрамления; 4 — складчатый палеозой; 5 — складчатый нижний мезозой. Позднемезозойские прогибы: 6 — морские геосинклинальные; 7 — континентальные впадины различных структурных типов; 8 — континентальные впадины, сложенные преимущественно вулканогенными образованиями; 9 — впадины, сложенные преимущественно осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями; 10 — разломы.

Цифрами на рисунке помечены континентальные впадины (2 — Баджалская; 3 — Минская; 4 — Гуджикская; 6 — Фошанская; 7 — Хэганская; 8 — Цзямусь; 9 — Хэцзянская группа впадин; 10 — Шуаньяшанская; 11 — Шуанюхуа, 12 — Вокэньхэ; 13 — Баоцзинская; 14 — Наданьхада-Алия; 15 — Зарубинская; 16 — Мулинская; 17 — Муданьцзянская; 18 — Суфыньхэ; 19 — Дуннинская; 20 — Лаохэйшанская; 21 — Ванцинская группа впадин; 22 — Янцзы; 23 — Туитяньни; 24 — Аньту; 25 — Лоцзигу; 26 — Хэлуи; 27 — Дзюаньту) и прогибы (1 — Бурейский, 5 — Хунган-Олонойский).

Юго-юго-западным продолжением Хингано-Олонойского прогиба является Фошанская вулканоструктура, наложенная, разбившаяся на жестком кристаллическом основании. Она выполнена маломощными угленосными остатками, средними и кислыми эффузивами верхнемелового возраста. Мощность вулканогенных образований не более 400—500 м.

С покровами эффузивов как структурно, так, видимо, и генетически связана интрузивная деятельность. В Баджалской зоне на гра-



Рис. 6. Разрез Малохинганского вулканического пояса.

1—3 — позднемезозойские поднятия; 1 — складчатый докембрий; 2 — складчатый палеозой; 3 — складчатый нижний мезозой; 4—8 — позднемезозойские впадины и прогибы, сложенные нижнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями (4); нижнемеловыми вулканогенными образованиями среднего (5) и кислого (6) состава, верхнемеловыми вулканогенными образованиями среднего (7) и кислого (8) состава; 9 — морские геосинклинальные отложения; 10 — разломы.



Рис. 7. Схематический геологический разрез вдоль Наданьхада-Бикинского вулканического пояса.

1—3 — позднемезозойские поднятия; 1 — складчатый докембрий, 2 — складчатый палеозой, 3 — нижний мезозой, 4—5 — позднемезозойские впадины и прогибы, сложенные верхнеюрскими отложениями морских (4) и континентальных (5) фаций; 7—8 — континентальные впадины, сложенные верхнеюрскими (7) и нижнемеловыми (8) угленосными отложениями; 9 — позднемезозойские морские геосинклинальные образования; 10 — континентальные нижнемеловые вулканогенные образования среднего состава; 11—12 — верхнемеловые вулканогенные образования среднего (11) и кислого (12) состава; 13 — позднемезозойские осадочные и осадочно-вулканогенные образования; 14 — разломы.

нице позднего мела и палеогена внедрились крупные массивы верхнеюрских гранитов с жильной фацией гранит-порфиров и пегматитов, с которыми связываются рудопроявления олова и вольфрама грейзенового типа.

В Хингано-Фошаньской зоне в это же время сформировался многофазный интрузив, сложенный мелкими трещинными телами габброидов, монцитонитов и гранитов, вытянутых вдоль борта Тырминской впадины. Пространственно они ассоциируются с нижнемеловыми эффузивами.

В Хингано-Олонойском прогибе изливание эффузивов сопровождалось внедрением гранитов и гранит-порфиров двух возрастных групп. С более молодой группой интрузий обманьинского типа связаны рудопроявления олова.

В направлении с северо-востока на юго-запад, т. е. от края платформы в глубь ее, происходит уменьшение мощности эффузивного покрова и смена по простирацию кислых эффузивов средними. В Баджалской зоне мощность вулканитов достигает 3000 м, юго-западнее она равна 1500—2000 м, а на правом берегу Амура в Фошаньской впадине — не более 400—500 м, причем преобладают здесь эффузивы среднего состава, тогда как на северо-востоке зоны кислые породы доминируют над вулканитами среднего состава (рис. 7).

Вулканогенные образования нижнемелового возраста объединяются в андезитово-трахиандезитовый эффузивный комплекс, который здесь соответствует формации. Это пирокластические образования талыжанской, ургальской, чагдаманской, чамчукинской и иорской свит в Тырминской и Буреинской впадинах. Для них характерно переслаивание с угленосными фациями. Роль пирокластических образований в южном направлении увеличивается. Насыщенность пирокластикой воз-

растает вверх по разрезу, где они образуют мощные пачки (рис. 8, 9).

Наиболее полный разрез комплекса представлен станолирской свитой. Она выделяется в Буреинском и Хингано-Олонойском прогибах, в Тырминской, Гуджикской, Баджальской впадинах и других мелких структурах по восточному склону Малого Хингана.

В нижней своей части свита в Хингано-Олонойском прогибе (см. рис. 9) представлена плагиоклазовыми андезитами, лавобрекчиями и их туфами. В середине разреза появляются роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты и их туфы. Верхние свиты сложены лавобрекчиями андезитов, пироксеновыми андезитами и их туфами. В некоторых разрезах такая последовательность не устанавливается. Мощность свиты колеблется в широких пределах; наибольшая — свыше 350 м — получена при бурении скважины на одном из участков (рис. 10).

В Тырминской и Гуджикской вулканоструктурах станолирская свита развита в основном в центральных и северо-восточных частях впадин, где она представлена небольшими по площади покровами, слагающими неширокую полосу, вытянутую в северо-восточном направлении. Наиболее крупным массивом покровных эффузивов является хр. Нонни, соединяющийся севернее с массивом Наныкан. Юго-западнее эффузивы слагают мелкие разрозненные площади в среднем и верхнем бассейне рек Якогулина и Уланнэ и близ гор Катын и Букачан. Далее к юго-западу эффузивные покровы известны в Гуджикской впадине. Юго-западнее впадины они развиты в бассейнах рек Каменушка, Юрин, Кульдур и Солокачи, где, по-видимому, соединяются с эффузивами Хингано-Олонойского прогиба. В пределах этих впадин условно свита разделяется на два горизонта:

1) горизонт туфов, туфобрекчий и лавобрекчий с редкими маломощными потоками андезитов;

2) горизонт покровных андезитов с редкими прослоями пирокластических пород, составляющий верхнюю часть свиты.

Намечается определенная приуроченность петрографических разновидностей андезитов в разрезе свиты. Плагиоклазовые и роговообманковые андезиты (иногда с гранатом) и их туфы тяготеют к низам и средней части свиты, а пироксеновые и пироксен-роговообманковые андезиты — к верхам. Мощность свиты в Тырминской впадине 200—300 м, в Гуджикской достигает 1000 м.

К северо-востоку от Тырминской впадины в бассейне верхнего течения р. Гуджал и на водоразделе рек Сутырь и Ягдынья В. В. Онихимовский и В. А. Кузмичев выделяют комплекс средних эффузивов и их туфов, переслаивающихся в нижней части с песчано-сланцевой осадочной толщей нижнемелового возраста.

Среди этого вулканогенного комплекса наиболее распространены пироксеновые и двупироксеновые андезиты, в меньшей степени пироксен-роговообманковые и биотит-роговообманковые, иногда с гранатом.

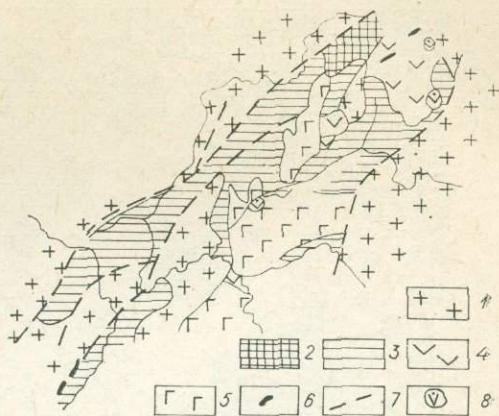


Рис. 8. Геологическое строение Тырминской структуры.

1 — докембрийские образования и палеозойские гранитоиды; 2 — юрские отложения (умальтинская и эльгинская свиты); 3 — нижнемеловые угленосные отложения (ургальская и чемчужинская свиты); 4 — нижнемеловые вулканогенные образования среднего состава (станолирская свита); 5 — базальты; 6 — трещинные интрузии основного состава; 7 — тектонические нарушения; 8 — экструзивные андезиты.



Рис. 9. Схематическая геологическая карта Гуджикской вулканоструктуры (по данным Л. И. Красного, Н. Ф. Смирнова).

1 — складчатый докембрий (гнейсы, сланцы, кварциты, граниты); 2 — граниты нижне-среднепалеозойские и верхнепалеозойские; 3 — мезозойские морские образования (умальтская и эльгинская свиты); 4 — континентальные осадочные и осадочно-вулканогенные образования (ургальская свита); 5 — осадочно-вулканогенные образования (ческукинская свита); 6 — нижнемеловые средние эффузивы (станолirsкая свита); 7 — четвертичные отложения; 8 — интрузии габброидов; 9 — разломы; 10 — места нахождения гранатовых андезитов.

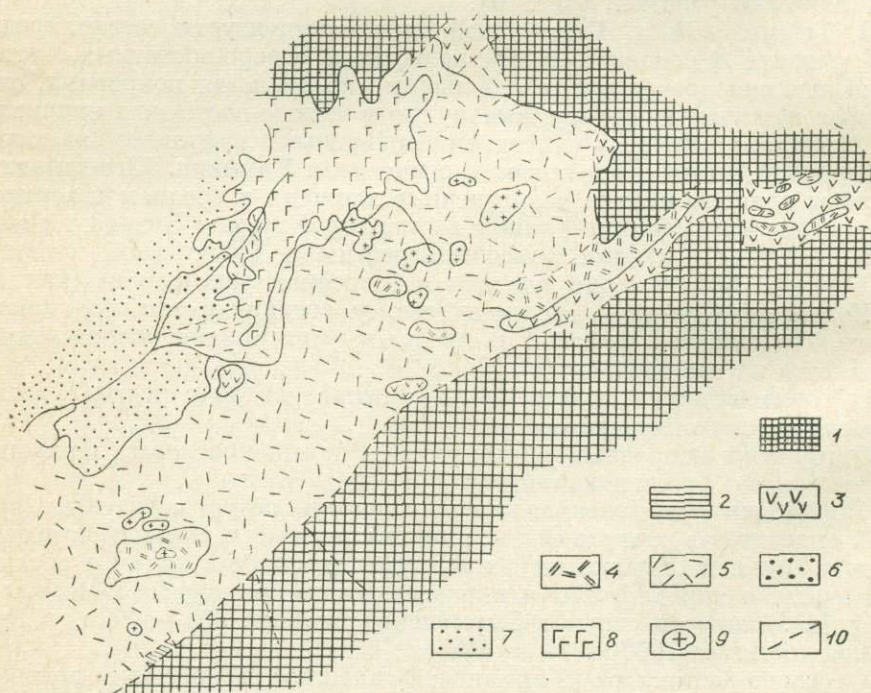


Рис. 10. Структурно-геологическая схема Хингано-Олонойского вулканического прогиба (по Ф. Г. Федчину, 1964).

1 — складчатые породы фундамента (докембрийские и палеозойские образования); 2 — угленосные образования (ургальская свита); 3 — нижнемеловые эффузивы среднего состава (станолirsкая свита); 4 — нижнемеловые кислые эффузивы (солонечная свита); 5 — верхнемеловые кислые эффузивы (обманнская свита); 6 — верхнемеловые осадочно-вулканогенные образования (кундурская свита); 7 — верхнемеловые палеогеновые осадочные отложения (цагаянская свита); 8 — базальты; 9 — верхнемеловые интрузии гранит-порфиров; 10 — разломы.

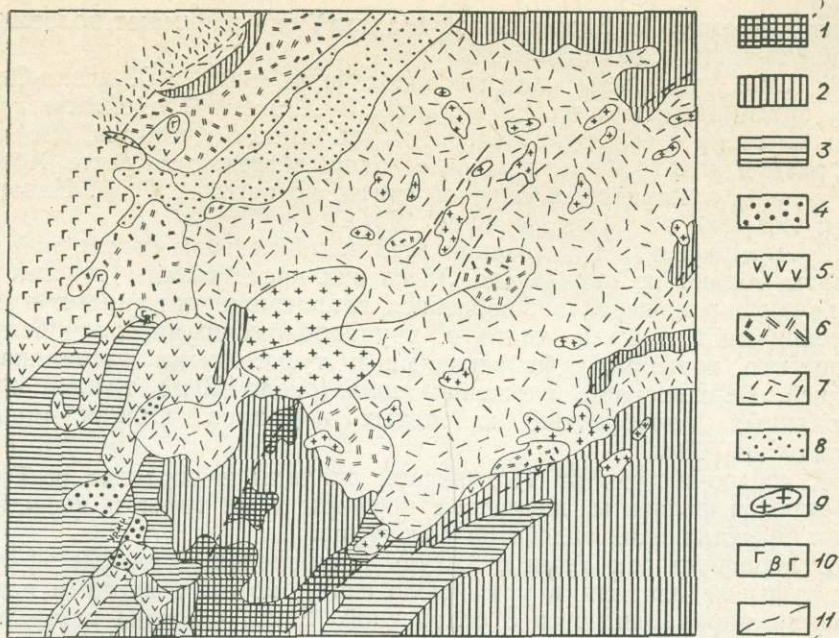


Рис. 11. Геологическое строение Баджалской вулканоструктуры (составлена по данным геологической карты под ред. Л. И. Красного, а также с использованием материалов Э. Л. Школьника, М. И. Ициксона, А. А. Головневой и др).

Образования: 1 — докембрийские, 2 — палеозойские, 3 — юрские морские, 4 — нижнемеловые угленосные и осадочно-вулканогенные континентальные, 5 — нижнемеловые вулканогенные среднего состава (кукачанская свита), 6 — нижнемеловые вулканогенные кислого состава (урмийская свита), 7 — верхнемеловые вулканогенные (баджальская и аракотская свиты); 8 — четвертичные отложения; 9 — позднемеловые интрузии гранитоидного состава, 10 — базальты, 11 — разломы.

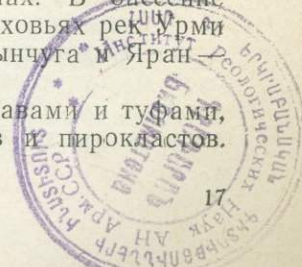
В нижней части комплекса преобладают туфы, туфобрекчии и лавобрекчии. Выше по разрезу они сменяются покровными андезитами с подчиненными прослоями туфов и туфобрекчий. Мощность эффузивов среднего состава не более 200—300 м.

К востоку и северо-востоку от Гуджикской впадины в верхнем течении рек Урми и Амгунь Э. Л. Школьников, А. А. Головневой, Е. В. Быковский, М. И. Ициксоном, С. С. Дарбиняном и другими исследователями выделяется толща средних эффузивов под названием кукачанская свита, которая параллелизуется со станолірской свитой Малого Хингана (рис. 11).

Наиболее полный разрез этой толщи обнажается по рекам Лако-Урмийской и Онкачи-Макит. В целом для вулканической толщи этого района можно отметить быструю фаціальную изменчивость как по простиранию, так и по разрезу. В верховьях рек Онконда и Лака в низах свиты преобладают зеленовато-серые лавоконгломераты, а в верховье р. Дубликан наряду с лавоконгломератами встречаются и лавобрекчии. Покровные андезиты тяготеют к верхам свиты. Здесь широко развиты плагиоклазовые, пироксеновые и дупироксеновые андезиты и их туфы. В меньшей степени встречаются пироксен-роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты с гранатом.

Мощность свиты колеблется в широких пределах. В бассейне среднего течения р. Урми она равна 300—350 м, в верховьях рек Урми и Амгунь достигает 600—700 м, в верховьях рек Сынгута и Яран — 150—200 м.

Верхняя часть формации представлена кислыми лавами и туфами, которые составляют треть общей массы эффузивов и пирокластов.



К северо-востоку (в Баджальской впадине) они занимают половину или большую часть объема формации.

Кислые вулканиты слагают солонечную свиту в Хингано-Олонойском прогибе и Тырминской впадине. В Хингано-Олонойском прогибе свита сложена в основном фельзит-порфирами. Витрофиры, обсидианы, липариты и альбитофиры в разрезе толще встречаются реже. Абсолютный возраст липаритов солонечной свиты, по данным Ю. А. Наварнова, равен 122—126 млн. лет (Федчин, 1964).

В Тырминской и Гуджикской впадинах эффузивы солонечной свиты развиты только по периферии. Здесь они представлены туфами кварцевых порфиров, переслаивающимися кварцевыми порфирами и их лавобрекчиями в нижней части и крупнообломочными лавобрекчиями кварцевого порфира, туфобрекчиями и туфогенными песчаниками в средней. Верхняя часть сложена мощной (около 150 м) толщей крупнообломочных лавобрекчий кварцевых порфиров. Общая мощность свиты около 400 м.

К северо-востоку от Тырминской впадины в верховье р. Гуджал встречаются фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы и несущие обломки подстилающих андезитов и их туфов.

В верховьях рек Урми и Амгунь нижнемеловые кислые эффузивы и их туфы выделяются в урмийскую свиту, которая многими исследователями параллелизуется с солонечной. Свита сложена пестрыми по окраске дацитовыми порфирами, лавобрекчиями, альбитофирами, фельзитами и их туфами. Особенностью состава этой свиты является обилие лавобрекчий с обломками подстилающих пород и присутствие пачек алевролитовых и псефитовых туффитов. Кварцевые порфиры характеризуются резким преобладанием порфировых выделений над основной массой. Мощность кислых вулканитов 500—600 м.

Комплекс кислых лав и пирокластов верхнемелового возраста в составе кундурской, олочинской, обманийской, богучанской, баджальской, аракотской свит Баджальской, Тырминской, Хингано-Олонойской и Фошаньской впадин объединяется в липаритовую формацию. Накопление и формирование эффузивов и пирокластов связывается с деятельностью стратовулканов. Характер извержений менялся от нижнемеловых эксплозий к более поздним меловым. Коэффициент эксплозивности с каждой фазой возрастал. Если для нижнемеловых андезитов он не превышал 25—30%, то в кислых лавах уже достигал 45—60%, а в поздне меловых вулканитах Хингано-Олонойского прогиба и Баджальской впадины — 90—95%. Менялся и тип извержений — от слабых стромболианских до мощных извержений типа Безымянного. Покровы игнимбритов, которые составляют верхнюю часть липаритовой формации, связываются с мощными извержениями в пределах вулканоструктур в более поздние этапы развития крупных депрессий, когда внутри их оформились куполовидные поднятия, горсты. В связи с этим интрузивные образования (обманийские гранитоиды, Верхне-Урмийский массив и др.) являются корнями игнимбритовых покровов, внедрившихся вслед за их формированием. Оформление депрессий вулканотектонических структур после извержения игнимбритов, а затем формирование куполовидного поднятия в пределах этой депрессии с интрузивным массивом в центре или по периферии в результате медленного давления магматической колонны — единый связанный процесс. Примером таких структур могут быть вулканоструктуры различной стадии развития: Каменушинская, Яуринаская, Баджальская, Эзопская и др.

Остановимся на характеристике разреза липаритовой формации пояса. Нижняя ее часть представлена обломочными породами кундурской и олочинской свит в Хингано-Олонойском прогибе, в составе которых отмечается высокая туфогенность. Мощность их очень меняется, средняя  $\approx 2100$  м. В Баджальской зоне в мелких впадинах (Па-

чанская и др.) в основании комплекса кислых лав выделяется мало-мощный покров андезитов и туфов, который можно параллелизовать с амутской свитой Амутской впадины, — это пироксеновые, двупироксеновые, гиперстеновые и реже — пироксен-роговообманковые андезиты.

Лежащий выше комплекс пород представлен кислыми вулканитами, которые в Хингано-Фошаньской зоне слагают обманьскую свиту, а в Баджальской — баджальскую и аракотскую.

Кислые эффузивы обманьской свиты и ее аналогов развиты широко. Они слагают покровы в Хингано-Олонойском прогибе, периферийные части Тырминской и Гуджикской впадин занимают большие площади в верхнем течении рек Урми и Амгунь и в Фошаньской впадине.

Наиболее полный разрез свиты известен в бассейнах рек Хинган, Олоно и Кимкан, где она сложена липаритами, фельзит-порфирами, фельзитами, сферолитовыми порфирами, а также туфами, туфо- и лавобрекчиями этих пород. По данным Ф. Г. Федчина (1964), для свиты характерно наличие крупно- (до 7 мм) и средневкрапленниковых (до 2,5—3 мм) кварцевых порфиров, не занимающих в разрезе определенного положения. Для средневкрапленниковых кварцевых порфиров отмечается неоднородность состава и насыщенность обломочным и пелловым материалом, наличие линз фельзитов, фельзит-порфиров, туфов и лавобрекчий, часто с постепенными переходами во вмещающие порфиры.

К обманьской свите относится липаритовая толща (богучанская свита), которая ранее на основании кайнотипного облика считалась более молодой (Федчин, 1964). В составе ее выделяются липариты, липаритовые порфиры, витрофиры, туфолавы, игнимбриты, фельзиты, обсидианы, их лавобрекчии, туфобрекчии и туфы. Разрез характеризуется невыдержанностью и быстрой фациальной изменчивостью. В бассейне р. Кимкан липаритовые порфиры, липариты, витрофиры и фельзолипариты тяготеют к средней части, а липаритовые туфы — к верхней и нижней частям разреза.

В бассейне р. Листвяничной основная часть разреза слагается туфобрекчиями, туфолавами липаритов и обсидианами.

В бассейне р. Большая Каменушка В. А. Кашковский описывает следующий разрез свиты. В основании залегают туфолавы, которые перекрываются покровами кварцевых порфиров. Еще выше выделяется горизонт липаритов. Переход от кварцевых порфиров к липаритам постепенный. Особенностью кварцевых порфиров является наличие в них большого количества обломков песчаников, андезитов и других пород, большой размер вкрапленников, преобладание кварца над полевым шпатом, бедность темноцветными минералами и флюидалность.

В Баджальской впадине на водоразделах рек Урми и Амгунь, Синчуга и Яран верхнемеловые эффузивы разделены Э. Л. Школьником и А. А. Головневой на две свиты — баджальскую и аракотскую, которые, видимо, можно параллелизовать с обманьской свитой Малого Хингана. Вся толща меловых эффузивов в нижней части сложена светло-серыми, серыми, желтовато- и сиреневато-серыми дацитами с прослоями туфов, туфолав, игнимбритов. Выше по разрезу эти породы переходят в порфиры, фельзит-порфиры и липариты. Кварцевые порфиры относятся к флюидалным крупновкрапленниковым разностям. В верхней части толщи переслаиваются дациты, дацитовые порфиры, их туфы и лавобрекчии. Эффузивы содержат большое количество (до 60%) вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки и калиевого полевого шпата.

В Фошаньской впадине и мелких впадинах, расположенных к юго-западу от нее, разрез верхнемеловой толщи начинается андезитами с порфировыми выделениями роговой обманки, плагиоклаза и пироксенов. Верхняя часть толщи сложена переслаивающимися фельзитами,

фельзо-липаритами, липаритами и их туфами, туфолавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, игнимбритами.

Мощность верхнемеловых эффузивов колеблется в широких пределах. В Баджалской зоне она достигает 1500—2000 м, по данным М. И. Ициксона и Л. И. Красного (1962), или 1110—1200 м, по данным Э. Л. Школьника и А. А. Головневой, в Гуджикской и Тырминской впадинах не превышает 500 м, в Хингано-Олонойском прогибе, по данным бурения на Хинганском месторождении, — более 1200 м (Федчин, 1964), в Фошаньской впадине — 400—500 м (см. рис. 6).

### Средне-Амурская вулканическая зона

Зона выделяется к юго-востоку от Малохинганского пояса. Юго-западная часть ее наложена на Малохинганский и Фэншуйлинский кристаллический массивы, а северо-восточная располагается в пределах Средне-Амурской мезозойской депрессии, характеризующейся пониженной мощностью земной коры, высоким градиентом сил тяжести. Лавовые покровы группируются вдоль разломов северо-восточного и широтного направления, в Хэганской, Шуаньяшаньской, Цзямусы и других впадинах. Наибольшая мощность вулканогенных образований отмечается в местах пересечения Иланского разлома, проходящего в широтном направлении по северному краю Фэншуйлинского кристаллического массива. Мощность вулканогенных образований здесь более 2000 м. Они представлены нижнемеловой толщей, сложенной лавами основного и среднего состава, переслаивающейся с угленосными отложениями в основании и маломощными кислыми эффузивами в верхней части разреза. Верхнемеловые лавы основного, среднего и кислого состава последовательно сменяют друг друга снизу вверх. Мощность эффузивов позднемелового возраста значительно превышает мощность нижнемеловых вулканитов.

К юго-западу и юго-востоку мощность эффузивов постепенно уменьшается: исчезают вулканогенные образования нижнего мела, а верхнемеловые эффузивы слагают маломощные покровы, занимающие ограниченные площади. Так, в Шуаньяшаньской впадине, заложенной на жестком кристаллическом основании, покровные излияния полностью отсутствуют. Здесь широко распространены штоки, межпластовые интрузии, дайки монцонитоидов, аплитов, роговообманковых порфиритов, внедрившихся по разломам в краевой и центральной частях впадины. И только на крайнем востоке впадины, там, где она соединяется со Средне-Амурским прогибом, появляются мелкие поля эффузивов.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования в этой зоне переслаиваются с осадочными и угленосными породами. Здесь весь комплекс континентальных образований подразделяется на нижне- и верхнемеловые образования, в различной степени насыщенные пирокластическими и лавовыми покровами (Смирнов, 1963; и др.).

Вулканогенные образования нижнемелового возраста известны в составе свит шитоухэ, нанлинь, дуншань во впадинах Хэганской, Шуаньяшаньской, Синдунской и свиты хоушигоу во впадине Цзямусы. Коснемся распределения пирокластических пород в составе этих свит. В Хэганской впадине в основании разреза выделяется грубообломочная толща с пачками неплывых туфов среднего состава и маломощными угольными пластами. Выше по разрезу появляются среднезернистые песчаники и алевролиты с пластами угля и пачками туфов. Угленосные отложения объединяются в свиту шитоухэ, а подстилающая их грубообломочная толща выделяется в свиту нанлинь, которая, видимо, является аналогом свиты хоушигоу, распространенной юго-восточнее во впадинах Мулинской, Вокэньхэ и др. (рис. 12).

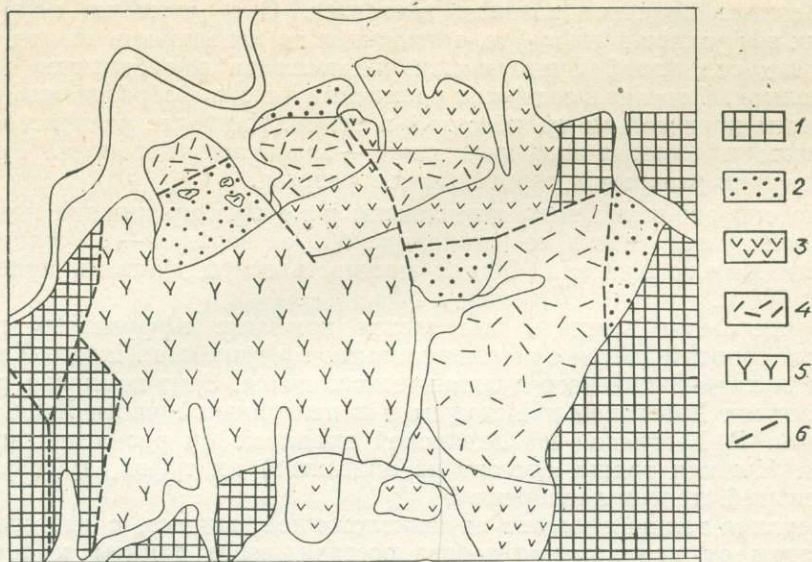


Рис. 12. Геологическое строение впадины Цзямусинской вулканоструктуры (по А. М. Смирнову, 1963).

Образования: 1 — докембрийские, 2 — нижнемеловые осадочно-вулканогенные, 3 — верхнемеловые вулканогенные среднего состава, 4 — верхнемеловые вулканогенные кислого состава, 5 — верхнемеловые нерасчлененные эффузивы, 6 — разломы.

В Синдунской впадине, расположенной к северо-востоку от Хэганской среди угленосных отложений, пирокластический материал содержится как примесь в составе осадков. Мощность этой толщи не превышает 600 м. В угленосной толще отмечаются прослои туфов, которые тяготеют к углесодержащим пачкам.

В Шуаньяшаньской впадине континентальный мезозой представлен нижнемеловыми угленосными отложениями, залегающими на кристаллических породах фундамента. В основании разреза среди углесодержащих пачек встречаются прослои туфов, количество и мощность которых увеличивается в западном направлении. Количество туфогенных материалов резко сокращается вверх по разрезу.

Во впадине Цзямусы (см. рис. 12), расположенной на юго-западном окончании зоны, в основании разреза континентальных осадочно-вулканогенных пород залегают конгломераты, грубозернистые песчаники, туфопесчаники и туффиты. Эта грубообломочная толща условно параллелизуется со свитой хоушигоу Мулинской впадины (по возрасту относящейся к верхам нижнего мела) и со свитой нанлинь Хэганской впадины.

Угленосные отложения с немногочисленными прослоями туфов перекрываются мощной толщей вулканогенно-обломочных пород, которые отличаются непостоянством состава, резкой фациальной изменчивостью и невыдержанной мощностью.

В Хэганской впадине эту толщу выделяют в свиту дуншань (см. рис. 20). Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя из них сложена средне- и крупногалечными туфоконгломератами, состоящими из обломков эффузивных пород среднего состава, оцемментированных туфовым материалом. Туфоконгломераты перемежаются с туфобрекчиями, покровами андезитовых лав и их туфами. Грубообломочные породы чаще всего встречаются в нижней части разреза; для верхней же характерны туфогенные песчаники, перемежающиеся со сланцами и алевритами.

Верхняя подсвета развита восточнее. Она сложена покровами кислых эффузивов и их туфов, выходящих на поверхность из-под чехла новейших отложений Сунгарийской низменности в небольших островных холмах. Подсвета содержит различные лавовые образования с подчиненным количеством туфобрекчий и туфов. Наиболее распространены фельзиты и фельзит-порфиры, реже — кварцевые порфиры. Туфы и туфобрекчии развиты в верхней части разреза.

По спорово-пыльцевым комплексам и по составу нижняя подсвета параллелизуется нами со станолірской, а верхняя — с солонечной свитами Малого Хингана. Общая мощность свиты дуншань приблизительно 900 м.

Выше свиты дуншань выделяется комплекс эффузивных пород, который сопоставляется с верхнемеловыми эффузивами Малого Хингана и Наданьхада-Бикинского вулканического пояса. Этот комплекс развит во впадинах Хэганской и Цзямусы и в центральной части Хэцзянской впадины. В Хэганской и Хэцзянской впадинах он расчленен на две толщи. Нижняя толща состоит из андезитов, их туфов, туфобрекчий и в меньшей степени лавобрекчий.

Верхняя толща залегает на нижележащей, видимо, с постепенным переходом от пород андезитового состава через дациты к породам кислого состава. В состав толщи входят кварцевые альбитофиры, липариты, фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, а также их туфы и туфобрекчии. Кварцевые альбитофиры встречаются редко и тяготеют к низам толщи. Так же редко встречаются туфы, которые с мелко- и среднеобломочными туфобрекчиями образуют маломощные прослой среди лавовых покровов. Мощность верхнемеловых эффузивных пород в Хэганской впадине не превышает 300—400 м. Во впадине Цзямусы этот комплекс имеет несколько большую мощность.

Верхняя часть толщи основных и средних эффузивов сложена алевритовыми туфами, темными туфобрекчиями, роговообманковыми андезитами, постепенно через дациты переходящими в кислые эффузивы. Толща кислых эффузивов слагается в основном потоками липаритов и фельзитов и реже — кварцевых порфиров. Туфобрекчии и туфы занимают подчиненное положение, образуя редкие маломощные прослой главным образом в нижней части толщи.

Таким образом, в пределах зоны выделяется нижнемеловой комплекс пирокластических пород среднего состава, характеризующийся пестрой фациальной изменчивостью, переслаиванием с угленосными отложениями, колебанием мощностей по разрезу. Верхняя часть этого комплекса представлена кислыми вулканитами. Анализ изменения фаций пирокластических пород позволил наметить центры вулканических извержений в пределах впадин. Центрами извержений являлись вулканы центрального типа, располагавшиеся вдоль протяженных разломов по окраинам впадин, где, как правило, резко возрастает мощность вулканогенных пород, а также встречаются сохранившиеся неки в виде отпрепарированных останцев вдоль северного и южного бортов впадины Цзямусы, Хэган, Шуанхуа и т. д.

По сравнению с нижнемеловыми эффузивами Хингано-Фошаньской впадины комплекс представлен исключительно пирокластическими образованиями; коэффициент эксплозивности равен 90—95%.

По петрографическим характеристикам породы среднего состава представлены пироксен-роговообманковыми, роговообманковыми андезитами и трахиандезитами. Пироксеновые андезиты встречаются реже. Пирокласты кислого состава относятся к ортофировым и трахилипаритовым лавам. Магма имела высокую газонасыщенность. В лавах наблюдается преобладание калия над натрием, пересыщенность глиноземом, дефицит полевошпатовой извести.

Верхнемеловой комплекс представлен самостоятельными покровами, которые слагают отдельные вулканотектонические структуры: депрессии, кальдеры, разрушенные стратовулканы. Цепочки таких вулканов также приурочены к разломам вдоль бортов впадин. На поднятиях внутри депрессии формировались вулканические постройки, извергавшие кислые вулканиды в более поздние этапы развития структур (вулканотектоническая депрессия Цзямусы, Шуаньяшань и т. д.). Лавы представлены пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми андезитами, ортофирами, фельзит-порфирами.

### Наданьхада-Бикинский вулканический пояс

Протягивается широкой полосой от Самурского хребта и западных предгорий Сихотэ-Алиня на северо-востоке через Наданьхада-Алинский хребет и бассейн р. Мулинхэ до оз. Цзиньбоху и далее на юго-запад (см. рис. 3). Глубинное строение пояса (геофизические данные имеются только по северной и восточной частям пояса) характеризуется сокращенной мощностью земной коры за счет «гранитного» слоя, несколько повышенным положением поверхности Мохоровичича (см. рис. 4).

Северо-восточная часть пояса находится в пределах Наданьхада-Бикинского геосинклинального прогиба, с развитием которого связывается геосинклинальный вулканизм в раннем и наложенный континентальный вулканизм в позднем мезозое. Эта часть пояса выделяется в Наданьхада-Алинскую зону. На востоке она частично выходит за пределы Северо-Восточного выступа и располагается на мезозойских складчатых структурах геосинклинального обрамления. Здесь Наданьхада-Бикинский пояс смыкается с Западным Сихотэ-Алинским поясом Приморья.

Северная часть Наданьхада-Алинской вулканической зоны находится в пределах Алчано-Матайской синклинальной структуры, которая, видимо, к западу соединяется с Баоцинской «переходной» зоной, характеризующейся большой мощностью морских геосинклинальных и континентальных угленосных отложений, часто переслаивающихся между собой.

Юго-западная и западная части пояса наложены на кристаллическое основание Кэнтэйского массива, а также на средне- и верхнепалеозойские складчатые структуры (Хэцзянская складчатая зона). Эта часть пояса континентального вулканизма выделяется в Мулинскую зону (см. рис. 7).

Покровы эффузивов тяготеют к участкам пересечения разломов северо-восточного направления с широтными разломами и к связанным с ними впадинами (Алчано-Матайской, Баоцинской, Мулинской, Вокэньхэ, Муданьцзянской) и прогибами.

В пределах Наданьхада-Бикинского пояса развиты эффузивы и пирокластические образования юрского и мелового возраста. Наиболее ранние проявления вулканической деятельности континентального типа относятся к позднеюрскому времени. Вулканогенные образования этого возраста известны в Нижне-Бикинском антиклинории, во впадинах Мулинской и Вокэньхэ.

Нижнемеловые вулканогенные породы распространены в угленосных впадинах, находящихся в непосредственной близости к геосинклинальному прогибу, — Мулинской, Баоцинской, Вокэньхэ, Алчано-Матайской. Они слагают толщу, состоящую из переслаивающихся потоков андезито-дацитов и их туфобрекчий, андезитов, игнимбригов, туфолав, туфов (в основании и средней части) и покровов дацитовых лав (в верхней половине толщи). Основной объем занимают потоки андезитовых порфиритов и их туфов, игнимбриги и туфолавы андезитового состава.

Широко развиты, особенно вдоль крупных разломов, верхнемеловые покровные излияния. Они слагают мощные покровы площадью свыше 1500—2000 км<sup>2</sup>, сокращающиеся в юго-западном направлении.

С северо-востока на юго-запад в пределах пояса наблюдается закономерное уменьшение мощности верхнемезозойских вулканогенных образований. В Баоцинской переходной зоне и Алчано-Матайском прогибе мощность их более 2000 м, к юго-западу она падает до 800—1000 м (Мулинская впадина), а на крайнем юго-западе пояса (Муданьцзянская впадина) вулканиты встречаются в виде маломощных мелких покровов. В целом среди вулканогенных образований пояса преобладают эффузивы среднего состава.

Остановимся более подробно на характере распределения вулканогенного материала в пределах отдельных впадин вулканической зоны.

Континентальные вулканогенные образования, которые переслаиваются с угленосными осадками, известны в большинстве впадин. Наиболее древние вулканиты представлены верхнеюрскими толщами в Наданьхада-Алине, Мулинской и впадине Вокэньхэ, где они совместно с осадочными отложениями выделены в свиту дидао (Смирнов, 1963, и др.). Мощность горизонтов лавовых и пирокластических пород небольшая — 3—20 м.

Нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования развиты в Алчано-Матайской складчатой зоне, Наданьхада-Бикинском синклинории, Баоцинской зоне, во впадинах Мулинской, Вокэньхэ и др. В Алчано-Матайской зоне и Нижне-Бикинском прогибе эти образования выделены в уктурскую свиту баррем-альбского возраста; в Баоцинской впадине — в свиты наньшуаньяшань и юншань; в Мулинской и Вокэньхэ — цзиси, мулинскую и хоушигоу валанжин-барремского и апт-альбского возраста (рис. 13).

В Алчано-Матайской зоне с юга на север среди нижнемеловых отложений намечается фациальный переход континентальных толщ к морским. В разрезе толщи, представленной переслаивающимися песчаниками и алевролитами с пачками углисто-глинистых сланцев с растительными остатками, наблюдается незначительная примесь туфогенного материала.

В Нижне-Бикинском прогибе к нижнемеловым отложениям отнесена переходная от юры к мелу толща. По данным В. М. Чмырева и других, в составе нижнемеловой толщи (уктурская свита) отмечаются эффузивы среднего состава, которые по простиранию фациально замещаются песчано-сланцевыми отложениями с фауной апт-альбского возраста. В вышележащей толще кислых эффузивов в туфах обнаружена флора нижнемелового облика. Выше по разрезу толща кислых эффузивов сменяется горизонтом средних лав и их туфов, которые имеют переходный возраст к верхнему мелу.

Во впадинах юго-западной части вулканического пояса (Баоцинский, Мулинский, Вокэньхэ и др.) нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования выделены в свиты наньшуаньяшань, юншань, цзиси, мулинскую и хоушигоу (рис. 14).

Первые две свиты известны в Баоцинской впадине. Для них характерно переслаивание осадочных, осадочно-вулканогенных и лавовых образований. Анализ фаций вулканогенных пород позволил выделить центры извержений вулканитов, а также по отдельным руинам вулканов наметить размеры вулканических построек и их тип. Это стратовулканы центрального типа, расположенные вдоль серии разломов северо-восточного направления как у борта впадины, так и внутри ее. Последние приурочены к вулканогенным тектоническим депрессиям и горстовым поднятиям фундамента впадины. Примером таких структур являются сложные вулканогенные постройки Бомичевская, Татючевская, Баоцинская и другие, расположенные в пределах Баоцинской впадины.

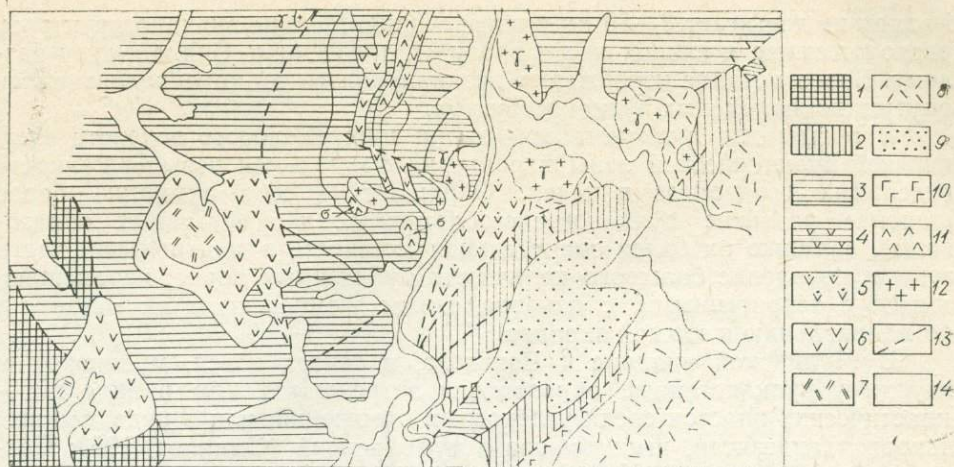


Рис. 13. Геологическое строение вулканоструктуры Наданьхада-Алиня и Самурского хребта (по данным Л. И. Красного).

Образования: 1 — докембрийские, 2 — верхнепалеозойские, 3 — нижнемезозойские морские геосинклинальные, 4 — нижнемезозойские вулканогенные (спилитовая формация), 5 — нижнемеловые осадочно-вулканогенные (уктурская свита), 6 — верхнемеловые вулканогенные среднего состава, 7 — верхнемеловые вулканогенные кислого состава, 8 — позднемезозойские вулканогенные кислого состава (алчанская свита), 9 — кайнозойские, 10 — базальты, 11 — интрузии ультрабазитов, 12 — интрузии гранитов, 13 — разломы, 14 — современные четвертичные отложения.

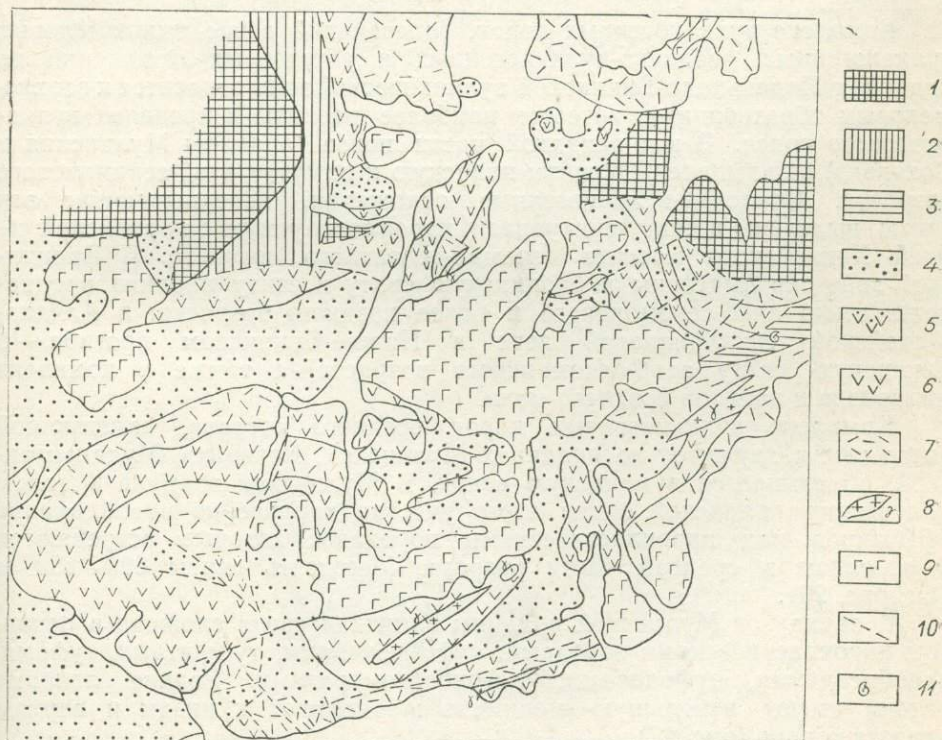


Рис. 14. Геологическое строение Баоцинской вулканотектонической структуры (составлено по данным геологической карты под ред. М. Г. Органова).

Образования: 1 — докембрийские, 2 — среднепалеозойские, 3 — верхнетриасовые морские геосинклинальные, 4 — нижнемеловые континентальные (свиты наньшуньяншань и юншань); 5 — нижнемеловые вулканогенные среднего состава (верхняя подсвита свиты юншань), 6 — верхнемеловые вулканогенные среднего состава (баоцинская свита), 7 — верхнемеловые кислые эффузивы (свита наолихе), 8 — позднемеловые интрузии гранитоидов, 9 — базальты, 10 — разломы, 11 — места находок фауны.

Размер их достигает 8—10 км в поперечнике. Мелкие вулканоструктуры, расположенные в южной части впадины, тяготеют к Синкайскому разлому. Более поздние извержения позднемелового этапа локализовались внутри нижнемеловых вулканоструктур.

В общем для вулканогенной толщи нижнемелового возраста Баоцинской вулканической зоны характерна фациальная невыдержанность отдельных горизонтов и пачек. Обращает на себя внимание более широкое развитие вулканогенно-обломочных и эффузивных образований, а также их более значительная мощность в центральной части зоны и появление большого количества туфогенных пород, перемежающихся с терригенными, с одновременным уменьшением их мощности по направлению к южной окраине.

В Мулинской впадине и Вокэньхэ, в свитах цзиси, мулинской и хоушигоу вулканогенные образования встречаются или в виде пирокластических пластов среди угленосных отложений, или в виде мощных покровов андезитов, игнимбритов и туфобрекчий (Смирнов, 1963; Сахно, 1961, 1964; и др.). Наиболее насыщена пирокластическим материалом мулинская свита.

Для вулканогенных образований Мулинской впадины характерны фациальные изменения по простиранию свит. Как правило, к бортам впадины резко возрастает количество вулканогенного материала. Здесь известны неки древних вулканов (рис. 15, 16).

В Муданьцзянской впадине, расположенной на самом западе пояса, из нижнемеловых свит, широко представленных во впадинах Вокэньхэ, Мулинской, известна лишь одна — хоушигоу — небольшой мощности.

Комплекс вулканогенных пород, залегающий выше нижнемеловых вулканогенных, осадочно-вулканогенных и угленосных отложений во впадинах Наданьхада-Бикинской вулканической зоны относится к верхнемеловым образованиям, которые наиболее развиты в пределах вулканического пояса. В юго-западной части пояса (впадины Мулинская и Вокэньхэ) они выделены в свиты илинскую и янмугоу альб-сеноманского возраста. Осадочно-вулканогенные отложения, перекрывающие эти свиты, выделены в свиту сунхуацзян, параллелизуемую с коркинской серией Ханкайского массива сеноман-сенонского возраста. В Баоцинской зоне они выделены в баоцинскую свиту и свиту наолихэ предположительно альб-сеноманского и более позднего возраста; в Алчано-Матайской синклинали зоне и Нижне-Бикинском прогибе — в алчанскую свиту альб-сеноманского возраста, а также в комплекс липаритов и дацитов позднего мела.

Комплекс вулканогенных пород среднего состава, залегающий выше свиты хоушигоу во впадинах Мулинской, Вокэньхэ, Муданьцзянской, объединяется в илинскую свиту. В Мулинской впадине в целом для разреза илинской свиты этого участка характерно преобладание эффузивов над пирокластическими породами, которые встречаются в основном в средней части разреза. Мощность свиты 600—650 м (см. рис. 20).

К западу от Мулинской впадины илинская свита сложена в основном пирокластическими породами: туфобрекчиями, туффитами, туфами, лавобрекчиями, туфолавами, туфоконгломератами. Редкие лавовые потоки имеют небольшую мощность и тяготеют к низам и верхам разреза толщи (рис. 17).

Андезиты относятся к пироксеновым, пироксен-роговообманковым, роговообманковым разновидностям, в которых количество вкрапленников и их размер варьируют в широких пределах. Пироксеновые андезиты характерны для нижних и средних частей разреза. Среди андезитов встречаются разновидности с пустотами, выполненными цеолитами.

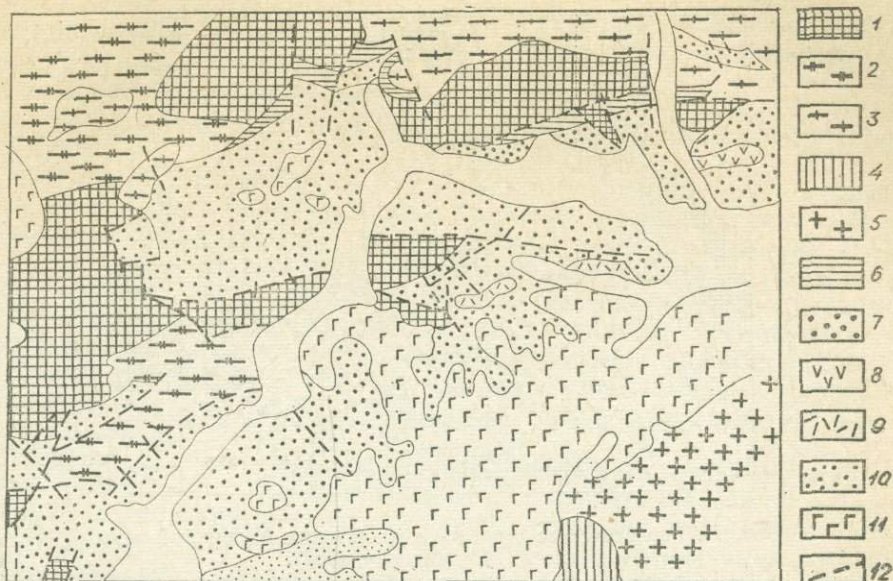


Рис. 15. Геологическое строение северо-восточной части Мулинской зоны (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — докембрийские образования; 2 — нижнепалеозойские гранитоиды; 3 — последовские гранитоиды; 4 — верхнепалеозойские образования; 5 — верхнепалеозойские гранитоиды; 6 — верхнеюрские угленосные отложения (свита дидао); 7 — нижнемеловые угленосные и осадочно-вулканогенные образования (свиты цзиси, мулинская, хоушигоу); 8 — верхнемеловые вулканогенные образования среднего состава (илинская свита); 9 — верхнемеловые кислые эффузивы (свита янмугоу); 10 — верхнемеловые осадочно-вулканогенные образования (свита сунхуацзян); 11 — базальты; 12 — разломы.

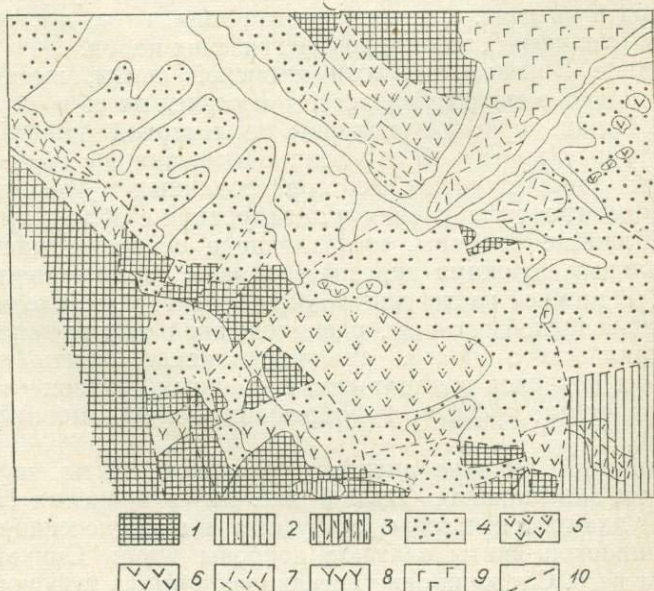


Рис. 16. Геологическое строение Воканьхинской вулканоструктуры (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — докембрийские образования; 2 — палеозойские осадочные отложения; 3 — палеозойские вулканогенные образования, преимущественно кислого состава; 4 — нижнемеловые угленосные отложения (свиты цзиси, мулинская, хоушигоу); 5 — нижнемеловые вулканогенные образования среднего состава; 6 — верхнемеловые вулканогенные образования среднего состава (илинская свита); 7 — верхнемеловые вулканогенные образования кислого состава (свита янмугоу); 8 — верхнемеловые нерасчлененные эффузивы; 9 — базальты; 10 — разломы.

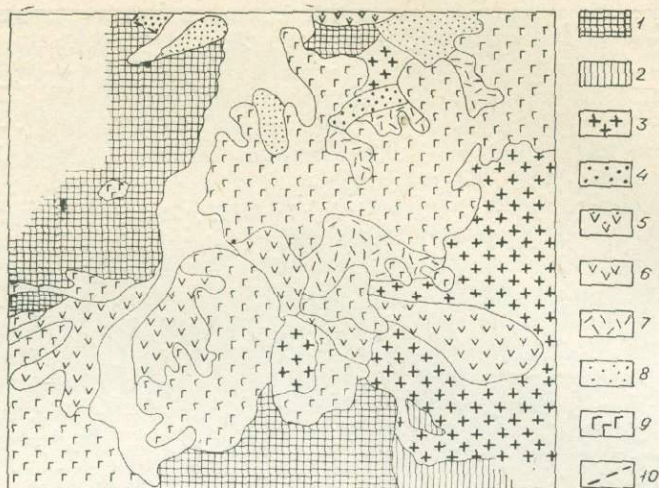


Рис. 17. Геологическое строение южной части Мулинской зоны (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — докембрийские образования; 2 — верхнепалеозойские образования; 3 — верхнепалеозойские гранитоиды; 4 — нижнемеловые угленосные и осадочно-вулканогенные образования (свиты мулинская и хоушигоу); 5 — нижнемеловые вулканогенные образования среднего состава; 6 — верхнемеловые вулканогенные образования среднего состава (илинская свита); 7 — верхнемеловые кислые эффузивы (свита янмугоу); 8 — верхнемеловые осадочные отложения (свита сунхуацзян); 9 — базальты; 10 — разломы.

Илинская свита характеризуется невыдержанностью горизонтов по простиранию и изменением роли пирокластических, эффузивных и осадочных пород в разрезе: в направлении с запада на восток в разрезе наблюдается увеличение роли пирокластических пород.

Во впадине Вокэньхэ аналоги илинской свиты, имеющие много общего не только в петрографическом составе, но и в строении вулканогенной толщи, слагают покровы по северной периферии, вдоль южного борта и по восточной ее части. Самые нижние горизонты свиты представлены здесь пачками неотсортированных туфоконгломератов, которые переходят в туфобрекчии и лавобрекчии с обломками пористых андезитов. Лавовые покровы, составляющие основную часть разреза, сложены мелкими потоками андезитов и реже темными плотными базальтами. В нижней части свиты появляются туфы андезитов.

В Муданьцзянской впадине, расположенной на юго-западном окончании вулканического пояса, аналоги илинской свиты встречаются в виде мелких покровов в ядрах синклинальных складок свиты хоушигоу, представленных туфами, туфобрекчиями и маломощными потоками андезитов.

В Баоцинской впадине аналогом илинской свиты является баоцинская свита, занимающая более 5 тыс. км<sup>2</sup> в пределах Наданьхада-Бикинской вулканической зоны. Эффузивы и вулканогенно-обломочные породы баоцинской свиты слагают покровы вдоль Синкайского шва и к северу от него. Сложена она переслаивающимися туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами, покровами андезитов, туфолав, игнимбринов, лавобрекчий. Пирокластические разности преобладают над лавами, и только вблизи Синкайского шва в разрезе подсвита увеличивается роль лавовых излияний. В целом для подсвиты характерна изменчивость фациального состава.

Состав эффузивных и вулканогенно-обломочных пород меняется от основных андезитов к более кислым. Авгитовые андезиты, более редкие разности, характерны для нижних горизонтов, а в средней и

верхней частях подсветы преобладают пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты. В самых верхних частях наблюдается переход к дацитам.

Мощность подсветы колеблется в больших пределах, составляя в среднем 800—1000 м. В сторону Синкайского шва она увеличивается до 1300 м.

Комплекс кислых эффузивов, выделяющийся выше толщи андезитов во многих впадинах (Мулинской, Вокэньхэ, Муданьцзянской и др.), объединен в свиту янмугоу. В Баоцинской впадине аналогом этой свиты является свита наолихэ, в Алчано-Матайской зоне — алчанская свита. Покровы свиты занимают небольшие разрозненные участки. Они сложены флюидалными липаритами, с которыми переслаиваются стекловатые лавы, красные липариты, перлиты с характерной сфероидальной отдельностью, туфобрекчии этих пород и туфы. Пирокластические разности в составе свиты встречаются редко; среди них известны игнимбриты.

Липариты характеризуются светлой окраской, ясной флюидалностью, порфировой структурой. Количество вкрапленников и их размер варьируют в широких пределах. Среди липаритов можно выделить собственно кварцевые порфиры с крупными вкрапленниками кварца (до 5—7 мм). Очень редко помимо кварца в них отмечаются розовые полевые шпаты. В составе свиты известны дациты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. В большинстве случаев эти породы встречаются в нижней части разреза кислых эффузивов.

К востоку от Мулинской впадины в пределах западной части Ханкайского массива обнажаются кислые эффузивы, перекрывающие толщу средних эффузивов, которые можно сопоставить со свитой янмугоу. Мощность их не более 200 м.

В Баоцинской впадине кислые эффузивы свиты наолихэ (аналог свиты янмугоу) слагают небольшие разрозненные покровы. Разрезы свиты вскрываются в обнажениях к югу и западу от горы Баоцин, к северу от горы Мишань на водоразделе рек Фэйдэлихэ и Наолихэ, вдоль Синкайского шва и в других местах.

Свита слагается альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, фельзитами, липаритами, кварцевыми порфирами и их туфами. В разрезах свиты, обнажающейся вдоль Синкайского шва, появляются мощные пачки туфов и туфобрекчий и потоки липаритов. Количество лавовых излияний увеличивается в верхней части разреза свиты. Мощность ее здесь достигает 700—800 м.

В Алчано-Бикинской структурной зоне вулканы представлены мощной толщей дацитов, альбитофиров, кварцевых альбитофиров, которые переслаиваются с осадочными породами и пирокластическими образованиями. Мощность толщи 1400 м.

Таким образом, как и средние эффузивы, кислые вулканы характеризуются фациальной изменчивостью, увеличением мощности в восточном направлении (от 200 м в Мулинской и Муданьцзянской впадинах до 1400 м в Бикинской зоне). Мощность кислых вулканических образований увеличивается также в сторону Синкайского шва, где выделяется целая серия вулканотектонических депрессий и остатков меловых вулканов.

### **Восточно-Гири́нская вулканическая зона**

В пределах этой зоны (рис. 18) известны верхнеюрские, нижнемеловые и дат-палеоценовые осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования. Площадь их развития приурочивается к впадинам, которые были заложены на кристаллическом основании Кэнтэйского и Северо-

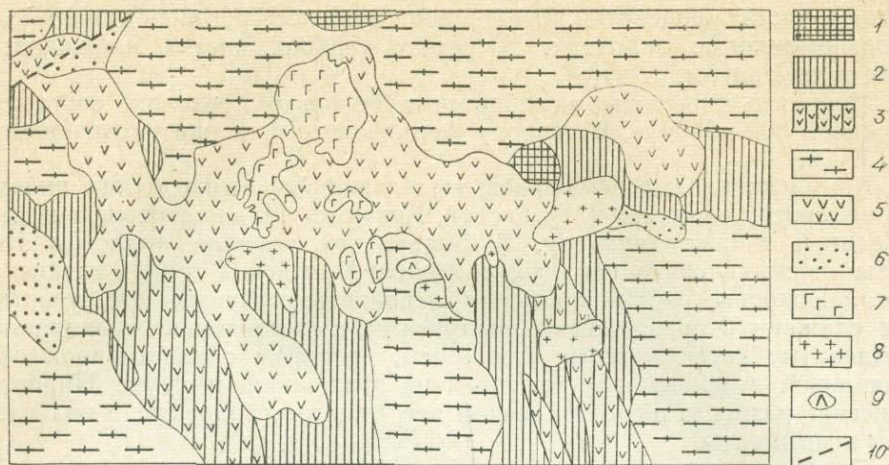


Рис. 18. Геологическое строение вулканоструктур Восточно-Гиринской вулканической зоны (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — докембрийские образования; 2 — верхнепалеозойские осадочные отложения; 3 — верхнепалеозойские вулканогенные образования среднего состава; 4 — верхнепалеозойские гранитоиды; 5 — верхнеюрские вулканогенные образования среднего состава (свита тунтяньин); 6 — нижнемеловые угленосные отложения; 7 — базальты; 8 — мезозойские гранитоиды; 9 — мезозойские интрузии среднего состава; 10 — разломы.

Корейского массивов, а также на верхнепалеозойских структурах. К ним относятся впадины: Янцзи, Хэлунская, Дуннинская, Лаохэйшань, Банцинская, Тунтяньин, Хунчуньская, Посьетская, Хверенская и ряд более мелких впадин (Смирнов, 1963; Сахно, 1961; Беляевский, 1956).

Верхнеюрские образования представлены эффузивными и пирокластическими породами свиты тунтяньин, залегающей на основании континентального мезозоя большинства впадин. Состав свиты сложный и меняется в каждой отдельной впадине, но в целом намечается эволюция его от более основных к средним и кислым лавам и снова к средним.

Во впадине Тунтяньин нижняя часть разреза свиты представлена покровами авгитовых и авгит-роговообманковых андезитов, которые выше по разрезу сменяются более кислыми разностями — роговообманковыми и биотит-роговообманковыми. Верхняя часть свиты сложена в основном вулканогенно-обломочными образованиями: туфобрекчиями и туфоконгломератами, по составу отвечающими андезитам. В самых верхах разреза появляются туфы, которые постепенно сменяются красно-бурыми туфопесчаниками, переходящими в вышележащие угленосные отложения (рис. 19). Мощность свиты во впадине Тунтяньин равна 400 м.

Для впадины Янцзи разрез свиты несколько отличается от описанного выше. Нижние горизонты свиты, залегающие на кристаллических породах, представлены лавовыми покровами авгитовых и авгит-роговообманковых андезитов. Выше по разрезу роль лавовых излияний уменьшается и преобладают туфобрекчии и туфы. Средняя часть разреза представлена пачкой кварцевых порфиров, дацитов и их туфов. Мощность этого горизонта колеблется от 40 до 80 м. Верхняя часть свиты состоит из пирокластических пород — туфобрекчий, туфов, туфоконгломератов, на которые с размывом налегают угленосные отложения. Общая мощность свиты во впадине Янцзи 200—300 м.

К востоку от описанной выше впадины свита представлена эффузивами, переслаивающимися с туфобрекчиями, туфами, лавобрекчиями

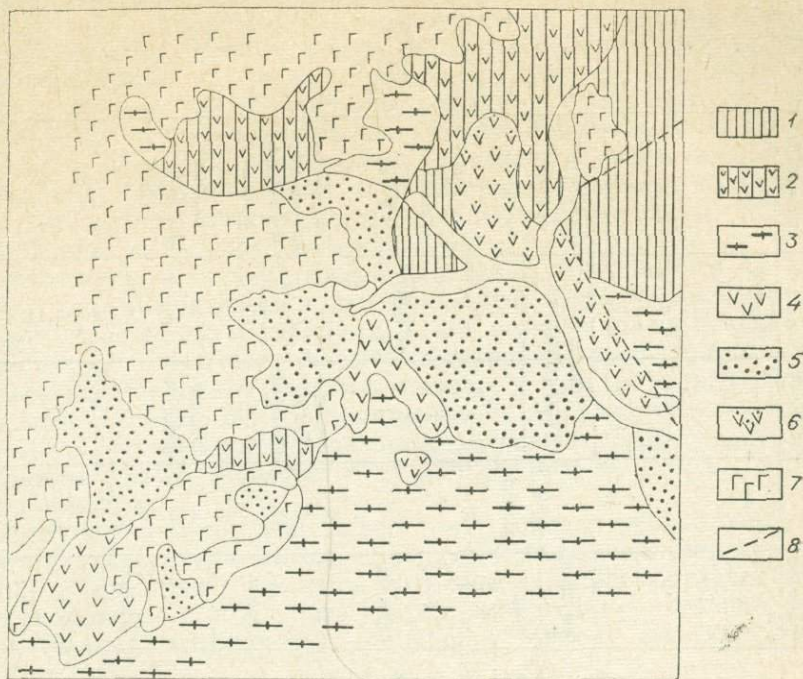


Рис. 19. Геологическое строение впадин Тянцаолин и Тунтяньин Восточно-Гиринской вулканической зоны (по А. М. Смирнову, 1963).

1 — верхнепалеозойские осадочные образования; 2 — верхнепалеозойские вулканические образования; 3 — верхнепалеозойские гранитоиды; 4 — верхнеюрские вулканические образования (свита тунтяньин); 5 — нижнемеловые угленосные отложения; 6 — даний-палеоценовые вулканические образования; 7 — базальты; 8 — разломы.

и другими вулканическими породами. В нижней части, где преобладают лавовые излияния, андезиты представлены наиболее основными разновидностями: авгитовыми, двупироксеновыми, пироксен-роговообманковыми. В средней части появляются дациты, верхнюю часть слагают в основном туфобрекчии андезитов и андезиты. Мощность свиты 400—600 м.

Свита тунтяньин известна и в других впадинах: Хэлунской, Дуннинской, Лаохэйшань и др.

Сопоставление разрезов по различным впадинам позволяет сделать вывод, что, несмотря на фациальную невыдержанность отдельных горизонтов свиты даже в пределах одной впадины, в общем намечается определенная последовательность ее формирования. Для нижней части характерно повсеместное развитие лавовых излияний андезитов с редкими пачками пирокластических пород. Средняя часть свиты отличается кислым составом, хотя кислые эффузивы прослеживаются не во всех впадинах. Верхняя часть свиты сложена в основном пирокластическими породами (рис. 20).

Во многих впадинах юго-западной части зоны свита тунтяньин перекрывается комплексом осадков, возраст которых на основании флористических остатков определяется как валанжин-аптский. Здесь выделяются следующие свиты (снизу вверх): хэлунская, лунцзин и даллацы. Первые две являются угленосными. В восточной части зоны во впадине Дуннинской и Лаохэйшань отложения, перекрывающие верхнеюрские вулканические образования свиты тунтяньин, выделяются в нижне- и верхнедуннинскую свиты, которые по характеру осадков, угленосности и комплексу флоры сопоставляются с угленосными

Система	Отдел	Вулканические зоны	Малохинганский вулканический пояс			Средне-амурская вулканическая зона	Надьяхуда - Бикинский вулканический пояс			Восточно-Гиринская вулканическая зона		Приморье														
		Впадины и прогибы Ярус	Тырма-Буря	Хинган-олана	Баджал	Хэган, Шуаньшань, Цзямусы и др.	Баоцин	Мулин Вокэньхэ Мубаньцзян	Бикин	Дуннин Лаохэйшань	Хэлуи Янцзи и др.	Верхне-Суифунская														
М	е	В	е	р	х	н	и	й	Даний	?	Цагаянская	?	?	?	?	Хайлань										
											Богучанская	Аракотская						?	?	?	?					
											Обманьская	Баджальская						Свита дулухэ	Наолихэ	Янмугоу	Алчанская	Свита сунхуацзян	Коркинская серия			
											Кундурская	Баджальская						Свита дуншань	Баоцинская	Илин	?	?	Верхняя угленосная свита			
											?	?						Наньлин	Свита юншань	Хоушигоу	Уктурская	Далацзы				
											Альб	Норекская						Бирская	Урмийская	Толща конгломератов, туфров, песчаников	Свита шитоухэ	Мулин	Верхне-дуннинская	Лунцзин	Непродуктивная свита	
											Алт	Солонечная						Солонечная	Солонечная	Толща осадочно-туфренных и угленосных пород	Свита наньшуньяншань	Цзиси	Нижне-дуннинская	Хэлуи	Нижняя угленосная свита	
											Воланжин	Чемчунинская						Станолурская	Станолурская	Толща осадочно-туфренных и угленосных пород	Свита шитоухэ	Дидао	?	?	?	?
											Готтериф	Нагдамынская						Каменужинская	?	Толща осадочно-туфренных и угленосных пород	Свита шитоухэ	Дидао	Песчано-сланцевая толща	?	?	?
											Баррем	Ургальская						Талынжонская	Талынжонская	Толща осадочно-туфренных и угленосных пород	Свита шитоухэ	Дидао	Песчано-сланцевая толща	?	?	?
Ярус	Верхняя					Базальты, андезиты, туфы			Свита тунтяньбин																	

Рис. 20. Схема сопоставления позднемезозойских континентальных образований по вулканическим зонам Среднего Приамурья.

отложениями, развитыми восточнее (Липовецкий угольный бассейн).

Свита хэлун представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, конгломератов, пластов угля и углистых пород. В составе осадков встречаются пачки туфогенных пород и туфов, иногда достигающие нескольких метров. Туфогенность увеличивается снизу вверх по разрезу. Прослой туфов и бентонитовых глин часто приурочиваются к углесодержащим пачкам. По составу туфы относятся к андезитам. В некоторых впадинах (Тушанцзы) среди угленосных отложений верхней части свиты отмечаются покровы андезитов. Мощность свиты колеблется от 120 до 1000 м. Возраст валанжин — апт.

Свита лунцин залегает выше хэлунской. Она делится на два горизонта: конгломератовый и пестроцветный. Среди конгломератового горизонта во впадинах Тушанцзи и Хэлун развита толща покровных андезитов и туфов, мощность которой достигает 250 м. В конгломератовом горизонте встречаются угленосные породы и пласты угля. Пестроцветный горизонт представлен песчаниками, алевролитами, туфогенными породами. В верхней части горизонта отмечаются туфы среднего состава. Мощность свиты колеблется от 220 до 1800 м. Возраст определен как апт-альбский.

Свита далацзы согласно залегает на породах свиты лунцин. Она состоит из переслаивающихся слаботуфогенных конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Возраст по фауне и флоре определяется как альб-сеноманский, и свита сопоставляется с северо-сучанской свитой Южного Приморья. Мощность свиты колеблется от 500 до 2000 м.

Нижне- и верхнедуннинская свиты сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, туфами туфогенными породами. Туфогенность увеличивается вверх по разрезу. Пласты туфов мощностью до нескольких метров приурочены к углесодержащим пачкам. Возраст свит определен как баррем (?) — альб, мощность до 500 м.

В Дуннинской впадине выделяются верхнемеловые осадки, которые залегают на размытой поверхности верхнеюрских и нижнемеловых осадочных и вулканогенных образований. Эти отложения выделяются в свиту сунхуанцзян, по составу и по структурному положению сопоставляются с коркинской серией Верхне-Раздольненской впадины, возраст которой определен как сеноман-сеноманский. Свита представлена красно-бурыми «шоколадными» алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами (в верхней части) светло-серыми, красно-бурыми «узорчатыми» песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов внизу. Большей частью алевролиты и аргиллиты являются туфогенными. Мощность свиты достигает 50 м.

К образованиям даний-палеоценового возраста в Восточно-Гиринской вулканической зоне отнесена свита хайлань. Она известна в восточной части впадины Янцзи, во впадинах Гунтяньин, Хэлун, Тушаньцзы, Ванцин и др. Вулканогенные образования слагают покровы, которые имеют небольшую мощность и площадь распространения. Они сложены лавами андезитов, их туфобрекчиями и туфами. Последние в разрезе встречаются редко. Широко развиты дайки, являющиеся корнями покровов и экструзии. В ряде случаев верхние части экструзивных тел, препарированные в результате современной эрозии, являются составными частями шлаковых вулканических конусов с характерными для них переклиналильными падениями. Лавы покровов и экструзий представлены пироксеновыми, оливиновыми и биотит-роговообманковыми андезитами. Мощность свиты не превышает 100—150 м. Андезиты отнесены условно к даний-палеоцену на основании сопоставления со смежными районами, где они развиты более полно (впадины Кореи, Южного Приморья).

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЭФФУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для выявления особенностей петрохимического состава эффузивов мезозойских комплексов Северо-Восточного выступа Китайской платформы было проведено более 80 полных силикатных анализов пород в химической лаборатории Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР аналитиками В. В. Ленярской, З. Л. Мукосеевой, Т. Г. Филипповой, А. Н. Гуськовой и др. Кроме того, химические анализы пород были выполнены в химической лаборатории Дальневосточного геологического управления. Анализы вулканических пород были заимствованы из работ Г. В. Ицксон и др. (1959), Ф. Г. Федчина (1964), В. И. Волкова (1963), Ф. К. Шипулина (1957), М. А. Фаворской (1956), М. Г. Руб и др. (1964): из Сборника химических анализов изверженных горных пород, изданного Дальневосточным геологическим управлением, и отчетов В. В. Онихимовского, М. И. Ицксон и др., В. А. Кузмичева и др. и т. д.

#### Верхнеюрский эффузивный комплекс

Химический состав пород комплекса представлен в табл. 1, 2, из которых видно, что состав андезитов очень колеблется.

Пироксеновые андезиты отличаются наиболее низким содержанием кремнезема, наиболее высокое содержание его имеют роговообманковые и пироксен-роговообманковые; дупироксеновые и лабрадоровые андезиты занимают промежуточное положение среди них, причем дупироксеновые по содержанию кремнезема близки к роговообманковым, а лабрадоровые — к пироксеновым андезитам (рис. 21, 22). Колебания в содержании других окислов в андезитах комплекса отражены на диаграммах  $Fe^{3+}-F^{2+}-Mg$  и  $Ca-Na-K$  (рис. 23).

Пироксеновые андезиты имеют высокую магнезиальность ( $K_f = 0,42-0,65$ ), значительные колебания отношений закисного и окисного железа ( $K_0 = 0,32-0,81$ ), низкую щелочность ( $K_m = 0,32-0,49$ ), низкие значения отношения калия к сумме щелочей.

Пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты характеризуются высокой железистостью ( $K_f = 0,69-0,77$ ), более высокой щелочностью и низкой известковистостью, чем пироксеновые андезиты ( $K_m = 0,47-0,70$ ), а также более низкой степенью окисления ( $K_0 = 0,7-0,72$ ) и более высоким отношением калия к сумме щелочей.

Дупироксеновые андезиты отличаются от всех других пород наиболее высокой железистостью ( $K_f = 0,81$ ) и высокой общей щелочностью при низкой известковистости ( $K_m = 0,72$ ), причем в сумме щелочей существенную роль играет калий ( $K_m = 0,47$ ). Кроме того, они характеризуются низким отношением закисного железа к окисному ( $K_0 = 0,16$ ).

Лабрадоровые андезиты характеризуются высокой общей железистостью, известковистостью и содержанием натрия в сумме щелочей. По ряду петрохимических особенностей они близки к пироксеновым андезитам.

Своеобразную группу в верхнеюрском комплексе представляют основные эффузивы Наданьхада-Алинской зоны, представленные тремя химическими анализами. Они близки по химическому составу, что

Химический состав эффузивных пород верхнеюрского комплекса

Таблица 1

Номер образца	Порода и место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	H <sub>2</sub> O	Сумма	FeO	Fe	K	Na+K
															Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe+Mg	K+Na	Na+K+Ca
0-808/4	Пироксеновый андезит, Лаоеллинский хребет	53,92	0,84	17,05	4,99	1,62	0,15	3,55	6,60	2,82	0,85	5,09	2,03	99,51	0,32	0,57	0,232	0,397
0-801/2	Пироксен-роговообманковый андезит (дайка). Там же	59,82	0,32	18,74	3,97	2,93	0,12	2,90	1,72	3,26	0,78	5,20	0,05	99,81	0,74	0,704	0,193	0,70
0-807/1	Андезит: лабрадоровый	56,94	0,32	17,91	5,26	0,87	0,09	2,22	5,77	4,12	0,74	5,32	—	99,56	0,16	0,734	0,15	0,456
0-808/1	пироксеновый	54,78	0,95	19,15	3,11	1,30	0,07	5,99	5,29	4,08	1,00	4,41	—	100,13	0,417	0,424	0,197	0,494
0,809/4	роговообманковый	58,13	0,86	15,73	3,03	3,49	0,09	2,90	5,64	3,88	1,16	5,09	0,69	100,69	1,15	0,692	0,227	0,473
0-808/3	пироксеновый	52,68	1,00	18,55	5,18	2,58	0,36	4,15	8,52	3,38	0,94	2,41	0,61	100,36	0,5	0,656	0,217	0,336
0-800/1	пироксеновый	50,30	0,90	17,67	5,58	4,82	0,16	6,19	6,48	2,82	0,30	4,59	0,12	99,93	0,81	0,625	0,097	0,325
0-808/2	двупироксеновый	58,22	0,77	18,22	6,27	1,00	0,12	1,71	3,16	4,34	3,88	2,94	—	100,70	0,16	0,81	0,47	0,724
0-809/6	роговообманковый	59,65	0,75	15,35	3,16	5,44	0,24	2,52	5,18	2,30	3,48	1,77	—	99,95	1,72	0,774	0,60	0,53
0-964/11	Базальт, р. Уссури, с. Венюково	46,24	1,05	17,01	7,00	5,57	0,21	5,75	10,86	2,74	2,00	2,11	0,18	99,72	0,79	0,686	0,423	0,303
0-964/7	Базальт. Там же	45,19	1,27	16,55	7,59	5,52	0,13	5,75	11,54	2,12	1,64	1,50	1,02	99,83	0,73	0,694	0,436	0,246
0-964/4	Базальт. Там же	45,65	1,23	16,95	6,80	6,48	0,42	5,51	11,39	2,20	1,68	0,68	0,76	99,75	0,95	0,708	0,433	0,254

Примечание. В табл. 1 и 2, 1—9 — андезиты Восточно-Гиринской вулканической зоны, 10—12 — породы северной части Надапхата-Алинской зоны. В образцах 0-808/2 и 0-809/6 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,07 и 0,11 соответственно.

Петрохимические характеристики (по А. Н. Заварицкому) эффузивных пород верхнеюрского комплекса

Номер образца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>
0-808/4	8,3	8,6	13,8	69,3	—	48,0	49,2	2,8	82,6	13,69
0-801/2	8,2	2,0	23,1	66,7	52,9	26,3	20,8	—	85,3	15,0
0-807/1	11,0	7,6	10,0	71,4	—	58,6	40,7	0,7	89,8	12,98
0-808/1	10,9	6,7	16,80	65,6	13,1	24,0	62,9	—	85,7	2,53
0-809/4	10,9	5,6	13,2	70,3	—	48,0	39,4	12,6	83,4	13,2
0-808/3	9,5	8,4	17,7	64,4	—	43,6	41,8	14,6	83,9	1,67
0-800/1	7,0	8,4	22,7	61,9	6,4	49,2	44,4	—	93,7	1,33
0-808/2	15,6	3,9	11,2	69,3	14,4	58,8	26,8	—	63,0	3,45
0-809/6	10,4	5,3	14,1	70,6	—	60,4	30,8	8,8	50,0	14,4
0-964/11	9,2	7,2	28,3	55,3	—	42,1	35,3	22,6	67,7	15,0
0-964/7	7,4	7,9	29,6	55,1	—	42,1	34,7	23,2	66,0	12,4
0-964/4	7,6	8,1	29,2	55,2	—	44,6	33,4	22,0	66,0	12,80

обусловило близкое расположение точек на диаграммах (рис. 24), характеризуются низким содержанием кремнезема (45,19—46,24), довольно высокой железистостью ( $K_f = 0,60—0,71$ ), высоким содержанием извести. Обращает на себя внимание при среднем содержании суммы щелочей большая роль калия. Отношение закисного и окисного железа близко к единице.

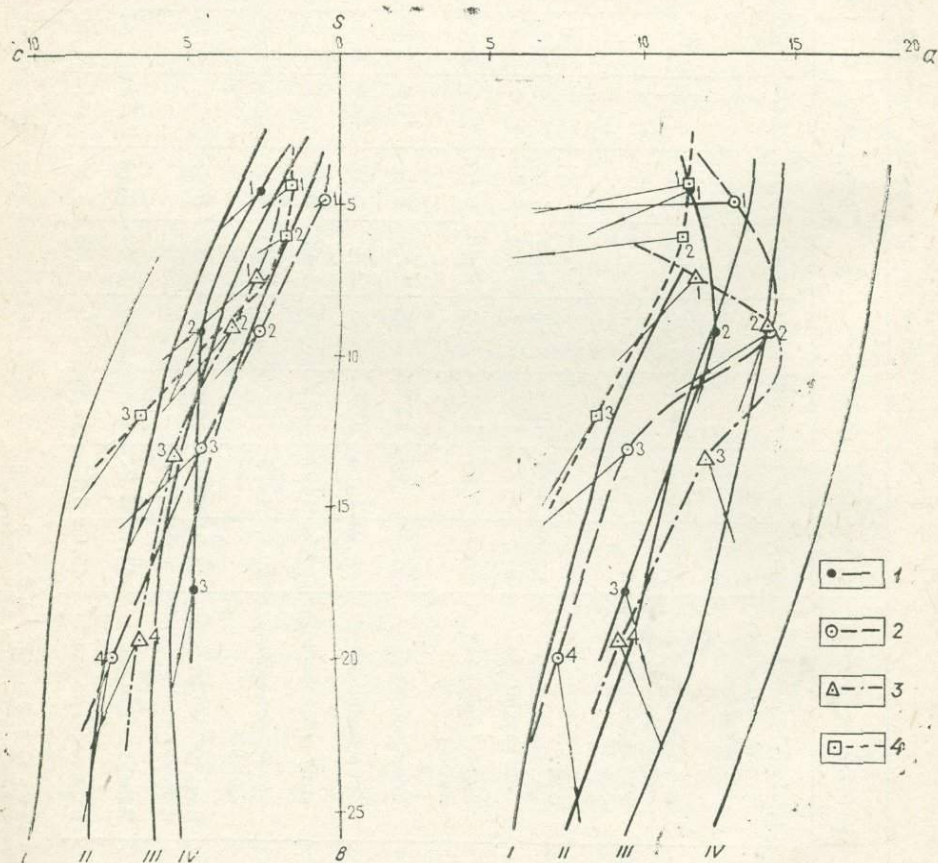


Рис. 21. Вариационная диаграмма нижнемелового эффузивного комплекса.

Вариационные линии: 1 — Баджалской вулканической зоны; 2 — Хингайо-Фошаньской зоны; 3 — Наданьахада-Бакинского вулканического пояса; 4 — Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса.

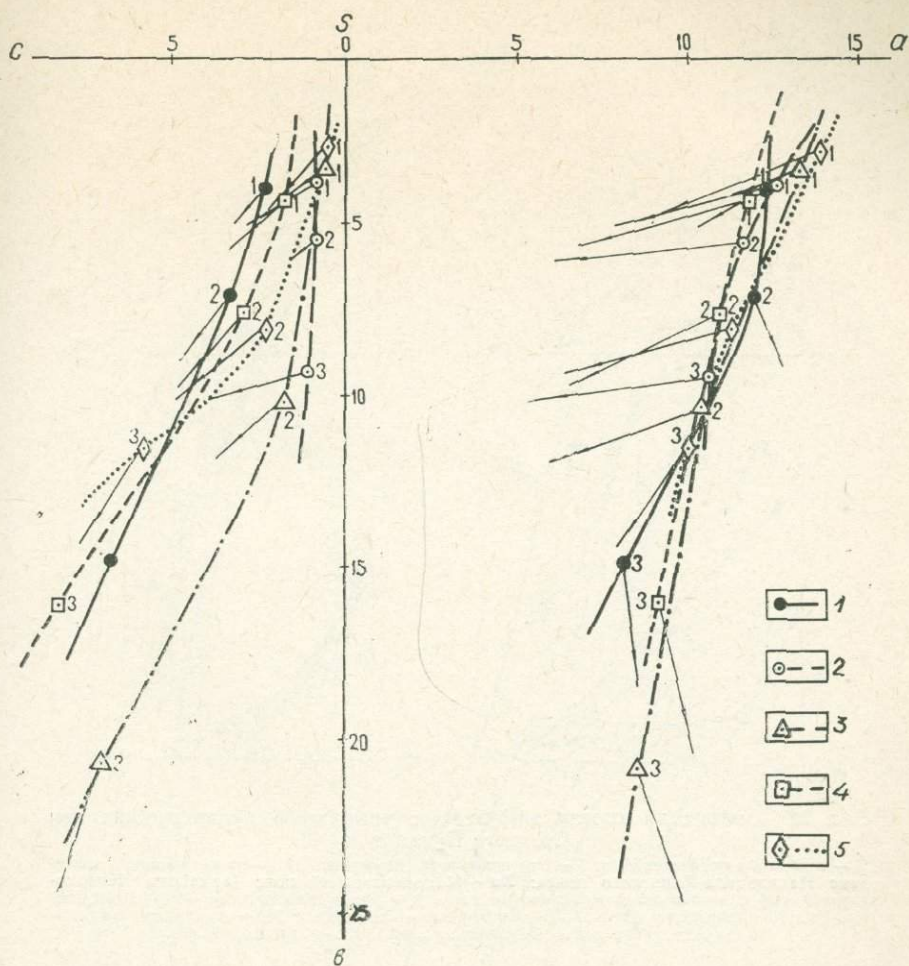


Рис. 22. Вариационная диаграмма верхнемелового эффузивного комплекса.

Вариационные кривые: 1 — Баджалской вулканической зоны; 2 — Хингано-Фошаньской вулканической зоны; 3 — Наданьхада-Бикинского вулканического пояса; 4 — Приморского вулканического пояса; 5 — Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса.

По химической характеристике данные породы близки к авгититам, но отличаются несколько заниженными содержаниями щелочей. На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки основных петрохимических характеристик этих пород образуют широкую полосу благодаря значительному колебанию содержания извести (на плоскости  $cSb$ ) и щелочей (на плоскости  $aSb$ ).

Вариационная кривая комплекса (см. рис. 24) имеет небольшой наклон к оси  $Sb$  на плоскости  $aSb$  и располагается близко к вариационной линии лав Лассен-Пика (Заварицкий, 1950). Кислые члены комплекса относятся к породам нормального ряда и характеризуются несколько большей щелочностью. В связи с этим фигуративная точка их располагается между кривой II и III. Более основные породы комплекса относятся к породам, пересыщенным глиноземом, и отличаются меньшим содержанием щелочей ( $a$ ), в связи с чем их фигуративная точка располагается между кривыми I и II.

На плоскости  $aSb$  вариационная кривая располагается почти параллельно оси  $Sb$ , что позволяет судить о более высоком нормативном содержании извести в кислых породах комплекса и более умеренном количестве ее в основных частях этой серии.

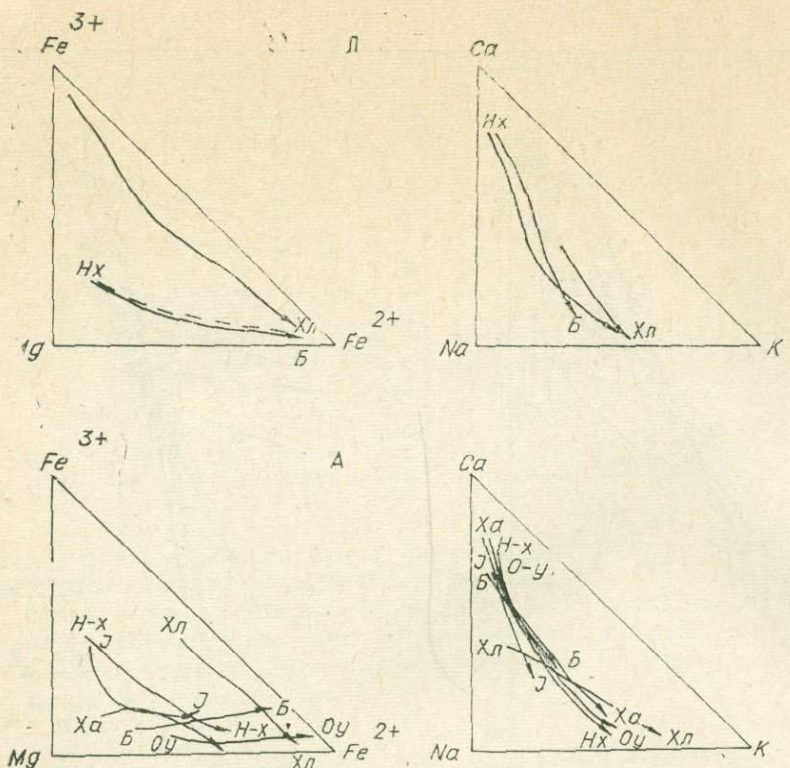


Рис. 23. Химический состав эффузивных комплексов вулканических зон Среднего Приамурья.

А — андезитовая формация: J — Верхнеюрский комплекс; Ха — Малохинганский пояс (андезиты Хингано-Олонойской и Тырминской вулканоструктур). Б — Баджальская зона; Оу — Огоджинско-Умлеканский пояс (Эзоп). Л — липаритовая формация; Нл — липариты Наданьхада-Алинского пояса (Мулильская зона); Хл — Хингано-Олоно.

Своеобразное положение занимают базальты комплекса. На плоскости  $aSb$  фигуративная точка среднего состава этих пород располагается близко к линии IV (лавы Этны; Заварицкий, 1950), а на плоскости  $cSb$  — между линиями II и III.

### Нижнемеловой эффузивный комплекс

Этот комплекс слагает основную часть андезитовой формации региона. Сопоставление химического состава пород по различным вулканическим зонам Среднего Приамурья позволяет выявить ряд петрохимических особенностей.

**Баджальская вулканическая зона.** Нижнемеловые эффузивы этой зоны представлены химическими анализами (табл. 3, рис. 21, 23). Наиболее низкими содержаниями кремнезема, а также наиболее высоким содержанием магнезии и извести отличаются двупироксеновые и пироксеновые андезиты. Вследствие этого для них характерна низкая железистость ( $K_f = 0,60-0,68$ ) и щелочность ( $K_{щ} = 0,38-0,40$ ). Следует отметить резкое преобладание натрия в сумме щелочей (отношение калия к сумме щелочей не превышает  $0,22-0,25$ ).

В гранатовых андезитах и дацитах по сравнению с пироксеновыми андезитами возрастает количество щелочей и суммарного железа и снижается количество магнезии. Вследствие этого андезиты и дациты отличаются более высокой железистостью ( $K_f = 0,70-0,87$ ) и ще-

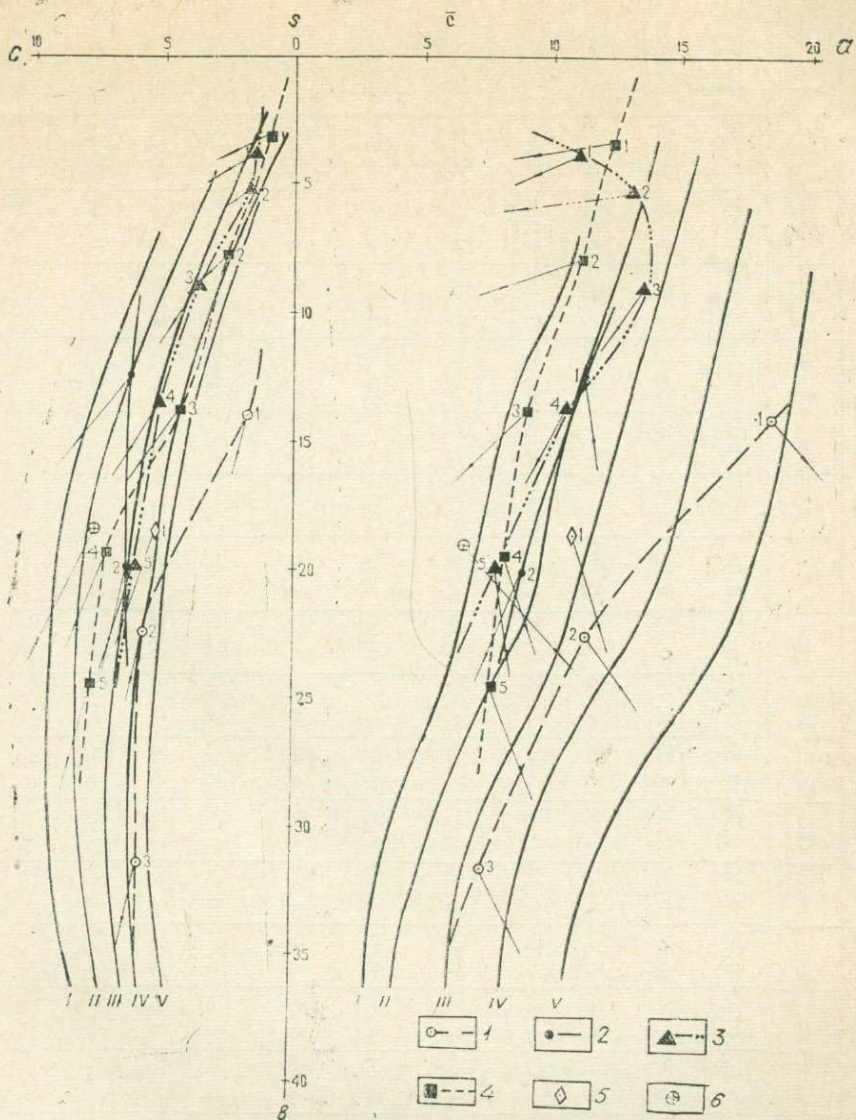


Рис. 24. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому, 1950) мезозойских эффузивных комплексов вулканических зон Дальнего Востока.

1 — вариационная кривая верхнетриасово-среднеюрского комплекса (нанесена по опубликованным данным (Сахво, 1964); 2 — вариационная кривая верхнеюрского комплекса; 3 — нижнемелового; 4 — верхнемелового; 5 — дат-палеоценового комплекса; 6 — верхнемеловые эффузивы Мяо-Чанского хребта. Арабскими цифрами обозначены средние составы пород, римскими — вариационные линии Бурри (Заварицкий, 1950) вулканических ассоциаций пород.

лочностью ( $K_{\text{III}} = 0,58 - 0,60$ ), причем повышается роль калия в сумме щелочей ( $\frac{K}{Na + K} = 0,28 - 0,42$ ).

Роговообманковые дациты близки по составу к гранатовым андезитам и дацитам, но отличаются от них несколько более высоким содержанием щелочей и снижением количества глинозема.

Кислые эффузивы комплекса характеризуются высоким содержанием извести и незначительным преобладанием калия над натрием в щелочах. Для них характерны колебания железистости ( $K_1 = 0,59 - 0,92$ ) и отношения закисного железа к окисному от 0,29 до 5,91

Таблица 3

## Химический состав пород нижнемелового эффузивного комплекса Баджальской вулканической зоны

Номер образца	Порода, место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	FeO	Fe	K	K+Na
																	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe+Mg	K+N	K+Na+Ca
1606	Кварцевый порфир, р. Герби. Сб. 1961	75,9	0,23	11,49	1,77	0,52	0,23	0,40	2,20	3,83	2,49	0,12	0,68	0,05	0,03	99,94	0,294	0,851	0,393	0,742
1607	Кварцевый порфир, р. Баджал. Там же	75,88	0,10	12,58	0,89	1,76	0,07	0,23	2,16	2,85	3,16	0,16	0,36	0,02	0,02	100,24	1,97	0,92	0,52	0,736
1651	Кварцевый порфир, р. Ярап. Там же	72,88	0,20	14,90	0,14	0,83	0,24	0,67	1,87	3,37	3,60	—	0,82	—	—	99,52	5,91	0,593	0,518	0,787
1675	Кварцевый порфир, р. Баджал. Там же	71,32	0,17	14,60	1,27	1,79	0,05	0,13	2,09	3,13	3,73	0,24	1,46	0,04	0,08	100,10	1,41	0,957	0,545	0,767
1682	Кварцевый порфир, р. Баджал. Там же	70,82	0,10	15,45	0,63	2,18	0,05	0,31	2,99	2,66	3,97	0,18	0,38	0,02	0,12	99,86	3,46	0,90	0,598	0,689
1919	Андезит пироксеновый, р. Гуджал. Там же	56,87	0,24	16,89	2,11	4,04	0,11	4,23	7,52	3,99	1,13	0,68	2,72	0,11	—	100,70	1,91	0,595	0,22	0,404
1748	Роговообманковый андезито-дацит, р. Гуджал	65,21	0,31	14,93	1,66	2,55	0,11	1,82	4,52	4,65	2,55	0,82	1,31	0,04	0,18	100,65	1,53	0,697	0,356	0,615
С-72	Гранатовый андезит, р. Урми	61,38	0,55	17,05	2,01	4,67	0,21	0,91	4,31	3,28	2,40	0,23	3,29	—	—	100,29	2,32	0,878	0,423	0,569
С-103/4	Туф дацита с гранатом, р. Урми	66,03	0,66	15,70	2,67	2,65	0,05	2,23	3,05	3,05	1,18	0,31	2,39	—	—	99,97	0,99	0,705	0,279	0,582
С-54	Гранатовый андезито-дацит, р. Урми	63,02	0,47	16,86	2,61	3,59	0,08	1,03	4,28	3,70	2,64	0,22	2,30	—	—	100,80	1,37	0,857	0,417	0,596

Примечание. В обр. 1919 содержание H<sub>2</sub>O=0,06.

Петрохимическая характеристика пород нижнемелового эффузивного комплекса Бад-  
жальской вулканической зоны

Номер образ- ца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
1606	11,7	1,6	3,7	83,0		56,2	17,5	26,3	69,7	41,0	7,3
1607	10,5	2,6	3,6	83,3	18,5	70,4	11,1	—	57,1	37,5	5,7
1651	12,2	2,2	4,9	80,7	56,8	21,6	21,6	—	58,6	34,8	5,5
1675	12,1	2,4	5,4	80,1	42,0	52,0	6,00	—	56,7	33,6	5,0
1682	11,5	3,7	4,9	79,9	35,6	54,8	9,6	—	50,6	33,1	3,1
1919	10,8	6,2	16,3	66,7	—	35,6	45,1	19,3	84,4	5,6	1,7
1748	13,8	3,0	9,4	73,8	—	42,4	31,7	25,9	73,2	17,0	4,0
C-72	11,8	5,8	9,8	72,6	17,4	62,7	19,9	—	68,7	18,4	2,04
C-103/4	7,7	3,4	19,1	69,8	58,2	23,7	18,1	—	79,1	20,6	1,9
C-54	12,4	5,4	8,4	73,8	9,2	70,0	20,8	—	67,8	17,4	2,3

(см. рис. 21) и низкий коэффициент щелочности-земельности ( $K_{щ} = 0,69-0,79$ ), что является низким для липаритов.

Вариационная линия на плоскости *aSb* (см. рис. 21, табл. 4) имеет пологий наклон к оси *Sb* в нижней части, с точкой перегиба в обратную сторону в верхней части. Это объясняется тем, что кислые породы характеризуются более низкими значениями *a* по сравнению с более щелочными средними породами. Следует добавить, что кислые породы отличаются высокой пересыщенностью глинозема, которая падает к средним породам серии, а для основных она отсутствует. На плоскости *aSb* вариационная кривая комплекса располагается между линиями III и IV (Заварицкий, 1950), в кислой части приближаясь к известковому типу Пеле, а средние и основные члены серии — к типу Лассен-Пик.

На плоскости *aSb* вариационная кривая комплекса пересекает сверху вниз линии II, III, IV. Эта особенность связана с тем, что кислые породы серии характеризуются высоким содержанием полевошпатовой извести, количество которой резко снижается в средних и основных породах комплекса. Сверху вниз увеличивается роль натрия в щелоках.

**Хингано-Фошаньская вулканическая зона.** Как видно из табл. 5 состав нижнемеловых эффузивов Хингано-Фошаньской зоны колеблется в широких пределах (см. рис. 21, 23). Наиболее низким количеством кремнезема отличаются пироксеновые андезиты. Для них характерны высокое содержание магнезии, низкая железистость ( $K_f = 0,48-0,67$ ), высокое содержание извести и низкая щелочность ( $K_{щ} = 0,27-0,37$ ), при резком преобладании натрия над калием.

Пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты отличаются небольшими колебаниями в содержании железа и магния, не большой железистостью ( $K_f = 0,66-0,71$ ), высокой известковистостью (до 6,56%), общей щелочностью от 4,05 до 4,94%. В связи с этим коэффициент щелочности  $K_{щ} = 0,41-0,44$  при полном преобладании натрия в роговообманковых андезитах. Отмечается высокое содержание глинозема.

От покровных роговообманковых андезитов отличаются экструзии роговообманковых андезитов (см. табл. 5, обр. 2632), в которых содержится (2,29%) извести и большое (до 8,08%) количество щелочей. Коэффициент железистости в них равен 0,72, коэффициент щелочности

Химический состав пород нижнемелового эффузивного

Номер образца	Порода, место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1591	Фельзит, р. Карадуб. Сб. 1961	76,81	0,18	13,63	0,19	0,79	0,02	0,04
1645	Фельзит-порфир, лавобрекчия, р. Карадуб. Там же	73,00	0,21	15,20	1,04	1,48	0,07	0,07
1968	Туф кварцевого порфира, р. Карадуб. Там же	78,66	0,48	11,10	0,42	1,16	0,04	0,10
1943	Фельзит-порфир, р. Карадуб. Там же	73,13	0,22	13,45	1,62	1,06	0,09	0,21
1753	Порфирит, р. Бира. Там же	64,73	0,49	16,84	0,27	2,68	0,12	2,21
1766	Порфирит кварцевый, р. Карадуб. Там же	63,47	0,96	16,79	1,23	4,52	0,12	0,53
1765	Порфирит эльбитизированный, р. Карадуб. Там же	63,50	0,65	17,00	0,65	4,66	0,05	0,30
2632	Роговообманковый андезит, р. Тьрма. Экструзия	60,86	0,53	17,84	1,21	4,79	0,08	2,29
45	Фельзит-порфир, кл. Буреломный (Федчин, 1964)	72,14	0,20	13,86	2,66	1,61	0,06	0,15
49	Фельзит-порфир, р. Кимкан (Федчин, 1964)	71,62	0,30	14,35	2,4	1,21	0,10	0,26
50	Лавобрекчия фельзит-порфира, р. Кимкан (Федчин, 1964)	71,10	0,47	15,78	2,06	1,5	0,40	0,4
2626	Роговообманковый андезит, р. Гуджал	59,90	0,61	18,01	0,42	6,41	0,14	2,78
2621	Пироксен-роговообманковый андезит, р. Гуджал	56,70	0,77	17,36	0,58	7,39	0,23	4,12
1015	Роговообманковый андезит, р. Сутырь	59,36	0,70	19,15	4,17	2,22	0,13	2,93
1943	Туф псаммитовый, р. Карадуб. Сб. 1961	68,59	1,59	16,61	0,33	3,10	0,14	0,42
900	Лавобрекчия порфирита, р. Олоно (Федчин, 1964)	59,02	2,00	15,41	0,85	6,79	0,10	2,87
718	Андезито-базальт, р. Кимкан (Федчин, 1964)	55,31	0,18	16,97	2,54	7,08	0,13	4,71
1781	Порфирит р. Хинган. Сб. 1961	61,79	1,00	17,50	2,87	3,85	0,11	2,01
1813	Лавобрекчия, порфирит, р. Карадуб.	57,72	1,83	17,38	0,60	7,02	0,06	2,72
0-923	Роговообманковый андезит, р. Гуджал	58,86	0,68	17,14	3,07	4,14	0,24	3,63
0-909	Пироксеновый андезит, р. Тьрма	55,25	0,56	15,09	3,50	3,32	0,21	7,56

0,69, т.е. несколько выше, чем в покровных роговообманковых андезитах.

Гранатовые андезиты по химическому составу близки к роговообманковым андезитам.

Кислые эффузивы характеризуются высоким содержанием кремнезема (71,1—78,60%), небольшим количеством извести. Железистость пород наиболее высокая —  $K_1 = 0,89—0,98$ , щелочность —  $K_{щ} = 0,92—0,99$ , с резким преобладанием калия над натрием. Исключение составляют кислые эффузивы (табл. 6, обр. 1645 и 45; рис. 21), аль-

## комплекса Хангано-Фошаньской вулканической зоны

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	FeO Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe Fe+Mg	K K+Na	K+Na K+Na+Ca
0,05	3,33	4,58	0,30	—	0,02	—	99,94	4,15	0,976	0,578	0,998
0,13	9,13	1,72	0,72	0,16	—	—	99,84	1,42	0,974	0,218	0,983
0,20	1,71	5,37	0,46	0,12	—	—	99,82	2,76	0,962	0,761	0,973
0,17	2,80	4,50	1,53	0,73	0,15	—	99,69	0,653	0,892	0,616	0,978
3,55	3,30	3,14	1,04	0,24	—	—	99,67	9,9	0,573	0,487	0,646
3,54	3,60	3,18	1,16	0,08	—	—	99,18	3,67	0,916	0,468	0,658
0,93	2,95	6,30	3,06	0,57	—	—	100,62	7,15	0,946	0,682	0,784
2,69	6,33	1,75	—	1,33	0,03	0,17	99,90	3,95	0,722	0,217	0,687
2,4	4,08	0,61	0,8	0,61	—	0,01	99,19	0,606	0,964	0,128	0,662
0,54	1,05	5,22	1,70	0,97	0,02	0,02	99,76	0,502	0,956	0,832	0,923
1,3	1,1	4,45	0,55	0,45	—	—	99,56	0,728	0,898	0,802	0,812
6,40	3,13	1,29	—	0,96	—	0,17	100,22	15,3	0,71	0,292	0,407
6,56	3,41	1,18	—	1,23	—	0,16	99,69	12,7	0,66	0,252	0,412
6,40	3,00	1,94	—	—	—	0,15	100,15	0,531	0,684	0,392	0,436
1,19	2,72	2,89	1,79	0,14	0,60	0,30	100,41	9,37	0,89	0,514	0,836
4,9	2,35	1,42	2,05	1,95	0,05	0,02	99,78	8,00	0,728	0,376	0,435
8,58	2,34	1,00	1,07	—	—	—	99,91	2,78	0,673	0,301	0,271
3,27	3,37	2,27	2,08	2,09	—	0,21	101,74	1,34	0,771	0,402	0,636
5,63	2,66	1,60	2,20	—	0,01	0,14	99,57	11,7	0,739	0,376	0,431
5,08	3,30	0,75	2,97	—	—	0,08	99,94	1,35	0,664	0,185	0,443
5,40	2,88	0,44	5,87	1,15	—	—	100,23	0,95	0,476	0,133	0,371

битизированные вблизи рудных зон. Из табл. 6 видно, что петрохимические характеристики отличаются большими колебаниями значений, поэтому на плоскости *aSb* и *cSb* фигуративные точки образуют широкую полосу. На плоскости *aSb* вариационная кривая изогнута и в верхней части наклонена к оси *Sb*. По петрохимическим характеристикам роговообманковые андезиты близки к трахиандезитам. (по Р. Дэли).

Вариационная кривая сверху вниз пересекает II, III, IV вариационные линии Заварицкого таким образом, что кислые и основные члены

Петрохимические характеристики (по А. Н. Заварицкому) пород нижнемелового эффузивного комплекса Хингано-Фошаньской вулканической зоны

Номер образца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
1591	13,2	0,1	4,6	82,1	80,6	18,0	1,4	—	52,4	37,7	13,2
1645	15,1	0,2	6,0	78,7	62,4	35,5	2,1	—	84,6	27,0	75,0
1968	10,8	0,3	4,3	84,6	62,7	32,8	4,5	—	32,1	47,3	36,0
1643	12,2	0,3	7,2	80,3	63,0	33,0	4,0	—	50,0	35,9	40,0
1753	11,9	4,3	8,9	74,9	24,8	32,6	42,6	—	61,7	21,7	2,7
1766	12,9	4,4	7,8	74,9	18,0	70,3	11,7	—	63,0	19,6	2,9
1765	15,6	1,1	10,6	72,7	47,8	47,7	4,5	—	41,0	13,1	14,1
2632	16,5	3,3	10,2	70,0	63,0	55,4	38,3	—	84,6	37,0	5,0
45	11,5	0,2	10,5	77,8	53,4	34,3	12,3	—	43,8	32,5	60,5
49	9,5	0,7	11,2	78,6	68,8	27,7	3,5	—	23,6	37,8	14,3
50	8,5	1,5	12,4	77,6	69,6	25,1	5,3	—	27,5	36,5	5,7
2626	9,3	7,2	11,5	72,0	—	53,8	43,1	3,1	79,0	12,2	1,3
2621	9,5	7,1	15,2	67,8	—	48,7	44,3	7,0	81,3	11,4	1,3
1015	9,7	8,0	11,8	70,6	6,7	49,8	43,4	—	70,0	13,6	1,2
1943	9,8	1,3	12,8	76,1	69,7	25,1	5,2	—	58,7	31,3	7,5
900	7,6	6,2	14,4	71,8	11,0	53,5	35,5	—	63,3	16,4	1,2
718	6,9	8,3	19,9	64,9	—	46,3	41,3	12,4	72,6	7,7	0,8
1781	10,8	4,0	14,2	71,0	32,6	43,5	23,9	—	69,6	16,4	2,7
1813	8,6	7,2	13,9	70,3	11,3	54,8	34,4	—	71,7	16,2	1,2
0-923	8,6	6,4	15,7	69,3	14,7	45,6	39,7	—	86,8	21,7	1,3
0-909	7,3	6,6	20,3	65,8	—	32,8	66,8	0,4	91,2	10,7	1,1

серии располагаются между линиями I и II, а средние — между линиями III и IV. На левой стороне рис. 21 на плоскости *cSb* вариационная кривая полого наклонена к оси *Sb*, пересекая сверху вниз кривые IV и III, II. Наиболее кислые члены серии характеризуются минимальным содержанием полевошпатовой извести.

В целом можно отметить, что от кислых к основным породам уменьшается пересыщенность глиноземом (основные породы серии относятся к нормальному ряду), сокращается степень насыщения пород кремнеземом, увеличивается количество полевошпатовой извести, возрастает роль натрия в щелочах.

**Надanhада-Бикинский вулканический пояс.** Породы комплекса характеризуются большими колебаниями содержания основных окислов (табл. 7, рис. 21, 23).

Андезиты Надanhада-Алинской вулканической зоны (см. табл. 7, обр. 0-963/1, рис. 23) отличаются наиболее высокой магнeзиальностью, наиболее низкой железистостью ( $K_f = 0,63$ ) высокими содержанием извести и потенциалом натрия. Коэффициент щелочности-известковистости равен 0,52, а отношение калия к сумме щелочей не превышает 0,3.

Роговообманковые андезиты Мулинской зоны отличаются более высокой железистостью. Содержание  $MgO$  в породах значительно меньше, чем в таких же андезитах Надanhада-Алинской зоны, и обычно не превышает 2,29% при высоком содержании суммы железа ( $K_f = 0,71-0,80$ ). Содержание извести также снижается, а сумма щелочей возрастает, причем наблюдаются колебания коэффициента щелочности от 0,50 до 0,75 и возрастание потенциала калия.

Гранатовые андезиты характеризуются высокой железистостью ( $K_f = 0,79$ ), средней щелочностью ( $K_{щ} = 0,68$ ), при этом роль калия в сумме щелочей возрастает до 0,45.

Пироксеновые андезиты имеют высокую железистость ( $K_f = 0,74-0,76$ ), высокое содержание извести, низкий коэффициент щелочности-известковистости ( $K_{щ} = 0,37$ ). Отношение калия к сумме щелочей равно 0,37-0,39.

Двупироксеновые и гиперстеновые андезиты характеризуются высокой железистостью ( $K_f = 0,75-0,80$ ), но отличаются от пироксеновых несколько более высоким коэффициентом щелочности-известковистости ( $K_{щ} = 0,41-0,45$ ). Отношение калия к сумме щелочей равно  $0,37-0,39$ .

Близки по составу к этим породам гиперстен-роговообманковые андезиты, отличающиеся от них несколько более высоким коэффициентом щелочности ( $K_{щ} = 0,46-0,65$ ) и снижением роли калия в щелочах ( $0,10-0,28$ ).

Роговообманковые, гранатовые, двупироксеновые и гиперстеновые андезиты отличаются высоким содержанием глинозема.

Кислые эффузивы комплекса Наданьхада-Алинской зоны при сопоставлении с такими же эффузивами, развитыми на кристаллических массивах западной части пояса, отличаются рядом особенностей. Они являются более магнезиальными ( $K_f = 0,76$ ), содержат меньше щелочей и больше извести ( $K_{щ} = 0,91-K_{щ} = 0,93$ ), в них уменьшается содержание калия в щелочах ( $K_{K_2O} = 0,59$ ) и  $K_{K_2O} = 0,64$ ).

Фигуративные точки анализов в нижнемеловых эффузивах на диаграммах *aSb* и *cSb* образуют широкую полосу (табл. 8, рис. 21).

На плоскости *aSb* верхняя часть вариационной кривой, построенной по этим характеристикам, круто наклонена в сторону оси *Sb*. Нижняя часть разворачивается в противоположную сторону и имеет пологий угол наклона. Вариационная кривая сверху вниз пересекает линию II, III, IV (по Заварицкому, 1950). Кислые эффузивы характеризуются более низкими значениями *a* по сравнению со средними эффузивами, которые по своей петрохимической характеристике близки к трахиандезитам.

Таким образом, кислые и основные члены серии относятся к промежуточным породам типа Пеле и Лассен-Пик, а средние (см. рис. 24) близки к породам типа Йелоустона (Заварицкий, 1950). Кислые и средние эффузивы характеризуются пересыщенностью глиноземом. Основные породы этой серии относятся к нормальному ряду.

На плоскости *cSb* (см. рис. 21) вариационная кривая комплекса занимает положение, близкое к третьей линии ассоциации вулканических пород, по А. Н. Заварицкому (1950). Такая особенность объясняется тем, что как кислые, так и средние эффузивы недосыщены известью, причем кислые породы более недосыщены.

Остановимся на особенностях петрохимического состава пород нижнемелового комплекса в целом. Вариационная кривая средних составов пород комплекса на плоскости *aSb* вогнутой стороной обращена к оси *Sb*. Верхняя часть кривой имеет обратный крутой наклон к оси *Sb*, с перегибом на противоположное направление в точке 3 (см. рис. 24), после которой нижняя часть кривой имеет пологий наклон. Такая особенность состава нижнемелового комплекса объясняется тем, что более кислые члены этой серии содержат меньше щелочей, чем средние эффузивы, характеризующиеся наиболее высокими значениями *a*.

Сверху вниз вариационная кривая пересекает линии I, II, приближаясь к точке перегиба к линии III, и снова пересекает линию II ассоциацией вулканических пород. Таким образом, от кислых эффузивов к средним намечается постепенный переход пород нижнемелового комплекса к типам естественных вулканических ассоциаций, характеризующихся возрастанием *a*, т. е. в сторону все более щелочных разновидностей — от типа Пеле через Лассен-Пик к Йелоустона. Более основные члены серии близки по составу к типу Лассен-Пик (см. рис. 24).

На плоскости *cSb* (см. рис. 24) вариационная кривая комплекса располагается между линиями III и IV естественных ассоциаций пород. Направление кривой выдержано сверху вниз. Изменяется наклон

Химический состав пород верхнемелового эффузивного комплекса

Номер образца	Порода, место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1631	Кварцевый порфир, р. Бикин. Сб. 1961	73,53	0,23	13,97	1,59	0,67	0,73
0-812/2	Роговообманковый андезит, Мулинская впадина	64,09	0,68	16,15	3,15	1,12	0,08
A-55/4	Роговообманковый андезит, Мулинская впадина	64,62	0,51	15,80	3,49	1,17	0,05
0-775/4	Кварцевый порфир, Хэганская впадина	73,31	0,16	12,82	1,66	0,57	0,02
1753	Андезит, р. Бира. Сб. 1961	64,72	0,49	16,84	1,30	4,34	0,12
392/1	Роговообманковый андезит	62,68	0,86	16,19	2,65	2,92	0,11
0-667/3	Пироксен-роговообманковый андезит, Баоцинская впадина	60,59	0,67	16,63	2,15	3,34	0,15
0,664/1	Роговообманковый андезит, Баоцинская впадина	64,36	0,60	16,10	1,27	3,47	0,07
0-727/2	Роговообманковый андезит, впадина Вокэньхэ	60,18	0,70	18,55	3,94	1,81	0,11
0-668/8	Пироксен-роговообманковый андезит, Баоцинская впадина	59,32	0,83	16,65	5,03	2,07	0,12
0-669/5	Альбитофир. Там же	67,82	0,50	16,70	1,11	3,02	0,16
A-965/2	Андезит пироксеновый	55,04	1,37	18,31	8,13	1,66	0,14
A-55/2	Гранатовый андезит, Муликанская впадина	64,18	0,06	16,70	2,59	2,32	0,24
0-817/2	Роговообманковый андезит, Мулинская впадина	63,39	0,50	17,05	3,90	0,71	0,05
0-748/23	Дацит, впадина Вокэньхэ	69,41	0,58	14,10	3,93	1,26	0,03
0-963/1	Роговообманковый андезит, Самурский хребет	58,08	0,60	15,91	4,50	2,42	0,10
0-734/1	Двупироксеновый андезит, впадина Вокэньхэ	55,25	0,82	18,53	6,87	1,71	0,12
0-719/3	Гиперстеновый андезит. Там же	55,25	0,81	19,53	4,20	3,59	0,13
0-725/2	Гиперстен-роговообманковый андезит. Там же	54,24	0,75	16,52	10,07	0,62	0,19
0-748/18	Пироксеновый андезит. Там же	53,25	2,30	15,62	4,30	6,38	0,15
0-744/2	Андезитовый игнибрит, Мулинская впадина	60,19	0,42	1,424	2,69	1,58	0,10

векторов от кислых членов серии к основным. В целом для пород комплекса можно отметить высокую пересыщенность глиноземом, причем наибольшей пересыщенностью отличаются породы, по составу близкие к дацитам. От кислых пород к средним (к роговообманковым андезитам) пересыщенность глиноземом уменьшается. Основные андезиты (авгитовые) относятся к породам нормального ряда.

Для комплекса характерна недосыщенность пород известью, что выражается смещением вариационной кривой на плоскости *cSb* в область между линиями III и IV по отношению к тому положению, какое они занимают на плоскости *aSb*.

## Наданыхада-Бикинского вулканического пояса

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$	$\frac{Na+K}{Na+K+Ca}$
0,73	0,64	2,66	3,86	—	0,25	—	98,86	0,42	0,755	0,592	0,21
1,85	4,67	3,80	1,86	1,76	1,20	—	100,41	0,35	0,698	0,328	0,49
1,64	3,65	3,98	2,64	1,86	1,24	—	100,65	0,33	0,739	0,398	0,64
0,65	0,50	2,62	4,62	1,51	1,39	—	99,83	0,34	0,775	0,638	0,93
1,20	3,15	3,59	4,53	1,94	0,24	0,22	99,73	3,3	0,824	0,558	0,72
2,29	3,95	5,81	1,58	—	0,87	0,22	100,03	1,1	0,709	0,213	0,65
1,52	4,28	5,59	2,29	—	1,90	0,44	99,89	1,5	0,781	0,281	0,64
1,82	2,34	4,47	2,78	—	1,57	0,13	99,66	2,73	0,708	0,383	0,75
1,54	4,90	3,93	2,70	—	1,62	0,24	100,22	0,462	0,789	0,406	0,57
1,77	6,28	4,96	0,53	—	2,03	0,50	100,09	0,41	0,798	0,096	0,46
1,23	1,20	4,04	2,24	—	1,65	0,09	99,82	2,72	0,780	0,358	0,83
1,39	4,06	5,31	1,51	—	2,32	0,40	99,64	0,204	0,831	0,222	0,62
1,31	3,26	3,64	2,94	2,74	—	—	99,98	0,89	0,789	0,448	0,68
1,15	3,08	4,02	—	1,68	1,29	—	99,55	0,18	0,801	0,406	0,68
0,41	0,56	3,64	4,32	1,77	0,28	—	101,29	0,32	0,926	0,544	0,93
4,03	5,40	4,18	1,78	3,23	0,52	—	100,75	0,51	0,634	0,299	0,52
2,16	6,73	3,36	2,52	2,32	—	—	100,39	0,24	0,799	0,386	0,45
2,67	7,50	3,32	1,96	1,48	—	—	100,44	0,85	0,746	0,372	0,41
4,39	7,42	3,04	1,60	0,40	0,68	—	99,92	0,06	0,707	0,346	0,38
3,39	7,15	2,74	1,64	3,24	0,26	—	100,42	1,48	0,76	0,374	0,37
0,82	5,77	0,94	1,70	8,47	3,01	—	99,93	—	—	—	—

Породы комплекса имеют высокое значение  $Q$  как для кислых, так и для более основных, в которых  $Q$  не опускается ниже 10. Характерно изменение соотношения калия и натрия в породах комплекса, особенно в кислых вулканитах, в которых незначительно преобладает калий в лавах внутренних вулканических зон и обратное соотношение наблюдается в лавах восточных зон.

Для сопоставления петрохимического состава нижнемелового комплекса вулканических зон Среднего Приамурья приведены вариационные линии (см. рис. 23, 24) нижнемеловых эффузивов Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса.

Петрохимическая характеристика (по А. Н. Заварицкому) пород нижнемелового эффузивного комплекса Наданьхада-Бикинского вулканического пояса

Номер образца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
1631	10,9	0,8	8,3	80,0	63,1	23,6	13,4	—	51,2	37,4	13,5
O-812/2	11,3	5,5	7,5	75,65	—	51,4	43,0	5,6	75,8	23,1	2,1
A-55/4	13,0	4,2	7,4	75,4	—	58,0	38,3	3,7	64,5	20,6	3,1
O-775/4	12,2	0,6	6,3	80,9	52,8	31,5	16,7	—	46,2	36,9	20,3
O-1753	14,5	3,8	7,6	74,1	3,6	69,4	27,0	—	54,6	15,4	3,8
O-392/1	15,4	3,3	10,4	70,9	—	48,1	37,0	14,9	84,7	10,1	5,0
O-667/3	15,9	3,5	9,7	70,9	—	53,6	27,1	19,3	78,9	6,5	4,5
O-644/1	13,9	2,9	9,2	74,0	21,5	47,4	31,1	—	70,4	17,3	4,8
O-727/2	13,2	6,2	8,4	72,2	3,4	64,1	32,5	—	68,6	11,8	2,1
O-668/8	12,0	5,6	12,0	70,4	—	54,4	25,7	19,9	93,6	11,4	2,2
O-669/5	11,6	1,4	12,9	74,0	55,1	29,3	15,7	—	73,6	50,4	8,0
A-965/2	14,6	5,3	12,5	67,6	5,8	73,8	20,4	—	84,2	0,7	2,3
A-55/2	12,6	4,2	9,00	74,2	20,8	54,6	24,6	—	65,3	19,2	3,0
O-817/2	13,2	3,9	8,8	74,1	29,6	47,2	23,2	—	69,1	17,9	3,4
O-748/23	14,0	0,6	8,2	77,2	37,4	54,5	8,1	—	56,2	26,0	23,3
O-963/1	12,2	4,8	15,1	67,9	—	41,5	46,1	12,4	78,2	6,8	2,5
O-734/1	11,7	7,2	13,4	67,7	—	60,0	29,2	10,8	66,7	4,7	1,6
O-719/3	10,7	8,5	13,6	67,2	—	55,1	35,8	9,1	72,0	4,8	1,3
O-725/2	9,3	6,7	19,9	64,1	—	48,6	38,6	12,8	74,2	3,00	1,4
O-748/18	8,9	6,6	18,7	65,8	—	51,5	30,2	16,3	71,5	7,3	1,4
O-744/2	5,2	8,1	7,5	79,2	6,3	72,5	21,2	—	45,5	40,0	0,6

### Верхнемеловой эффузивный комплекс

Составляет основную часть липаритовой формации в краевых зонах (Баджальской, Хингано-Олонойской структуре и др.), а в тыловых входит в состав верхнего члена андезитовой формации.

**Баджальская вулканическая зона.** Состав пород комплекса колеблется от дацитов до липаритов (табл. 9). Низкие содержания кремнезема характерны для дацитов, которые отличаются высоким содержанием магнезии и окиси кальция. Железистость дацитов высокая ( $K_f = 0,67-0,80$ ), коэффициент щелочности-известковистости колеблется от 0,51—до 0,89, но чаще всего он невысокий (0,51—0,53). Среди щелочей несколько преобладает натрий.

Кислые эффузивы (фельзиты, фельзит-порфиры, липариты и др.) также имеют высокое содержание окиси кальция. Коэффициент щелочности-известковистости равен 0,70—0,82, редко повышается до 0,93. Отношение калия к сумме щелочей колеблется от 0,16 до 0,53. Чаще всего калий несколько преобладает над натрием. Верхняя часть комплекса, слагающая триасовую часть хр. Баджал, представленная в основном игнимбритами, отличается более основным составом кислых вулканитов, что выражается снижением содержания кремнезема, увеличением отношения Na/K, а на треугольных диаграммах — отклонением вариационной кривой к более магнезиальным и известковистонатровым типам. Вариационная кривая пород комплекса на плоскости

$aSb$  диаграммы Заварицкого образует пологий наклон к оси  $Sb$  (см. рис. 22, табл. 10). Она располагается между линиями I и II ассоциаций пород (по А. Н. Заварицкому, 1950).

Кислые и более основные члены серии располагаются ближе к линии I, приближаясь к составам пород с наиболее резко выраженным известково-щелочным характером (тип Пеле). Средние породы приближаются к типу пород, в которых известково-щелочной характер проявлен в меньшей степени (тип Лассен-Пик). Кислые члены серии характеризуются большей пересыщенностью глиноземом. Более основные разности относятся к породам нормального ряда. На плоскости  $cSb$  верхняя часть вариационной кривой верхнемелового комплекса Баджальской вулканической зоны располагается между линиями II и III, средняя часть — между линиями III и IV, а нижняя часть — между линиями II и III (см. рис. 22, 23). Как особенность следует отметить заниженное содержание щелочей и извести в породах комплекса.

**Хингано-Фошаньская вулканическая зона.** Верхнемеловые эффузивы этой зоны (табл. 11, рис. 22) представлены только кислыми разностями, среди которых можно выделить породы, характеризующиеся относительно высоким (в сравнении с другими кислыми эффузивами этой зоны) содержанием  $MgO$ , коэффициент железистости не превышает 0,6—0,8. В целом же породы комплекса отличаются высокой железистостью ( $K_f=0,87-1,00$ ), низким содержанием извести и высоким содержанием щелочей (за редким исключением  $K_{щ}=0,83-0,99$ ). В составе щелочей преобладает калий. Отношение закисного железа к окисному (коэффициент окисления  $K_o$ ) колеблется от 0,8 до 4,2.

На плоскости  $aSb$  (см. рис. 22) вариационная кривая комплекса, построенная по числовым характеристикам средних составов пород (табл. 12), полого наклонена к оси  $Sb$  и обращена выпуклой стороной в сторону оси. Вариационная кривая располагается между линиями I и II вулканических ассоциаций пород по А. Н. Заварицкому, при этом крайние кислые члены серии приближаются по составу к резко выраженному известково-щелочному типу пород (Пеле), тогда как наиболее основные члены серии несколько удаляются в сторону пород с большей щелочностью (тип Лассен-Пик).

На плоскости  $cSb$  вариационная кривая параллельна оси  $Sb$ , характеризует породы с низким содержанием извести, что особенно резко проявлено для более основных членов серии. Верхняя часть кривой расположена между линиями III и IV, ближе к линии IV, а средняя и нижняя — значительно правее линии IV. Такое положение объясняется тем, что породы комплекса, характеризуясь резкой пересыщенностью глиноземом при нормативном содержании щелочей, отличаются недосыщенностью известью.

**Надanhада-Бикинский вулканический пояс.** Химические составы вулканитов пояса в основном характеризуют комплекс Мулинской вулканической зоны. По составу породы комплекса колеблются от андезито-базальтов до липаритов. Преобладают породы андезитового состава. Андезито-базальты характеризуются высокой железистостью ( $K_f=0,60-0,72$ ). Коэффициент щелочности-известковистости их равен 0,27—0,39. Отношение калия к сумме щелочей не выше 0,20—0,24; отношение закисного железа к окисному колеблется в большом интервале ( $K_o=0,4-2,7$ ).

Пироксеновые андезиты также близки по составу к андезито-базальтам (табл. 13, 14).

Роговообманковые, пироксен-роговообманковые андезиты содержат 60,44—64,59% кремнезема. По сравнению с другими андезитами в них возрастает железистость ( $K_f=0,67-0,83$ ), количество извести сокращается и увеличивается сумма щелочей. Коэффициент щелочности-известковистости возрастает ( $K_{щ}=0,55-0,58$ ), увеличивается потенциал

**Химический состав пород верхнемелового эффузивного комплекса**

№ образца	Порода, место взятия, сб. 1961	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1581	Кварцевый порфир, р. Урми	77,18	0,08	13,06		1,72		0,08	0,55
1595	Кварцевый порфир, р. Талиджак	76,55	0,17	11,08	0,19	1,01	0,15	0,25	2,75
1601	Кварцевый порфир, р. Талиджак	76,28	0,26	12,80	0,11	1,25	0,06	0,08	1,23
1605	Кварцевый порфир, р. Урми	76,08	0,14	10,49	0,89	1,87	0,41	0,18	1,70
1637		73,21	0,15	14,95	0,03	1,51	0,56	0,33	2,65
1636	Дацит, р. Баджал. Сб. 1961	73,33	0,24	12,12	1,15	1,33	0,23	0,60	3,07
1662	Кварцевый порфир, р. Урми	72,08	0,16	15,35	0,97	1,01	0,28	0,26	2,55
1638	Кварцевый порфир, р. Урми	73,21	0,14	15,42	—	1,58	—	0,22	2,40
1655	Липарито-дацит, р. Герби	72,51	0,26	13,69	0,91	1,27	0,41	0,51	2,23
1660	Липарито-дацит, р. Герби	72,16	0,39	14,51	0,57	1,93	0,05	0,48	2,25
1666	Кварцевый порфир, р. Урми	71,81	0,24	15,54	0,06	1,76	0,05	0,49	2,54
1661	Кварцевый порфир, р. Урми	72,16	0,14	16,12	—	1,94	—	0,29	2,30
1715	Кварцевый порфир, р. Сыңчуга	69,09	0,36	16,70	0,05	2,22	0,16	0,50	1,94
1719	Дацит, Эгано	68,77	0,40	14,25	1,75	2,61	0,10	1,11	2,99
1658	Дацит, р. Баджал	72,23	0,38	16,01	0,27	1,15	0,02	0,23	0,88
1752	Дацит, р. Кур	64,75	0,58	16,54	0,59	4,30	0,07	1,97	5,17
1774	Кварцевый порфир, р. Кур	62,55	0,68	17,48	0,90	4,20	0,12	2,51	4,35
1776		62,38	0,59	16,21	0,96	3,82	0,14	1,92	5,81
1780	Андезит, р. Урми	61,88	0,28	21,39	1,38	1,94	0,42	1,56	4,00

**Петрохимическая характеристика пород верхнемелового комплекса**

Номер образца	a	c	b	S	a'	i'	m'	c'	n	Q	$\frac{a}{c}$
1581	11,6	0,6	5,3	82,5	67,5	28,9	3,6	—	58,8	41,2	19,3
1595	12,4	3,8	0,9	82,9	—	30,4	10,2	59,4	65,3	40,1	13,8
1601	13,3	1,4	2,0	83,3	26,7	63,3	10,0	—	89,6	39,5	9,6
1605	12,7	0,3	4,8	82,2	—	59,4	6,8	33,8	64,3	38,7	42,3
1637	11,5	3,1	4,3	81,1	43,1	44,6	12,3	—	61,7	36,1	3,7
1636	13,0	1,3	5,6	80,1	—	41,2	17,6	41,2	66,2	39,0	10,0
1662	11,2	3,1	5,2	80,0	53,8	38,5	7,7	—	60,7	35,6	3,6
1638	12,0	2,8	4,2	81,0	57,2	34,9	7,9	—	58,8	35,2	4,3
1655	13,3	2,3	3,6	80,8	—	66,7	22,2	11,1	77,0	32,7	5,8
1660	11,6	2,6	5,2	80,6	38,9	45,5	15,6	—	55,2	35,4	4,4

Примечание. Образцы 1211 и 1212 заимствованы из отчета Потаповой (1960) по се-

Таблица 9

## Баджальской вулканической зоны

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{K+Na}{K+Na+Ca}$
3,25	3,47	0,04	0,06		0,28	0,16	99,93		0,954	0,514	0,927
3,86	3,07	0,05	0,06	—	0,27	0,83	100,29	5,32	0,826	0,422	0,718
5,47	1,01	0,02	—	—	0,60	—	99,17	11,35	0,943	0,156	0,837
3,91	3,31	0,05	0,08	—	0,18	0,54	99,83	2,09	0,936	0,458	0,818
3,31	3,14	0,10	0,01	—	0,24	0,36	100,55	50,5	0,822	0,488	0,710
4,07	3,09	0,08	0,05	—	0,14	0,86	100,36	1,15	0,807	0,432	0,698
3,13	3,14	0,08	0,08	—	0,30	0,26	99,65	1,04	0,883	0,501	0,710
3,29	3,54	0,06	0,24	—	0,18	0,22	100,50	—	0,874	0,518	0,73
4,78	2,20	0,11	0,08	—	0,30	0,26	99,52	1,39	0,811	0,316	0,757
3,01	3,70	0,06	—	—	1,19	—	100,30	3,38	0,837	0,55	0,750
3,03	3,45	0,03	0,01	0,37	0,74	0,44	100,56	29,3	0,798	0,534	0,718
3,20	2,93	0,10	0,21	—	0,24	0,40	100,03	—	0,866	0,478	0,726
4,07	3,43	0,07	0,01	—	1,06	0,70	100,36	44,3	0,818	0,467	0,796
3,70	3,05	0,10	—	—	0,87	—	99,70	1,49	0,798	0,451	0,694
3,60	3,45	0,02	—	—	1,19	—	99,43	4,36	0,857	0,489	0,891
2,82	2,56	0,09	—	0,18	0,56	—	100,18	7,27	0,718	0,476	0,510
2,82	2,11	0,12	0,03	0,45	1,83	0,43	100,58	4,66	0,670	0,427	0,532
3,09	2,90	0,11	0,05	1,39	1,22	1,96	102,55	3,98	0,714	0,484	0,507
2,56	2,66	0,35	0,16	—	0,37	1,07	100,02	1,42	0,680	0,508	0,581

Таблица 10

## Баджальской вулканической зоны

Номер образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	$\frac{a}{c}$
1666	11,2	3,0	5,7	80,1	54,1	31,8	14,1	—	57,1	34,8	3,7
1661	11,0	2,7	6,8	79,5	66,7	26,5	6,8	—	62,7	34,3	4,8
1715	13,6	2,3	6,8	77,3	55,4	32,7	11,9	—	64,7	25,8	5,9
1719	12,5	3,2	6,3	78,0	—	63,4	29,0	7,6	65,2	27,9	3,9
1658	12,3	1,0	7,8	78,9	79,1	16,7	4,2	—	61,5	32,2	12,3
1752	10,4	6,3	8,3	75,0	—	57,5	40,8	1,7	62,5	24,5	1,5
1774	9,2	5,4	12,9	72,5	28,9	37,5	33,6	—	67,2	21,2	1,7
1776	11,4	5,5	9,7	73,4	—	48,2	33,8	18,0	61,8	18,5	2,0
1780	9,5	4,8	15,5	70,2	60,5	22,4	17,1	—	57,7	16,6	1,9
1211	7,1	7,7	12,2	73,0	2,2	53,8	44,0	—	72,9	22,1	0,9
1212	5,6	7,1	19,2	68,1	—	47,1	41,2	11,7	60,0	17,9	0,8

верной части Баджальской вулканической зоны.

## Химический состав пород верхнемелового эффузивного

Номер образца	Порода, место взятия, автор	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1576	Фельзит-порфир, р. Яурин. Сб. 1961	77,64	0,06	11,95	0,49	0,29	0,01	0,54
	Кварцевый порфир (Федчин, 1964)	76,3	0,18	12,84	0,57	1,20	0,03	0,12
33	Кварцевый порфир, р. Джалинда (Федчин, 1964)	76,60	0,50	11,6	0,48	1,57	0,04	0,32
1691	Кварцевый порфир, р. Олоно. Сб. 1961	70,52	0,07	13,36	2,63	0,65	0,04	0,80
31	Липарит, у села Пашково (Федчин, 1964)	76,6	0,23	12,24	2,12	0,07	—	—
1582	Кварцевый порфир, р. Карадуб. Сб. 1961	77,17	0,18	12,45	0,94	0,93	0,02	0,04
1580	Липарит, р. Биджан. Сб. 1961	77,24	0,17	11,71	0,95	1,17	0,02	0,12
1587	Кварцевый порфир, р. Карадуб	76,87	0,10	12,72	1,00	1,13	0,02	0,05
32	Липарит, р. Олоно (Федчин, 1964)	76,38	0,39	11,43	2,98	0,46	0,19	0,16
1604	Кварцевый порфир, р. М. Яурин. Сб. 1961	76,10	0,13	13,35	1,05	0,50	0,02	0,10
34	Кварцевый порфир, р. Джалинда (Федчин, 1961)	77,35	0,04	12,87	0,32	1,00	0,03	0,20
38	Кварцевый порфир, р. Хинган (Федчин, 1964)	75,27	0,09	11,46	1,06	1,88	0,13	0,11
39	Кварцевый порфир, р. Хинган (Федчин, 1964)	70,65	0,18	12,65	2,59	2,2	—	0,41
40	Кварцевый порфир, р. Олоно (Федчин, 1964)	73,29	0,26	13,9	0,54	2,28	0,05	0,03
2300	Кварцевый порфир, р. Олоно (Ициксон и др., 1959)	77,3	0,16	11,89	2,2	0,07	0,01	0,05
43	Кварцевый порфир, р. Олоно (Федчин, 1964)	70,98	0,44	13,75	3,23	1,52	0,11	1,00
41144	Кварцевый порфир, р. Яурин (Волков, 1963)	74,81	0,12	11,74	0,84	1,04	0,02	0,04
62161	Кварцевый порфир, р. Яурин (Волков, 1963)	74,88	0,17	12,55	0,88	1,00	0,02	0,07
25	То же	74,87	0,16	12,51	0,63	1,02	0,02	0,10
48	»	75,89	0,20	12,65	0,46	0,94	0,02	0,10
7413	»	75,61	0,14	12,89	0,43	1,32	0,01	0,10
Я-1	»	75,72	0,15	12,57	0,54	0,99	0,03	0,11
6235	»	75,70	0,18	12,39	0,62	0,94	0,01	0,12

## комплекса Хингано-Фошаньской вулканической зоны

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{K+Na}{K+Na+Ca}$
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,10	2,93	4,86	0,26	0,90	—	—	100,03	0,59	0,59	0,623	0,988
0,72	2,85	4,99	0,11	0,55	—	—	100,68	2,1	0,93	0,637	0,906
0,95	1,88	5,18	0,26	0,88	—	—	100,53	3,27	0,865	0,734	0,88
2,60	3,06	3,75	0,74	1,24	—	—	99,60	0,246	0,801	0,552	0,724
0,3	2,77	4,63	0,70	0,70	—	0,03	100,39	0,033	1,00	0,626	0,960
0,13	2,49	4,96	0,10	0,40	—	0,01	99,82	0,99	0,97	0,656	0,981
0,15	2,74	4,03	0,24	—	—	0,05	98,96	1,23	0,945	0,597	0,976
0,53	2,75	3,99	—	0,71	—	—	99,87	1,13	0,98	0,591	0,928
0,72	2,36	4,13	0,64	0,6	—	0,05	100,49	0,154	0,955	0,639	0,901
0,10	2,91	4,57	0,46	0,41	—	0,01	99,94	0,475	0,94	0,612	1,987
0,59	2,22	4,24	0,20	1,08	—	—	100,14	3,12	0,867	0,658	0,915
1,43	2,21	4,56	0,08	—	—	0,05	98,62	1,77	0,964	0,674	0,827
1,00	2,64	3,3	0,48	0,45	—	0,04	96,59	0,85	0,921	0,556	0,856
1,00	1,93	5,06	0,32	1,12	—	—	99,96	4,2	0,988	0,724	0,876
0,15	2,48	4,74	0,22	0,74	—	—	100,01	0,031	0,977	0,655	0,981
0,6	1,2	5,56	0,18	0,55	—	—	100,47	0,47	0,825	0,824	0,919
0,90	1,55	4,8	1,71	F=0,13	—	0,02	99,68	—	—	—	—
1,10	1,85	3,99	1,45	—	0,22	0,03	0,60	99,53	—	—	—
0,81	3,24	4,26	1,31	—	0,05	0,02	0,06	99,47	—	—	—
0,92	3,21	4,60	0,72	—	—	0,02	0,04	100,14	—	—	—
0,70	3,20	4,59	0,69	—	0,04	0,02	0,02	99,96	—	—	—
0,72	3,34	4,49	0,64	—	0,09	0,04	0,08	99,69	—	—	—
0,84	3,19	4,19	0,65	—	0,28	0,02	0,31	99,52	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
26	Кварцевый порфир, р. Яурлин (Волков, 1963)	76,01	0,19	12,56	0,56	1,18	0,02	0,19
298	»	75,81	0,23	12,42	0,67	1,17	0,02	0,06
4512	Кварцевый порфир	74,16	0,21	13,60	0,75	0,64	Сл.	0,05
45150	»	72,88	0,23	13,91	0,54	1,07	0,01	0,04
1217	»	73,91	0,19	13,53	0,61	0,71	0,01	0,05

Примечание. В образцах 1691, 38, 40, 43 содержание  $SO_2$  равно 0,14; 0,29; 0,18; 1,35.

калия (0,34—0,38). Отношение закисного железа к окисному близко к единице.

Близки к роговообманковым андезитам по химическому составу дациты. Они отличаются от последних несколько более высоким содержанием кремнезема.

Кислые эффузивы (липариты, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, обсидианы) характеризуются высокой железистостью ( $K_f=0,80-1,00$ ). Наиболее высокой магнезиальностью отличаются кварцевые порфиры Наданьхада-Алинской вулканической зоны ( $K_f=0,80$ ). Коэффициент щелочности-известковистости для них равен 0,91—0,99. В липаритах и кварцевых порфирах высок потенциал калия (0,65—0,70); в кварцевых альбитофирах и обсидианах отношение калия к сумме щелочей понижается до 0,34—0,40. Отношение закисного железа к окисному в кислых эффузивах колеблется от 0,30 до 3,90.

Кислые и средние члены комплекса отличаются резкой пересыщенностью глиноземом. Особенно пересыщены глиноземом средние эффузивы (роговообманковые андезиты и др.). Более основные эффузивы относятся к породам нормального ряда.

На петрохимической диаграмме в плоскости  $aSb$  вариационная кривая комплекса полого наклонена к оси  $Sb$ , причем ее верхняя часть

Петрохимическая характеристика пород верхнемелового эффузивного комплекса

Номер образца	$a$	$c$	$b$	$S$	$a'$	$f'$	$m'$	$c'$	$n$	$Q$	$\frac{a}{c}$
1576	13,6	0,1	3,9	82,4	59,7	17,5	22,8	—	47,5	37,5	136,0
—	12,7	0,8	3,5	83,0	48,0	46,0	6,0	—	46,0	52,5	15,0
33	11,2	1,1	3,7	83,9	40,3	47,4	12,3	—	35,5	44,9	10,0
1691	12,2	2,8	4,5	80,5	—	63,6	30,3	6,1	55,1	33,8	4,4
31	12,2	0,3	4,6	82,9	61,4	38,6	—	—	47,3	41,1	36,9
1582	12,0	0,1	5,1	82,8	70,0	30,0	—	—	43,0	41,5	12,0
1580	11,1	0,2	5,4	83,3	62,7	33,7	3,6	—	51,2	42,2	55,0
1587	11,1	0,6	5,7	82,6	68,2	30,7	1,1	—	51,2	42,6	18,0
32	10,6	0,8	5,7	82,9	40,7	53,5	5,8	—	45,7	43,7	12,5
1604	12,4	0,1	5,7	81,8	72,7	23,9	3,4	—	48,9	38,7	124,0
34	10,6	0,7	6,3	82,4	68,4	28,5	3,1	—	44,0	43,2	15,0
38	10,96	1,7	4,98	82,36	42,1	53,9	4,0	—	42,0	43,41	6,4
39	10,5	1,2	9,4	78,9	47,9	45,0	7,1	—	55,1	35,8	8,6
40	11,1	1,2	7,1	80,6	62,0	36,9	1,10	—	36,1	37,7	9,3

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,62	3,20	4,40	0,55	—	0,50	0,03	0,31	100,50	—	—	—
0,80	3,39	4,21	0,50	—	0,09	0,05	0,21	100,19	—	—	—
0,64	2,90	4,99	0,95	—	0,04	0,05		100,03	—	—	—
0,78	3,30	5,09	1,57	—	0,08	0,05	0,07	99,77	—	—	—
0,56	2,80	5,20	1,11		0,04	0,04	0,05	99,69	—	—	—

имеет более крутой наклон, чем нижняя. Кривая располагается между линиями I и II ассоциации вулканических пород по А. Н. Заварицкому (см. рис. 22, 23).

На плоскости *cSb* вариационная кривая располагается в верхней своей части близко к линии IV, несколько левее ее, а в средней части — значительно правее линии IV, близко к оси *Sb*. Основные члены серии (см. рис. 23, точка 3) близки по составу к породам линии III ассоциации вулканических пород по А. Н. Заварицкому.

В целом можно отметить, что кислые породы комплекса резко недосыщены известью при нормативном количестве щелочей, причем эта недосыщенность наиболее ярко проявлена в средних эффузивах (см. табл. 14 и рис. 22, точка 2).

Для этих же пород характерна и наибольшая пересыщенность глиноземом. Пересыщенность глиноземом и недосыщенность известью сокращается в основных членах серии до минимума, увеличивается потенциал щелочей.

В заключение остановимся на особенностях состава верхнемелового комплекса в целом для всей территории Среднего Приамурья, а также сопоставим его с петрохимическим составом сопредельных вулканических поясов: Приморского и Огоджинско-Умлеканского (см. рис. 24).

Таблица 12

## Хингано-Фошаньской вулканической зоны

Номер образца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
2300	11,7	0,2	4,97	83,17	61,4	37,3	1,3	—	44,2	42,8	61,4
43	10,1	0,7	11,7	77,5	51,0	35,0	14,0	—	24,5	33,9	14,0
41144	9,8	1,1	5,4	83,7	66,2	31,3	2,5	—	34,2	46,7	8,9
62161	9,6	1,3	6,1	83,0	69,2	28,6	2,2	—	41,7	45,5	9,0
25	13,1	0,9	3,1	82,9	46,8	46,8	6,4	—	53,5	39,0	14,4
48	13,3	1,0	2,4	83,3	40,5	51,4	8,1	—	51,5	39,0	13,3
7413	13,2	0,9	3,3	82,6	47,1	47,1	5,8	—	51,5	37,9	14,7
Я-1	13,4	0,8	2,7	83,1	41,5	51,2	7,3	—	53,0	38,6	16,7
6285	12,8	1,0	2,9	83,3	45,5	47,7	6,8	—	53,7	40,3	12,7
26	12,9	0,7	3,6	82,8	49,1	41,8	9,1	—	52,5	39,1	18,4
298	13,1	0,9	2,8	83,2	39,6	55,8	4,6	—	54,8	39,3	14,5
4512	13,1	0,8	4,0	82,1	68,8	29,6	1,6	—	47,0	37,2	16,4
45150	14,3	0,9	3,6	81,2	56,6	41,5	1,9	—	49,6	33,0	15,9
1217	13,3	0,7	4,3	81,7	69,2	27,7	3,1	—	45,5	36,1	19,0

Химический состав пород верхнемелового эффузивного комплекса

Номер образца	Порода, место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
A-70/4	Липарит, Мулинская впадина.	78,86	0,17	10,94	0,38	1,23	0,01	0,11
t-18/1	То же	73,93	0,19	13,03	1,62	1,70	0,06	0,22
O-822/8	Биотит-роговообманковый андезит	64,59	0,59	17,88	2,04	1,57	0,05	1,75
O-835/8	Пироксеновый андезит	55,83	1,08	16,91	2,41	6,13	0,14	3,61
O-737/6	Кварцевый порфир, впадина Вокэньхэ	73,61	0,19	12,03	1,79	1,80	0,04	0,41
O-660/8	Кварцевый порфир, Баоцинская впадина	76,80	0,27	11,36	0,51	1,98	0,24	—
O-669/11	Кварцевый альбитофир, Баоцинская впадина	74,20	0,34	14,75	1,50	0,50	0,05	—
A-78/1	Обсидиан, Мулинская впадина	68,03	—	13,51	—	2,32	0,06	0,20
O-826/5	Дацит, Мулинская впадина	67,12	0,40	15,48	2,65	0,92	0,05	1,79
C-325/2	Кварцевый порфир, хр. Наданьхада-Алинь, Баоцинская впадина	70,37	1,27	13,15	4,14	1,21	0,11	1,38
O, 833/7	Андезит, Мулинская впадина	60,44	0,86	15,11	3,68	4,05	0,10	3,80
O-960/2	Пироксеновый андезит, Самурский хребет, Зарубинская впадина	53,89	1,00	15,82	4,20	5,57	0,15	4,03
O-835/9	Пироксеновый андезит	54,22	1,03	16,20	6,82	3,36	0,15	3,70
O-822/5	Пироксеновый андезит, Мулинская впадина	53,49	1,28	15,33	6,04	0,86	0,10	5,90
O-830	Андезито-базальт. То же	49,00	1,50	17,22	6,42	2,85	0,15	6,30
O-836/3	Пироксеновый андезит	54,82	1,49	15,08	6,00	6,79	0,13	3,48
O-653/3	Андезито-базальт, Бацинская впадина	49,80	1,00	18,82	2,84	7,69	0,15	4,10
A-5/7	Пироксеновый андезит, Мулинская впадина	54,21	0,98	14,52	4,99	6,55	0,36	3,78
O-766/1	Пироксеновый андезит. То же	50,22	1,48	15,79	5,80	5,03	0,15	5,86

Эти пояса характеризуются последовательным изменением цифровых значений от кислых пород к основным, т.е. комплекс имеет всю гамму перехода от липаритов до андезито-базальтов. В целом для комплекса характерны следующие особенности петрохимического состава.

1. Наиболее кислые члены серии (липариты, кварцевые порфиры и др.) недосыщены щелочами (при постоянном преобладании калия над натрием), известью и глиноземом. В породах, близких по составу к дацитам и роговообманковым андезитам, сокращается недосыщенность щелочами, но увеличивается недосыщенность известью при возросшей пересыщенности глиноземом и высоким содержании кремнезема.

2. Основные члены серии (пироксеновые андезиты и андезито-базальты) характеризуются увеличением роли щелочей (при высоком потенциале натрия) и уменьшением недостатка извести при нормальном значении  $Q$ , которая в некоторых случаях имеет отрицательную величину. Отношение  $a/c$  близко к единице.

Вариационная кривая комплекса на плоскости  $aSb$  располагается между линиями вулканических ассоциаций I и II, при этом кислые

## Наданьхада-Бикинского пояса

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{K}{K+Na}$	$\frac{Na+K}{K+Na+Ca}$
0,28	2,38	5,41	—	0,31	—	0,01	100,09	3,28	0,935	0,695	0,966
0,72	4,32	4,32	—	0,62	—	0,03	100,76	1,05	0,912	0,50	0,924
4,10	3,79	1,98	—	1,29	0,01	0,13	99,79	0,767	0,826	0,344	0,583
9,08	2,49	0,29	—	2,06	0,01	0,16	100,26	2,54	0,704	0,104	0,234
0,07	3,02	5,58	1,09	0,13	—	—	99,76	1,05	0,899	0,65	0,99
0,34	2,36	4,54	1,17	0,41	—	—	99,98	3,89	1,00	0,650	0,952
0,46	4,09	2,08	1,57	0,04	—	—	99,58	0,33	1,00	0,338	0,93
1,28	2,82	1,86	9,75	3,02	—	0,05	102,90	—	0,885	0,397	0,786
3,77	3,86	1,52	0,90	1,28	—	—	99,74	0,347	0,667	0,30	0,588
0,48	2,00	3,08	2,64	0,31	—	0,10	100,24	0,292	0,795	0,607	0,913
4,95	3,74	2,26	0,95	0,35	—	—	100,29	1,1	0,671	0,377	0,550
6,62	2,44	1,56	4,69	0,26	—	—	100,23	1,32	0,708	0,391	0,375
7,26	2,96	1,14	2,51	0,68	—	—	100,03	0,491	0,734	0,278	0,362
6,53	3,16	1,76	2,53	3,15	—	—	100,13	0,142	0,539	0,338	0,429
10,31	2,98	0,74	1,50	0,92	—	—	99,89	0,443	0,597	0,20	0,265
6,39	3,48	1,22	0,70	0,30	—	—	99,88	1,12	0,785	0,260	0,423
7,63	3,76	1,18	2,74	0,13	—	—	99,84	2,71	0,718	0,239	0,394
8,19	3,00	0,80	1,49	0,66	—	0,10	99,63	1,32	0,753	0,211	0,320
8,41	2,74	0,68	3,96	1,16	—	—	101,28	0,87	0,649	0,20	0,293

члены серии близки по составу к типу I, отличающемуся крайне известковым характером (тип Пеле), а более основные члены серии ложатся на линию II (тип Лассен-Пик). На плоскости  $aSb$  вариационная кривая располагается в верхней части между линиями III и IV, в средней части — правее линии IV, а более основные члены серии — между линиями II и III (см. рис. 24).

Для сопоставления петрохимического состава пород верхнемелового комплекса приведены вариационные кривые верхнемеловых эффузивов Огоджинско-Умлеканского и Приморского вулканических поясов (см. рис. 23, 24).

Суммируя данные по петрохимическому составу разновозрастных вулканических комплексов вулканических зон Среднего Приамурья, можно сделать вывод, что породы в основном относятся к щелочно-земельному типу с некоторыми отклонениями в сторону более щелочных типов.

Для всех позднемезозойских эффузивных комплексов характерна высокая пересыщенность глиноземом (для кислых и средних членов серий) и недосыщенность известью.

Петрохимическая характеристика пород верхнемелового эффузивного комплекса Наданьхада-Бикинского вулканического пояса

Номер образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	e'	n	Q	$\frac{\sigma}{c}$
Л-70/4	12,3	0,3	2,6	84,8	35,0	57,5	7,5	—	40,3	44,7	41,0
t-18/1	14,0	0,9	4,2	80,9	24,2	68,2	7,6	—	65,3	32,8	15,6
О-822/2	9,4	0,4	12,4	77,8	75,7	16,5	7,8	—	64,8	36,4	23,5
О-835/8	6,1	8,8	17,5	67,6	—	47,8	36,3	15,9	93,0	12,0	0,7
О-737/6	14,1	0,2	4,9	80,8	23,7	63,1	13,2	—	44,8	33,2	28,1
О-660/8	11,3	0,3	6,4	82,0	35,0	65,0	—	—	45,2	41,0	37,7
О-669/11	12,4	0,5	7,9	79,2	78,9	21,1	—	—	75,0	35,1	22,8
А-78/1	9,1	1,6	9,3	80,0	71,2	25,0	3,8	—	69,8	40,2	5,7
О-826/5	10,8	4,7	7,0	77,5	11,75	44,1	44,1	—	79,5	28,6	2,3
С-325/2	8,6	0,7	13,9	76,8	51,0	32,6	16,4	—	49,2	35,7	12,1
О-833/7	11,6	4,3	15,0	69,1	—	46,6	42,6	10,8	72,0	19,9	2,7
О-960/2	8,1	7,2	19,0	65,7	—	55,0	37,8	7,2	69,7	7,9	1,1
О-835/9	8,6	7,0	18,6	65,8	—	52,2	35,7	12,1	80,0	7,1	1,2
О-822/5	10,1	5,6	19,5	64,8	—	32,7	53,5	13,8	73,2	3,6	1,8
О-830	7,9	8,0	24,8	59,3	—	35,3	44,3	20,4	76,5	-5,3	1,0
О-653/3	10,8	8,0	19,8	61,4	—	52,8	37,6	9,6	82,2	-6,6	1,3
О-836/3	9,6	5,4	20,4	64,6	—	58,5	29,6	11,9	81,2	4,8	1,8
А-5/7	8,0	6,0	21,9	64,1	—	50,4	30,1	19,5	68,5	6,24	1,3
О-766/1	7,3	7,4	24,2	61,1	—	42,6	43,2	14,2	86,2	0,2	1,0

## Глава IV.

**АССОЦИАЦИИ ВКРАПЛЕННИКОВ  
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЭФФУЗИВОВ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ДАЛЬНОГО ВОСТОКА  
И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ**

Петрографическое изучение позднемезозойских эффузивов вулканических зон Дальнего Востока позволило выделить большое разнообразие петрографических типов вулканических пород, распространение которых зависит от положения вулканической зоны по отношению к основным структурным единицам данного региона (Сахно, 1964).

Для андезитовой формации характерны две серии — роговообманковая и пироксеновая. Первая охватывает средние эффузивы Хинганно-Фошаньской, Средне-Амурской, Мулинской и Восточно-Гиринской вулканических зон, где роговообманковые андезиты преобладают среди эффузивов среднего состава. Остальные породы составляют незначительную часть комплекса этих зон. Вторая серия представлена в основном двупироксеновыми, пироксеновыми и другими породами с преобладанием пироксена. Эта серия охватывает средние породы Баджальской и Наданьхада-Алинской вулканических зон Сихотэ-Алинского пояса. Другие петрографические различия андезитов здесь развиты ограниченно.

Среди кислых вулканитов липаритовой серии можно выделить плагиопорфировую и ортофиртовую. Первая включает обширный комплекс вулканических пород Баджальской зоны Сихотэ-Алинского пояса, в

котором развиты эффузивы с парагенезисами плагиоклаза (до андезина) совместно с ортоклазом и темноцветными минералами. При этом процент фенокристов среднего плагиоклаза среди других вкрапленников иногда преобладает (богопольские, баджальские плагиопорфиры и т.д.).

Ортофирная серия распространена ограниченно в некоторых внутренних вулканических зонах (Хингано-Фошаньская и т.д.). Лейкокраповая часть эффузивов представлена калишпатом и кварцем, плагиоклаз почти полностью отсутствует.

### Анализ и особенности распространения ассоциаций вкрапленников позднемезозойских эффузивов

Пироксеновые андезиты, распространенные среди позднемезозойских комплексов, наиболее развиты по периферии выступа вдоль стыка со складчатым обрамлением его (Баджальская и Наданьхада-Алинская зоны) и в окраинном вулканическом поясе Приморья.

В парагенезисах с более основным плагиоклазом в составе моноклинового пироксена повышено содержание волластонитовой молекулы. Это наиболее характерно для нижнемелового комплекса, где отмечаются плагиоклазы высокой основности в парагенезисе с моноклинным пироксеном с высоким содержанием волластонитовой молекулы и низкой железистостью ( $f=20\%$ )  $Pl_{72-85}-Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$ . Этот парагенезис отмечается в Гуджинской, Баджальской впадинах Северного Наданьхада-Алиня и Самурского хребта (Баджальская и Наданьхада-Алинская вулканические зоны).

Пироксеновые андезиты нижнемелового комплекса Мулинской, Средне-Амурской и других вулканических зон, расположенных в пределах кристаллических и жестких массивов, характеризуются парагенезисом среднего лабрадора и авгита с железистостью, равной  $\approx 33\%$  и невысоким содержанием волластонитовой компоненты  $Pl_{68-70}-Wo_{43}En_{38}Fs_{19}$  (табл. 15).

Верхнемеловые пироксеновые андезиты имеют следующие парагенезисы плагиоклаза и моноклинового пироксена:  $Pl_{68-70}-Wo_{43}En_{38}Fs_{19}$ . По содержанию волластонитовой молекулы авгиты колеблются в небольших пределах, железистость пироксенов — от 27 до 38%.

Таким образом, для пироксеновых андезитов с парагенезисом вкрапленников плагиоклаз — авгит можно отметить следующее. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до среднего битовнита, а авгита — в небольших пределах (железистость изменяется от 20 до 38%, содержание волластонитовой компоненты — от 42 до 47%. Причем, как правило, в парагенезисе с более основными плагиоклазами находятся авгиты, отличающиеся невысокой железистостью и высоким содержанием волластонитовой компоненты. В пироксеновых андезитах без плагиоклаза, несмотря на низкие содержания извести в породах, авгит характеризуется наиболее высоким содержанием волластонитовой компоненты.

Пироксен-роговообманковые андезиты, широко распространенные в пределах большинства вулканических зон, характеризуются следующим парагенезисом вкрапленников:  $Pl_{55-64}-Wo_{41-42}En_{42-44}Fs_{14-17}-Hr_{25-29}-Nb_{24-31}$ .

Парагенезис с более основным плагиоклазом, магнезиальным пироксеном и роговой обманкой характерен для вулканических зон, расположенных по периферии выступа на стыке со складчатым обрамлением (Гуджинская, Тырминская, Зарубинская и др. впадины).

Вулканические зоны, расположенные в пределах кристаллических

Таблица 15

Химические анализы моноклинных пироксенов из эффузивных пород

Оксид	0-909		0-964/1	
	вес. %	мол. количество	вес. %	мол. количество
SiO <sub>2</sub>	47,90	798	46,34	772
TiO <sub>2</sub>	0,54	7	0,98	13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	37	4,50	44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	24	6,72	42
MnO	0,30	4	0,31	4
FeO	3,77	53	3,05	41
MgO	14,09	350	13,10	325
CaO	23,19	414	23,13	412
Na <sub>2</sub> O	0,33	5	0,35	5
K <sub>2</sub> O	0,10	1	1,41	4
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,00	—	0,81	—
Сумма . .	99,82	—	100,70	—
$f = \frac{Fe}{Fe+Mg}, \%$		28,4		27,8

Структурные формулы:

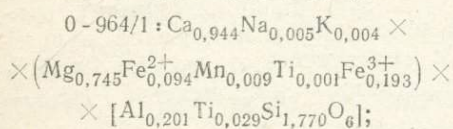
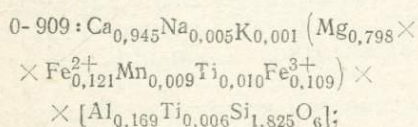
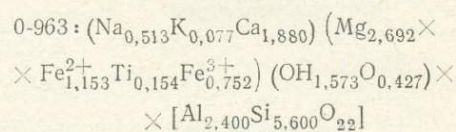
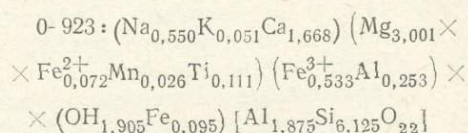


Таблица 16

Химический состав роговых обманок из андезитов

Оксид	0-923		0-963	
	вес. %	мол. количество	вес. %	мол. количество
SiO <sub>2</sub>	42,80	713	39,36	655
TiO <sub>2</sub>	1,00	13	1,42	18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	123	14,45	132
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	31	6,98	44
MnO	0,20	3	—	—
FeO	8,95	125	9,70	135
MgO	14,00	350	12,73	315
CaO	10,90	194	12,35	220
Na <sub>2</sub> O	2,16	32	1,84	30
K <sub>2</sub> O	0,30	3	0,44	4
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,20	111	1,70	92
F	0,20	11	—	—
Сумма . .	100,00	—	100,97	—
$f = \frac{Fe}{Fe+Mg}, \%$		35		41,5



массивов, имеют парагенезисы с более кислым плагиоклазом и более железистыми темноцветными минералами. Так, для Мулинской вулканической зоны отмечается следующий парагенезис:  $Pl_{40-50}-Hb_{49-51}-Wo_{42}Ep_{29}Fs_{29}$ . Самаргинские андезиты южной части Сихотэ-Алинского пояса характеризуются парагенезисом  $Pl_{40-50}-Aug_{30-40}-Hb-Bi$ .

Таким образом, пироксен-роговообманковые андезиты в отличие от пироксеновых обладают парагенезисом более кислого плагиоклаза с более железистым авгитом и роговой обманкой, причем парагенезисы наиболее железистых авгитов и роговых обманок с кислым плагиоклазом в основном развиты в пределах вулканических зон (Мулинской, Восточно-Гиринской и др.), тяготеющих к внутренним участкам выступа.

Роговообманковые андезиты наиболее широко распространены среди позднемезозойских комплексов вулканических зон, развитых на кристаллических массивах. Они характеризуются парагенезисами плагиоклаз — роговая обманка — биотит — кварц. Биотит иногда отсутствует.

Роговообманковые андезиты нижнемелового комплекса, имеющие более широкое площадное распространение, характеризуются большими колебаниями состава плагиоклаза и ассоциирующих с ними темноцветных минералов. Так, для Тырминской и Гуджикской впадин характерен парагенезис  $Pl_{55-65}-Hb_{25-33}-Q$ ; для Мулинской и Средне-Амурской —

парагенезис кислого плагиоклаза с более железистой роговой обманкой (табл. 16):  $Pl_{32-42}-Hb_{35-45}-Bi-Q$ .

Верхнемеловые роговообманковые андезиты имеют парагенезис  $Pl_{37-47}-Hb_{40-45}-Q$ .

Таким образом, для роговообманковых андезитов парагенезисы основного лабрадора с маложелезистой роговой обманкой и кварцем характерны для вулканических зон, расположенных по периферии Северо-Восточного выступа.

Парагенезисы олигоклаза и кислого андезита с железистой роговой обманкой, биотитом и кварцем отмечаются для вулканических зон, расположенных на кристаллических массивах, наиболее удаленных от складчатого мезозойского обрамления. При этом в парагенезисе с биотитом встречаются наиболее кислые по составу плагиоклазы.

Двупироксеновые андезиты распространены в основном по периферии вулканических поясов.

Нижнемеловые двупироксеновые андезиты (Баджальская, Тырминская, Гуджикская впадины, северная часть впадины Вокэньхэ) отличаются парагенезисом более основного плагиоклаза с более железистым авгитом, гиперстеном и роговой обманкой:  $Pl_{73-75}-Aug_{30-37}-Hr_{24-29}-Hb$ .

В окраинном поясе двупироксеновые андезиты известны среди синанчинской свиты, а также в самаргинской свите в Тернейской вулкано-структуре. Парагенезис вкрапленников синанчинских андезитов следующий:  $Pl_{40-45}-Di-Hr_{30-40}\pm Hb\pm Bi$ .

Гиперстеновые андезиты распространены очень редко среди позднемезозойских комплексов и приурочены в основном к вулканическим зонам, расположенным на кристаллических массивах или по их краю вдоль складчатого обрамления. Выделяется несколько парагенезисов гиперстеновых андезитов. Верхнеюрские гиперстеновые андезиты, развитые в Восточно-Гиринской вулканической зоне, характеризуются парагенезисом  $Pl_{50-62}-Hr_{38-43}-Hb$ . Нижнемеловые гиперстеновые андезиты Баджальской, Гуджикской и других впадин характеризуются двумя парагенезисами:  $Pl_{60-68}-Hr_{22-27}$  (наиболее распространен)  $Pl_{54-58}-Hr_{43-55}\pm Pig_{37-51}$  (встречается редко).

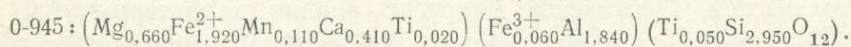
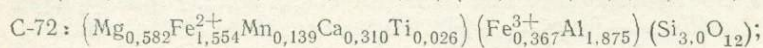
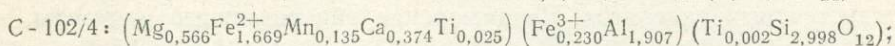
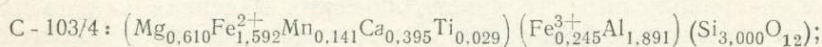
Гранатовые андезиты встречаются редко. Они распространены среди эффузивов, развитых в пределах кристаллических массивов и по их окраинам. Отмечаются следующие парагенезисы гранатовых андезитов (химические анализы гранатов см. в табл. 17):  $Pl_{32-37}-Alm_{72}-Hb-Bi-Q$ ;  $Pl_{54-55}-Alm-Aug-Hr_{26-34}-Hb-Q$ ;  $Pl_{32-41}-Alm_{81-84}-Bi_{52-53}-Hb_{40-42}-Hr-Q$ .

Первый парагенезис наиболее распространен. Роговая обманка и биотит, как правило, опацифицированы или замещены вторичными продуктами. Кварц встречается в виде мелких зерен. Второй встречается редко. Он характеризуется высокой основностью плагиоклаза, низкой железистостью гиперстена, обычно содержащего пижонит в виде тонких полос. Кварц и роговая обманка иногда отсутствуют. Третий парагенезис отличается высокой железистостью граната и минимальным содержанием гроссуляровой компоненты. Гиперстен присутствует в малых количествах.

Роговообманковые базальты, развитые в составе верхнеюрского комплекса Наданьхада-Алинской вулканической зоны, обладают редким парагенезисом основного плагиоклаза, авгита, керсутитовой роговой обманки и магнетита— $Pl_{81-82}-Aug_{28}-Hb_{37}-Mt$ . В этом парагенезисе с основным плагиоклазом отмечается авгит с наиболее высоким содержанием волластонитовой компоненты ( $Wo_{48}En_{37,5}Fs_{24,5}$ ). Роговая обманка, слагающая крупные зерна в ядре, представлена керсутитом, который по краям замещается зеленой роговой обманкой. Магнетит наряду с другими вкрапленниками слагает многочисленные крупные зерна.

## Химические анализы гранатов

Окисел	С-103/4 (из андезита)		С-102/4 (из туфа андезита)		С-72 (из дацита)		О-945 (из туфа андезита)	
	вес %	мол. количество	вес. %	мол. количество	вес. %	мол. количество	вес. %	мол. количество
SiO <sub>2</sub>	38,43	640	38,03	633	38,40	639	36,96	615
TiO <sub>2</sub>	0,51	6	0,45	6	0,40	5	1,16	15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,50	203	20,69	204	20,40	200	19,70	193
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,24	26	4,05	25	6,20	78	1,04	6
FeO	24,35	340	25,53	357	23,12	332	28,92	403
MnO	2,10	30	2,02	29	2,05	29	1,54	22
CaO	4,70	84	4,43	80	3,70	66	4,76	85
MgO	5,25	130	4,85	120	5,00	124	5,64	140
K <sub>2</sub> O	0,00		0,00		0,00		Н. о.	
Na <sub>2</sub> O	0,00		0,00		0,00		»	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16		0,14		0,16		»	
H <sub>2</sub> O —	0,32		0,22		0,20		—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00		0,00		0,00		—	
Сумма	100,56		100,41		99,63		99,72	
N		1,802		1,809		1,798		1,800
a*, Å		11,568		11,569		11,576		—



Образец	Компонентный состав, %				
	пироп	альмандин	спессартит	гроссуляр	андрадит
С-103/4	20,9	59,0	4,9	13,6	1,6
С-102/4	19,6	61,5	4,8	13,7	0,5
С-72	20,2	64,5	4,8	6,7	3,8
О-945	23,5	58,4	3,5	11,6	3,0

\* Определены в лаборатории рентгеноструктурного анализа ДВГИ Мартиной Р. И.

Эффузивы кислого состава липаритовой формации характеризуются следующими особенностями.

Нижнемеловые кислые эффузивы, распространенные в Баджальской, Хингано-Фошаньской и Средне-Амурской вулканических зонах, имеют некоторые особенности состава и соотношения вкрапленников в каждой из них.

В Баджальской вулканической зоне развиты кислые эффузивы, которые отличаются большим количеством вкрапленников, преобладанием плагиоклаза во вкрапленниках, высокой его основностью, высоким содержанием натрового компонента в составе ортоклаза. Парагенезис вкрапленников эффузивов Баджальской зоны  $Pl_{25-36}-Or_{60-65}-Bi-Q$ .

В Хингано-Фошаньской и Средне-Амурской вулканических зонах кислые эффузивы содержат вкрапленников не более 25—30% от объема породы. Во вкрапленниках калиевый полевой шпат и кварц преоблада-

ют над плагиоклазом. Кроме того, здесь распространены ортофиры. Парагенезис кислых эффузивов этих зон  $Og_{76-83}-Q-Pl_{10-17}-Vi$ .

Верхнемеловые кислые эффузивы характеризуются следующими особенностями. Широко развиты кварцевые порфиры с крупными вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата. Соотношение во вкрапленниках и их состав меняются в определенном направлении. С юго-запада на северо-восток увеличивается количество вкрапленников, плагиоклаза во вкрапленниках и его основность; состав калиевого полевого шпата изменяется в сторону увеличения натрового компонента.

Таким образом, кварцевые порфиры этих вулканических зон могут быть выражены следующими парагенезисами,  $Og_{79-80}-Pl_{1-3}-Vi_{24-55}-Q$  и  $Og_{50-70}-Pl_{20-32}-Vi_{49-51}-Hb_{42-46}-Q$ .

Первый парагенезис характерен для Хингано-Фошаньской, Средне-Амурской и Мулинской вулканических зон, второй — для Баджальской и Наданьхада-Алинской.

Парагенезисы кислых эффузивов в Сихотэ-Алинском поясе представлены:  $Pl_{20-30}-Og-Q \pm Hb \pm Vi$  (для приморских липаритов),  $Pl_{20-50}-Og(San)-Q-Vi \pm Aug$  (для сияновских дацитов),  $Pl_{40-50}-Hb-Vi_{50-58}-Hур-Aug-Og$  (для богопольских липаритов).

Таким образом, как для андезитов, так и для кислых эффузивов намечаются некоторые различия в парагенезисах вкрапленников для вулканических зон периферийных участков Северо-Восточного выступа и вулканических зон, расположенных внутри его.

Петрохимическое изучение магматических комплексов позволяет выявить особенности химизма пород, необходимые для более широкого сопоставления и установления закономерностей. Все современные работы по магматическим комплексам опираются на петрохимический метод исследования. Но установленные закономерности химического состава пород, которые возникают в процессе образования комплексов, требуют объяснения их с физико-химических позиций. Использование метода парагенетического анализа минеральных парагенезисов позволяет выявить физико-химические условия формирования не только минеральных ассоциаций, но и происхождение породы в целом.

Анализ парагенезисов минералов применительно к метаморфическим и метасоматическим породам позволил получить весьма важные петрологические выводы относительно физико-химических условий формирования комплексов. Это направление оказалось весьма плодотворным и для магматических пород, что привело к выявлению минералогических критериев глубинности щелочности-кислотности и т.п. (Коржинский, 1949; Соболев, 1949; Маракушев, Тарарин, 1964, 1965; Маракушев и др., 1966; и др.). Менее изучены минеральные парагенезисы эффузивов, так как многие геологи отрицают возможность применения этого метода, считают невозможным применение правил фаз к открытым системам. Как подчеркивает Д. С. Коржинский (1949а, б), правило фаз с вполне подвижными компонентами имеет в виду именно открытые системы и к системам закрытым приложимо лишь с ограничением. Это подчеркивается и другими исследователями (Verhoogen, 1949; Палатник и Ландау, 1955). В связи с этим открываются большие возможности для анализа физико-химических условий природных систем, в том числе и для эффузивов, так как данный метод позволяет рассматривать равновесия кристаллических фаз, находящихся в расплаве.

При рассмотрении возможности применения методики парагенетического анализа Д. С. Коржинского (1957) применялись условия достижения равновесия в момент выделения кристаллов из расплавов в магматической камере, которая находилась в статистическом состоянии. Вследствие этого вкрапленники ранней генерации, кристаллизовавшиеся в интрателлурических условиях, рассматриваются как пара-

генетические образования. Как правило, из магматических очагов расплав, находящийся в равновесии с кристаллическими фазами, к поверхности доставлялся быстро, о чем свидетельствуют незначительные реакционные каймы вокруг кристаллов. Застывание магмы в поверхностных условиях не оказывает существенного влияния на состав ранее выделившихся кристаллических фаз. Поэтому парагенезисы вкрапленников эффузивов могут отражать физико-химические условия кристаллизации магмы в очаге в период перед извержением на поверхность. Изучение парагенезисов способствует выявлению зависимости минерального состава пород от исходного химического состава магмы, температуры, давления и химических потенциалов (концентрации) различных компонентов.

Петрохимическое изучение эффузивов юга Дальнего Востока позволило установить изменение содержания основных петрогенных окислов в разновозрастных комплексах вулканических зон, расположенных в различных структурно-фациальных зонах. С запада на восток от платформенных структур материка к молодым складчатым областям Тихоокеанского побережья увеличивается содержание кальция, натрия и магния; уменьшается железистость пород, общая щелочность и пересыщенность глиноземом; сокращается недосыщенность известью (Сахно, 1964).

Такая особенность изменения состава пород наиболее характерна для нижнемелового комплекса (см. рис. 21), несколько слабее выражена в эффузивах верхнемелового (см. рис. 22). Как видно на диаграмме (см. рис. 23), высоким содержанием кальция и магния отличаются эффузивы прибрежных вулканических зон (Приморской, Баджалской), минимальным — внутриматериковых (Хингано-Фошаньской, Мулинской и т. д.).

Все эффузивы пересыщены глиноземом и недосыщены известью. Наиболее резко это проявлено для средних пород, близких по составу к дацитам и роговообманковым андезитам внутриматериковых зон.

Эта закономерность изменения петрохимического состава комплексов отражается в минеральном составе вкрапленников эффузивов и их парагенезисах.

1. Увеличение железистости пород комплекса в западных вулканических зонах (расположенных в пределах жестких массивов) привело к появлению парагенезисов с более железистыми составами темноцветных минералов (роговой обманки, пироксенов, биотитов).

2. Увеличение глиноземистости пород при недосыщенности известью способствовало появлению гранатовых и роговообманковых андезитов и дацитов. При этом отмечается редкий парагенезис роговой обманки с гранатом и плагиоклазом.

3. Увеличение отношения кальция к натрию оказывает существенное влияние на состав плагиоклаза в парагенезисе плагиоклаз — роговая обманка, на состав ортоклаза в парагенезисе плагиоклаз — ортоклаз и т. д., а также определяет устойчивость роговой обманки в расплавах при прочих равных условиях.

Различия минерального состава вкрапленников структурно-разнородных вулканических зон объясняется петрохимическими особенностями, которые являются закономерными. Петрохимическое изучение позволило установить весьма важное петрогенное значение таких химических потенциалов, как  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и т. д. Изменение концентрации этих окислов в лавах привело к появлению двух серий пород (среди андезитов): роговообманковой и пироксеновой.

Появление во вкрапленниках роговой обманки в качестве основного минерала андезитов объясняется высоким потенциалом щелочей (в основном за счет натрия) и низким потенциалом извести. В связи с этим одним из главных факторов является высокий потенциал натрия и

глинозема, что способствовало кристаллизации кислого плагиоклаза из расплава, так как необходимое количество натрия и глинозема при низких потенциалах извести обеспечивало появление более кислых плагиоклазов. Высокий потенциал натрия в расплаве способствовал устойчивости роговой обманки при избытке глинозема и недостатке извести. При низких концентрациях натрия и повышенной глиноземистости роговая обманка становится неустойчивой и разлагается с образованием гиперстена и основного плагиоклаза.

Избыток глинозема при уменьшении потенциала натрия приводит к кристаллизации граната как минерала наиболее глиноземистого из всех минералов вкрапленников. Появление граната в качестве вкрапленников в эффузивных породах позволяет искать причины повышенной глиноземистости магм данного региона.

Для пироксеновой серии преобладающими минералами вкрапленников являются моноклинный пироксен и плагиоклаз. В меньшей степени совместно с ними развиты вкрапленники роговой обманки, гиперстена и т. д. В отличие от роговообманковой серии породы пироксеновой серии характеризуются сокращением недостатка извести, снижением потенциала щелочей, отсутствием в большинстве случаев пересыщенности глиноземом. Важное петрогенетическое значение имеет отношение кальция к натрию. Так, в породах периферийных вулканических зон повышается потенциал кальция, в этом же направлении повышается потенциал натрия среди щелочей, хотя сумма щелочей сокращается. Но возрастание потенциала кальция значительно выше увеличения отношения натрия к калию. Это приводит к тому, что роговая обманка становится неустойчивой в расплаве, вместо нее кристаллизуется моноклинный пироксен.

При повышенной глиноземистости средних пород, при тех же значениях потенциала натрия и калия, что свойственно и для пироксеновых пород, из расплава кристаллизуются ромбические пироксены. При несколько повышенном потенциале калия в сумме щелочей и увеличении кремнезема из расплава кристаллизуется гиперстен.

Как правило, пироксеновые, дупироксеновые и гиперстеновые андезиты характеризуются плагиоклазом более высокой основности, чем это свойственно для таких же пород других областей. Это связано с повышенной глиноземистостью и известковистостью при низких концентрациях натрия. И действительно, для дупироксеновых и гиперстеновых пород отмечается повышенная глиноземистость, что выражается характеристикой  $a$ , при этом для гиперстеновых андезитов она значительно выше, а содержание извести несколько уменьшается.

В отличие от гиперстеновых андезитов гиперстен-роговообманковые, встречающиеся в комплексах внутренних вулканических зон (Мулинской, Восточно-Гириной и др.), характеризуются повышением потенциала натрия при избытке глинозема, а также уменьшением роли извести.

Промежуточное положение занимают пироксен-роговообманковые андезиты, которые отличаются, с одной стороны, более низким потенциалом кальция по отношению к пироксеновым андезитам, с другой — меньшим потенциалом натрия и меньшей общей щелочностью по отношению к роговообманковым андезитам. Для этих андезитов свойствен избыток глинозема, но несколько меньший.

Для выяснения физико-химических условий формирования парагенезисов вкрапленников позднемезозойских эффузивов была применена методика парагенетического анализа минералов (Коржинский, 1957; Маракушев, 1961; Маракушев, Тарарин, 1964) с построением диаграмм химических потенциалов.

Применение этой методики предусматривает парагенетические соотношения минералов, поэтому некоторые исследователи сомневаются

в парагенетических соотношениях минералов вкрапленников, Для объяснения данного вопроса проведено сопоставление соотношений в породах минералов эффузивных интрузий и метаморфических пород.

Сопряженное изменение железистости моноклинного и ромбического пироксенов, гиперстена и биотита было рассмотрено А. А. Маракушевым (1964) и Р. Крейтцем (1963) для магматических и метаморфических пород. Для вулканических пород отмечаются такие же соотношения сопряженного изменения состава между парами этих минералов, что позволяет сделать вывод об их парагенетических соотношениях. Так, анализ пар минералов вкрапленников эффузивов гиперстен — моноклинный пироксен, моноклинный пироксен — роговая обманка, роговая обманка — биотит (Larsen, 1936; Наседкин, 1963; Купо, 1954; Sarmichal, 1960; и т. д.) позволяет сделать вывод о закономерных изменениях их состава, которые согласуются с соотношениями, отмеченными А. А. Маракушевым и Р. Крейтцем. Диаграммы соотношения железистости ортопироксена, роговой обманки, клинопироксена и других минералов приведены в работах А. А. Маракушева (1961) и Р. Крейтца (Kretz, 1963).

Следует добавить, что кроме сопряженного изменения состава минералов в парах отмечается зависимость железистости темноцветных минералов вкрапленников от железистости пород. Эта зависимость была рассмотрена по данным Х. Куно (Kuno, 1954), Ф. Уоркера и С. Польдерварта (1950). Е. Ларсена (Larsen, 1936) и др. для гиперстенов, Ле Матри (Le Maitre, 1962) и др. для моноклинных пироксенов, К. Бурри (Bugri, 1936), В. П. Костюка (1958), В. С. Соболева (1955), М. Кодера (Kodera, 1958), Б. Зорьковского (Zorkovsky, 1952, 1953, 1956), М. Ямазаки (Yamasaki, 1958) и др., а также по данным изучения эффузивов вулканических зон Среднего Приамурья для гранатов. Это позволило построить диаграммы зависимости железистости этих минералов от железистости вулканических пород, которые показывают, что эта зависимость прямолинейна (Сахно, 1971).

Зависимость состава вкрапленников и химического состава родоначальной лавы, сопряженные изменения железистости в парах минералов в вулканических породах, которые аналогичны полнокристаллическим породам, позволяют использовать законы термодинамики при физико-химических исследованиях минеральных ассоциаций вулканических пород.

Рассмотрим влияние некоторых факторов на парагенезисы вкрапленников на примере позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока.

Как было отмечено выше, изменения содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и их соотношений в эффузивных комплексах имеет большое петрогенетическое значение. Для расчета и построения диаграммы принимаем  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  как вполне подвижные компоненты. Среди некоторых компонентов, входящих в состав средних эффузивов, выделяются виртуальные компоненты  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$  и избыточный компонент  $\text{SiO}_2$ . К группе индифферентных компонентов относятся  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Парагенезисы минералов этой системы и их зависимость от химических потенциалов  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  показаны на рис. 25.

Согласно правилу фаз  $n = K + 2 - \Phi$ , система из трех компонентов при числе фаз ( $\Phi$ ), равном 5, является условно невариантной. На диаграмме  $\mu_{\text{CaO}} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  в этой точке будут одновременно устойчивы пять минералов: плагиоклаз (Pl), моноклинный пироксен (Di), ромбический пироксен (Hpr), роговая обманка (Hb) и биотит (Bi).

Пятиминеральные породы известны среди позднемезозойских эффузивов вулканических зон.

Четырехминеральным парагенезисам отвечают моновариантные линии, пересекающиеся в невариантной точке. Эти парагенезисы широко развиты среди позднемезозойских эффузивов данной территории. В пре-

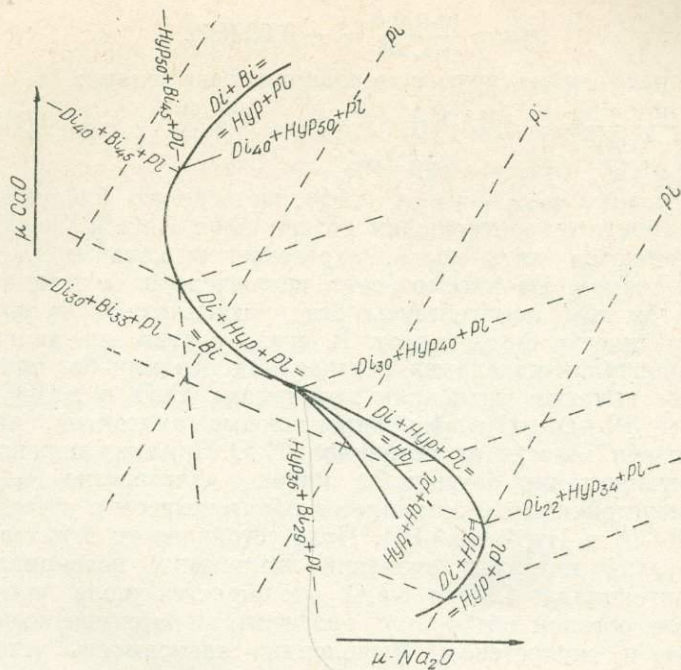
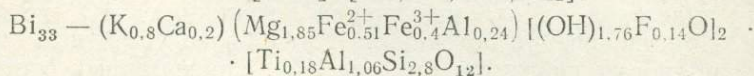
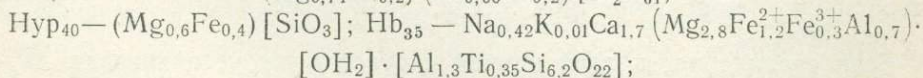
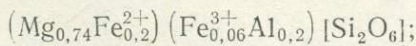
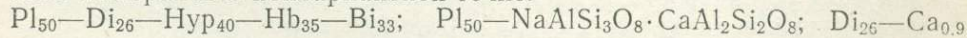


Рис. 25. Химический потенциал кальция ( $\mu_{Ca}$ ) и натрия ( $\mu_{Na_2O}$ ) для средних эффузивов с переменным составом минералов. Тонким пунктиром показаны линии постоянного состава минералов (железистости) в различных парагенезисах вкрапленников. На диаграмму нанесены линии постоянного состава плагиоклаза.

делах полей устойчивы трехминеральные парагенезисы. К ним относится широкий комплекс эффузивных пород: дупироксеновые, пироксенроговообманковые и другие андезиты.

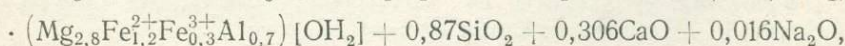
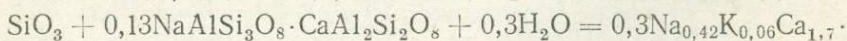
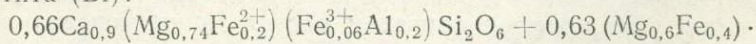
Для расчета моновариантных равновесий приняты следующие составы минералов в неинвариантной точке:



Составы минералов взяты с учетом природных парагенезисов позднемезозойских пород.

Углы наклона моновариантных линий определяются по формуле  $tg \alpha = \frac{10 \cdot \Delta n_{Na_2O}}{\Delta n_{CaO}}$ , где  $\alpha$  — угол наклона линии условно моновариантного равновесия на диаграмме  $\mu_{CaO} - \mu_{Na_2O}$ ;  $\Delta n_{Na_2O}$  — число молей  $Na_2O$ ;  $\Delta n_{CaO}$  — число молей  $CaO$ ; 10 — условное число, внесенное в формулу для удобства рассмотрения диаграммы.

Для примера приведем расчет равновесия  $Bi + Hyp + Pl + Hb + Q$  без биотита (Bi):



$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{10 \cdot 0,016}{-0,306} = -0,52 \text{ (Bi)}.$$

Аналогично рассчитаны другие моновариантные линии:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{10 \cdot 0,076}{-0,711} = -1,07 \text{ (Di)}; \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{10 \cdot 0,085}{-0,940} = -0,90 \text{ (Hур)};$$

$$\operatorname{tg} \alpha = -0,82 \text{ (Hб)}; \quad \operatorname{tg} \alpha = -0,99 \text{ (Pl)}.$$

Анализ диаграмм  $\mu_{\text{CaO}} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  позволяет сделать следующие выводы. В зависимости от соотношения потенциалов CaO и Na<sub>2</sub>O на диаграмме выделяются пять полей, парагенезисы которых указаны на треугольных схемах. Из рассмотрения исключено поле безплаггиоклазовых пород, так как парагенезисы без плаггиоклаза в вулканических породах практически отсутствуют. В связи с этим на диаграмме не нанесена моновариантная линия, отвечающая реакции без плаггиоклаза.

Наиболее высоким значениями потенциала CaO и Na<sub>2</sub>O отвечают парагенезисы Pl+Di+Hур (двупироксеновые андезиты), которые в большей степени зависят от потенциала CaO. При снижении потенциала кальция и возрастании потенциала натрия парагенезис Pl+Di+Hур становится неустойчивым и замещается парагенезисом с роговой обманкой (Di+Hб+Pl и Hур+Hб+Pl). Поле устойчивости этих парагенезисов имеет узкий интервал значений химических потенциалов. При снижении потенциала CaO и Na<sub>2</sub>O расширяется поле устойчивости парагенезисов роговой обманки с биотитом и парагенезисов биотита с диопсидом и гиперстеном. Выявленная зависимость устойчивости различных парагенезисов от химических потенциалов CaO и Na<sub>2</sub>O путем построения диаграммы подтверждается наличием природных парагенезисов. Широкое распространение двупироксеновых андезитов характерно для краевых частей вулканических поясов с высоким потенциалом извести. Роговообманковые и биотит-роговообманковые андезиты характерны для вулканических зон с более низким потенциалом извести и несколько более высоким содержанием натрия.

Расчет моновариантных линий с составами минералов, отличающихся от принятых в невариантной точке, меняет направление этих линий и моновариантных равновесий. Анализ равновесий на моновариантной линии Di+Hур+Pl=Hб и Di+Hур+Pl=Bi по разные стороны от невариантной точки представляет значительный интерес, так как поля устойчивости, ограничивающиеся этими линиями, отвечают условиям существования двух серий андезитов: пироксеновой и роговообманковой. С увеличением потенциала CaO или Na<sub>2</sub>O меняется не только наклон моновариантной линии, но и минеральных равновесий на этой линии.

Если средняя часть этой кривой соответствует устойчивости двупироксеновых андезитов, то при увеличении потенциала CaO это поле сокращается. При увеличении потенциала Na<sub>2</sub>O более устойчивы парагенезисы гиперстеновых андезитов (см. рис. 25). Критическими составами в этих случаях являются парагенезисы: Di<sub>22</sub>-Hур<sub>34</sub>-Hб<sub>27</sub>-Pl (при увеличении Na<sub>2</sub>O), Di<sub>40</sub>-Hур<sub>50</sub>-Bi<sub>45</sub>-Pl (при низком Na<sub>2</sub>O и более высоком CaO).

В связи с этим интересны парагенезисы гиперстеновых андезитов, приведенные выше из Баджальской и Гуджикской впадин, в которых железистость гиперстена резко различна (см. анализ ассоциаций вкрапленников гиперстеновых андезитов в начале этого раздела). С помощью диаграмм  $\mu_{\text{CaO}} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  понятны условия равновесия парагенезисов с различными составами минералов.

Расчет моновариантных равновесий проводился по способу, описанному выше. Для примера приведем расчет линии моновариантного равновесия с составами минералов: Di<sub>40</sub>-Hур<sub>50</sub>-Bi<sub>45</sub>-Pl<sub>40</sub>·0,48Di<sub>40</sub>+ +0,32Bi<sub>45</sub>+0,07Na<sub>2</sub>O+0,28SiO<sub>2</sub> = 1,34Hур<sub>50</sub>+0,16Pl<sub>40</sub>+0,35CaO+ +0,32H<sub>2</sub>O+0,13K<sub>2</sub>O; линия наклона tg α=0,19, α=11°.

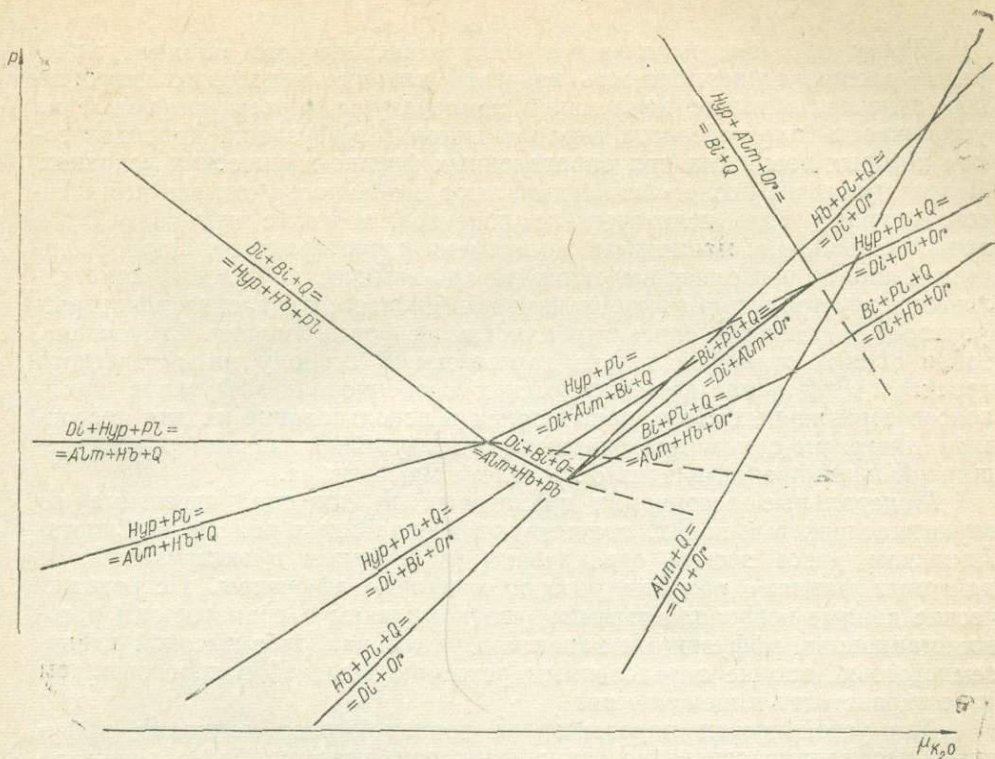


Рис. 26. Диаграмма давления ( $P$ ) — химический потенциал калия ( $\mu_{K_2O}$ ).

Приведенный выше расчет реакции с химическими потенциалами кальция и натрия представляет собой наиболее простой пример, когда в реакции участвуют минералы с постоянными составами. Но изменение химических потенциалов в природных расплавах ведет к изменению состава минералов в парагенезисах и даже к появлению новых кристаллических фаз.

Влияние давления на состав минералов и парагенезис вкрапленников эффузивов среднего и кислого состава представляет большой интерес. Во-первых, качественная оценка фактора давления позволяет предполагать относительную глубинность формирования различных парагенезисов, а следовательно, и расположение магматических камер, в которых кристаллизировались минералы, а также глубину генерации магм; во-вторых, позволяет рассмотреть особенности изменения состава минералов в зависимости от давления. Наибольший интерес из парагенезисов вкрапленников андезитов и дацитов представляют гранатовые эффузивы и среди них гранат-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые, гранат-диопсид-гиперстеновые. Диаграммы давление — химический потенциал воды и давление — химический потенциал калия (рис. 26) позволяют рассмотреть некоторые особенности формирования этих парагенезисов в зависимости от давления, температуры и поведения калия (Сахно, 1971).

Анализ диаграмм показывает, что по температуре и глубинности можно выделить несколько фаций: малоглубинная и низкотемпературная с биотитом и роговой обманкой (с высокой железистостью), плагиоклазом и кварцем; фация средних и больших глубин с парагенезисами граната, гиперстена, диопсида, биотита. Парагенезисы гранатовых эффузивов Дальнего Востока относятся к разноглубинным образованиям. Большой глубиной отличаются парагенезисы с гранатом в периферийных вулканических зонах.

Таким образом, использование парагенетического анализа минералов расширяет возможность изучения влияния некоторых петрогенных окислов, а также давления и температуры (потенциал воды) на устойчивость парагенезисов вкрапленников в эффузивах, кристаллизация которых возможна при определенных физико-химических условиях. Петрохимические исследования выявляют особенности состава комплексов, ведущую роль некоторых компонентов, а также изменение их в процессе эволюции магматизма во времени и пространстве. Парагенетический анализ позволяет выяснить физико-химические условия кристаллизации и устойчивости вкрапленников в процессе изменения некоторых факторов, а также оценить глубинность их формирования. Безусловно, такая оценка отражает только качественную сторону магматического процесса. Выделение петрохимических особенностей эффузивов комплексов в различных структурных зонах и использование их для построения диаграмм с помощью парагенетического анализа минералов расширяют наши представления о характере магматизма.

Минеральные ассоциации гранатовых вулканитов, известные во внутриматериковых зонах, отсутствуют в окраинных поясах. В Сихотэ-Алинском поясе весьма ограничено (в основном в экструзивных и дайковых фациях) развиты роговообманковые эффузивы. Петрохимические данные позволили выявить, что комплексы с гранатовыми роговообманковыми эффузивами характеризуются наиболее высокой глиноземистостью, вполне определенным режимом щелочей и соотношением известковистости и щелочности.

Для устойчивости парагенезисов гранат-роговообманковых эффузивов необходимо сочетание таких факторов, которые более вероятны во внутриматериковых зонах. Гранатовые и роговообманковые эффузивы имеют небольшие колебания петрохимических данных и существенно отличаются по петрохимическим условиям от других петрографических разновидностей. На диаграммах равновесия они имеют узкое поле устойчивости, соответствующее высокой глиноземистости, соотношение кальция к натрию близко к единице. Но по соотношению калия к натрию поля устойчивости роговообманковых и гранат-роговообманковых андезитов разъединены. Так, при  $K/Na=0,6-0,7$  при высокой глиноземистости эффузивов устойчивы гранат-роговообманковые эффузивы. Снижение или увеличение этого отношения при прочих равных условиях приводит к смене фаций гранатовых эффузивов безгранатовыми. Интересно рассмотреть устойчивость парагенезисов кислых и средних эффузивов с гранатом в зависимости от потенциалов щелочей.

Описано влияние щелочей на устойчивость парагенезисов граната с ортоклазом, биотитом, гиперстеном, кварцем и т.д. (Маракушев, Тарарин, 1964). Но это касалось гранитоидов, бедных кальцием, т.е. не учитывались такие минералы, как роговая обманка и плагиоклаз.

В эффузивах с гранатом плагиоклаз и роговая обманка являются основными минералами вкрапленников и, следовательно, CaO в породах нельзя отнести к группе индифферентных компонентов. В связи с этим диаграмма химических потенциалов щелочей для пород, богатых кальцием, представляет петрологический интерес.

Анализ диаграммы  $\mu_{Na_2O} - \mu_{K_2O}$  позволяет качественно оценить устойчивость вкрапленников в зависимости от натрия и калия (рис. 27). Расчет диаграммы был произведен согласно правилу, описанному выше, с той только разницей, что в неинвариантной точке устойчивы шесть минералов при наличии четырех инертных компонентов. Изменение минеральных парагенезисов в каждом поле диаграммы показано в тетраэдрах.

Шестиминеральные парагенезисы вкрапленников являются редкостью, но встречаются среди средних эффузивов. К. Бурри (Birri, 1936) описал шестиминеральный парагенезис вкрапленников из анде-

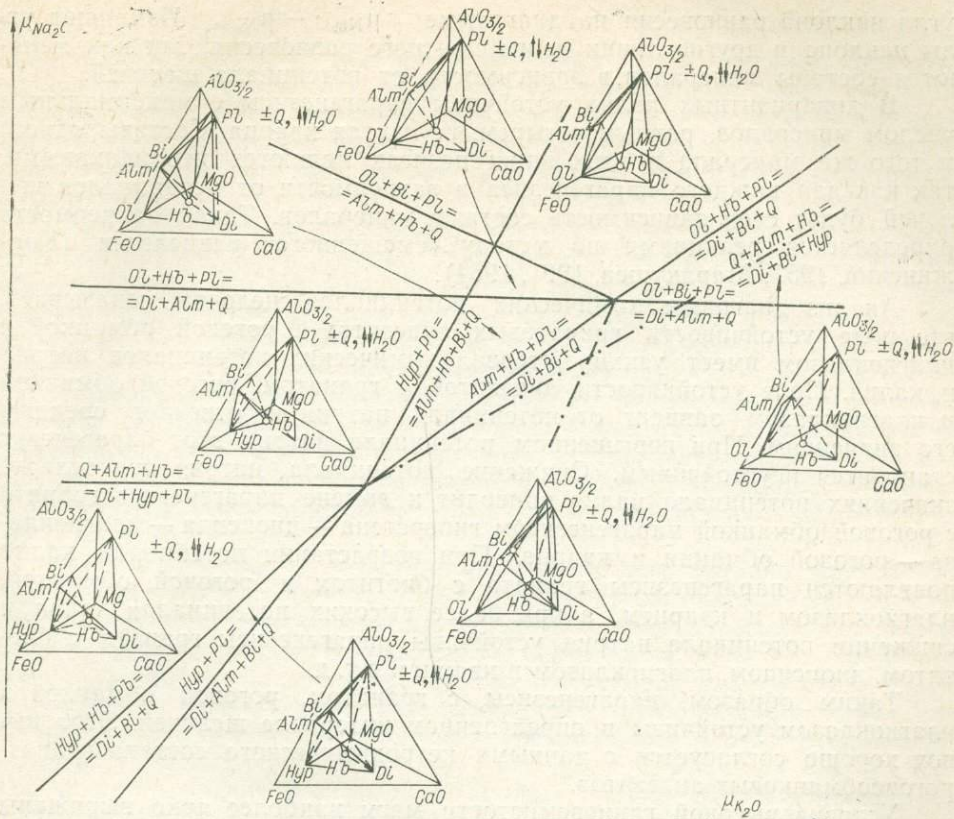


Рис. 27. Диаграмма химических потенциалов щелочей ( $\mu_{\text{Na}_2\text{O}} - \mu_{\text{K}_2\text{O}}$ ) для парагенезисов вкрапленников среднекислых эффузивов. В тетраэдрах показаны возможные вариации составов вкрапленников в различных парагенезисах.

зитов провинции Альмерни в Испании. Примером шестиминеральных парагенезисов являются гранатовые андезиты из вулканических толщ Дальнего Востока. Эта неинвариантная точка отвечает нормальным породам по щелочности.

Состав минералов в первой точке:  $\text{Alm}_{83} - \text{Hyp}_{60} - \text{Di}_{50} - \text{Hb}_{55} - \text{Bi}_{58} - \text{Pl}_{45} - \text{Q}$ .

Вторая неинвариантная точка отвечает условию несколько повышенной щелочности ряда:  $\text{Alm}_{92} - \text{Ol}_{90} - \text{Di}_{61} - \text{Hb}_{63} - \text{Bi}_{76} - \text{Pl}_{25} - \text{Q}$ .

Породы с минералами, близкими по составу первой точке, относятся к андезитам, а составы минералов второй точки — к более кислым породам (дацитам и риодацитам).

Неинвариантные точки соединяются общей линией моновариантного равновесия. Углы наклона этих линий определяются по формуле  $\text{tg } \alpha = \frac{n \text{ K}_2\text{O}}{n \text{ Na}_2\text{O}}$ . Для примера приведем расчет равновесия  $\text{Alm} + \text{Di} + \text{Bi} + \text{Hyp} + \text{Pl} + \text{Q}$ :  $0,4(\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{2,5})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2,8\text{Ca}(\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{0,5})\text{Si}_2\text{O}_6 + 1,9\text{H}_4\text{K}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_3\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{24} + 11,2\text{SiO}_2 + 1,4\text{Na}_2\text{O} = 13,5\text{Mg}_{0,4}\text{Fe}_{0,6}[\text{SiO}_3] + 2,8\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAlSi}_2\text{O}_8 + 1,9\text{K}_2\text{O} + 3,8\text{H}_2\text{O}$ ,  $0,4\text{Alm}_{83} + 2,8\text{Di}_{50} + 1,9\text{Bi} + 11,2\text{Q} + 1,4\text{Na}_2\text{O} = 13,5\text{Hyp}_{60} + 2,8\text{Pl}_{45} + 1,9\text{K}_2\text{O} + 3,8\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{tg } \alpha = 1,36$ . Аналогично рассчитаны остальные пять моновариантных равновесий:  $\text{tg } \alpha = 0$  (Bi);  $\text{tg } \alpha = 0,64$  (Pl);  $\text{tg } \alpha = 1,00$  (Alm);  $\text{tg } \alpha = 0,84$  (Hyp);  $\text{tg } \alpha = 2,07$  (Di). Железистость минералов при переходе из одной неинвариантной точки в другую закономерно изменяется, с чем связано изменение

угла наклона равновесия на диаграмме  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}} - \mu_{\text{K}_2\text{O}}$ . Изменяют углы наклона и другие линии неинвариантного равновесия, так как меняются составы минералов в зависимости от потенциала щелочей.

В дивариантных полях устойчивы парагенезисы с максимальным числом минералов, равным четырем, не считая кварца. Составы одного и того же минерала в этих парагенезисах являются неодинаковыми, так как для каждого парагенезиса в зависимости от потенциала щелочей будет своя зависимость состава минералов. Такая зависимость определяется реакциями по методу «смещенного» равновесия (Коржинский, 1957; Маракушев, 1961, 1964).

Анализ диаграмм химических потенциалов щелочей показывает, что поле устойчивости гранатовых андезитов с роговой обманкой и плагиоклазом имеет узкий интервал химических потенциалов натрия и калия. Поле устойчивости андезитов с гранатом, роговой обманкой и плагиоклазом зависит от потенциала натрия и отвечает средним его значениям. При повышенном потенциале натрия этот парагенезис становится неустойчивым. Снижение потенциала натрия при тех же значениях потенциала калия приводит к замене парагенезиса граната с роговой обманкой парагенезисом гиперстена — диопсида — плагиоклаза — роговой обманки и кварца. При возрастании потенциала калия появляются парагенезисы граната с биотитом и роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем, а при более высоких потенциалах калия и снижении потенциала натрия устойчивы парагенезисы граната с биотитом, диопсидом, плагиоклазом и кварцем и т. д.

Таким образом, парагенезисы с гранатом, роговой обманкой и плагиоклазом устойчивы в определенном интервале щелочей. Этот вывод хорошо согласуется с данными петрохимического состава гранат-роговообманковых андезитов.

Условия высокой глиноземистости магм наиболее ярко выражены в зонах, наложенных на кристаллические массивы (Хингано-Олонойский прогиб, Мулинская зона и др.). В лавах этих зон, как правило, наблюдается дефицит извести, что хорошо фиксируется смещением положения вариационной кривой комплекса на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого, на плоскости  $cSb$  по отношению естественных ассоциаций вулканических пород по Бурри. Дефицит извести в лавах этих зон отражается и в минеральных парагенезисах фенокристов: проявлением более кислых плагиоклазов, не соответствующих нормативным составам лав. Это также выражается уменьшением соотношения  $\text{Ca}/\text{Na}$  ниже 1.

Условия повышенной глиноземистости, недостаток извести магм обусловлены особенностями магматизма, связанного с тектонической активизацией стабилизированных структур, на которые наложены внутриматериковые вулканические зоны. Состав лав, минеральные парагенезисы фенокристов от зоны к зоне испытывают колебания, что обусловлено различиями глубинного строения и условиями магмообразования, в котором принимали участие как подкоровые, так и коровые процессы.

## Глава V

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ И РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНИТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Сравнение данных, приведенных выше, показывает, что вулканические зоны и пояса Дальнего Востока отличаются по глубинному строению, составу и мощности слагающих комплексов. Общим для них явля-

ется приуроченность к глубинным разломам, вдоль которых проходит перераспределение коровых и подкоровых масс, концентрация энергии, изменение мощности коры, интенсивный вулканизм, накопление огромных толщ вулканитов среднекислого состава, формирование рудных месторождений. Разломы служат основными магмоконтролирующими структурами.

Намечается связь вулканизма пояса со структурами растяжения, которые проявились в позднем мезозое-кайнозое по азиатской окраине Тихого океана. Накопление вулканитов происходило в обширных вулкано-тектонических структурах (депрессиях, кальдерах, в приразломных впадинах, грабенах) и связано с деятельностью различных вулканических построек и многочисленных центров извержения.

Внутриматериковые вулканические зоны располагаются в тыловой части Тихоокеанского подвижного пояса. Развитие их и формирование связываются с мезозойской тектонической активизацией восточной окраины Азиатского континента, в результате которой возникли своеобразные впадины тихоокеанской группы (Тектоника Евразии, 1966; Нагибина, 1964; и др.).

Зоны наложены на структуры различной консолидации: кристаллические массивы, складчатые области и т. д. Среди них выделяются вулканические зоны, расположенные на кристаллических массивах, значительно удаленные от Тихоокеанской окраины, и зоны на периферии кристаллических массивов, в участках сочленения его со складчатым мезозойским обрамлением. Они отличаются глубинным строением, активностью вулканических процессов, составом лав и рудной специализацией (табл. 18).

Область развития внутриматериковых вулканических зон характеризуется корой континентального типа, но ее мощность и соотношения гранитного и базальтового слоев различны в каждой зоне.

Вулканические зоны баджальского подтипа расположены на периферии кристаллического массива, частично в области складчатого обрамления. Земная кора здесь утолщена за счет «гранитного» слоя. Резко проявлены отрицательные аномалии силы тяжести, что связано, по мнению геофизиков, с разуплотнением подкорового и нижней части корового вещества (Лишневский, 1969; Белогуб и др., 1971; и др.). Это область развития кислого вулканизма.

К юго-западу от Баджальской зоны сокращается количество кислых вулканитов в разрезе вулканических образований, увеличивается количество средних эффузивов, которые наиболее характерны для тыловых вулканических зон (Средне-Амурская, Мулинская, Тырминская и др.). Так, в Тырминской впадине, которая имеет небольшую мощность земной коры и раздутый базальтовый слой, в разрезе вулканитов преобладают средние эффузивы. В Средне-Амурской зоне в разрезе вулканитов кислые лавы и пирокласты составляют не более трети или четверти объема.

Интенсивность и характер вулканизма в зонах определяются глубинным строением и участием коровых и подкоровых процессов. Сопоставление магматизма в окраинных и внутриматериковых вулканических зонах Дальнего Востока показывает, что начальные этапы вулканизма, как правило, характеризуются андезитовым составом. Масштабы проявления андезитового вулканизма во внутриматериковых зонах и окраинных поясах различны.

Во внутренних зонах средние эффузивы наиболее полно развиты в зонах, где отмечается высокий гравитационный градиент (Тырминская впадина, Хэган и др.). По направлению к складчатому обрамлению средние лавы сменяются кислыми. Зоны кислого вулканизма совпадают с областями разуплотнения подкорового вещества и повышенной мощности коры.

Типы вулканогенных зон Дальнего Востока

Зоны и пояса	Формация, комплекс			Структуры фундамента	Мощность и строение коры	Рудные формации (Au-Sn)	
	состав	возраст, мощность	типы рудопроявлений				
Окраинно-материковый пояс	Сихотэ-Алинский	Андезитовая (андезиты)	K <sub>2</sub> M=1-2 км	Sn, Pb, Zn, В, Mo, W, Au, Cu, Ag	Складчатые структуры Сихотэ-Алиня (палеозой — мезозой)  Вулканогенно-терригенный комплекс (M=10-20 км)	M-25 км. Гранитный слой — 8-10 км, базальтовый — 12-15 км	Близповерхностные, золото-серебряные, олово-полиметаллические
		Липаритовая (игнимбриты, дациты)	K <sub>2</sub> — P M=4-5 км				
Внутриконтинентальные зоны	Верхне-Селенджинская	Андезитовая (андезиты, дациты)	K <sub>1</sub> M=1,0-1,5 км	Au, Hg	Складчатые структуры Монголо-Охотской области (докембрий — мезозой).  Вулканогенно-терригенный комплекс (M=25 км)	M=30-35 км. Гранитный слой — 25 км, базальтовый — 10 км	Средних — малых глубин, золоторудные
		Андезитовая (андезиты)	K <sub>1</sub> M=0,5-1,0 км	W, Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, В			
Внутриконтинентальные зоны	Баджалская	Андезитовая (андезиты)	K <sub>1</sub> M=0,5-1,0 км	W, Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, В	Складчатые структуры Монголо-Охотской области (докембрий — мезозой).  Терригенный комплекс (M=30 км)	M=40 км Гранитный слой — 25 км, базальтовый — 15 км	Оловополиметаллические и серебряные
		Липаритовая (липариты, дациты)	K <sub>1</sub> M=1,5-2 км				

## Средний состав эффузивов вулканических зон Среднего Приамурья

Формация, породы	Количество анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na/K	Na/Ca	Ca/Al	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
<i>Верхне-Селемджинская зона</i>															
Андезитовая андезиты дациты	8	58,76	0,71	16,71	3,07	2,49	0,12	3,92	6,02	3,32	1,85	1,79	0,55	0,36	0,59
	5	66,72	0,47	15,26	1,54	2,43	0,08	2,00	3,15	3,54	3,35	1,06	1,12	0,21	0,66
<i>Баджальская зона</i>															
Андезитовая липаритовая липариты	19	60,95	0,96	16,21	1,30	5,18	0,11	2,35	3,53	3,93	1,83	2,15	1,11	0,22	0,73
	21	71,43	0,34	14,15	0,88	3,05	0,09	0,55	1,77	3,40	3,06	1,11	1,92	0,13	0,88
<i>Тырминско-Гуджинская структура</i>															
Андезитовая андезиты	8	53,51	1,11	17,70	4,76	3,43	0,19	4,41	7,41	3,07	0,71	3,32	0,41	0,42	0,67
<i>Хингано-Олонойская структура</i>															
Липаритовая липариты (Дитмар, 1973 г.)	186	75,20	0,18	12,44	0,89	1,60	0,05	0,18	0,62	2,67	4,82	0,55	4,26	0,05	0,94
<i>Средне-Амурская зона</i>															
Андезитовая липаритовая липариты	12	59,16	0,76	16,26	4,27	2,39	0,10	2,32	5,44	2,91	1,54	1,89	0,54	0,33	0,74
	14	70,79	0,36	13,45	2,09	0,89	0,02	0,59	1,02	3,40	3,75	0,91	3,37	0,08	0,83

Формирование андезитовой формации во внутриматериковых зонах началось еще в юре и продолжалось вплоть до верхнего мела.

Эволюция андезитового вулканизма начинается с более щелочных (латитов) и более кислых андезитов и доходит до пироксеновых андезитов и андезит-базальтов (Сахно, 1964; Федчин, 1964). Отсутствует связь кислых вулканитов с андезитовой формацией. Кислый вулканизм развивался самостоятельно. На треугольных диаграммах эти различия в эволюции выражаются противоположным направлением векторов составов формаций. Антидромный характер в пределах формации (табл. 19) является характерной чертой развития вулканизма тыловых зон.

От зоны к зоне меняется петрохимический состав лав, минеральные парагенезисы вкрапленников. Часто такое изменение, в целом линейное и направленное (Сахно, 1964, 1971), нарушается в некоторых зонах аномалиями, которые, видимо, отражают физико-химические условия генезиса магм, о чем отмечалось в главе о петрологических особенностях. В целом петрохимический состав лав с юго-запада на северо-восток (за исключением зон, совпадающих с областями разуплотнения), от тыловых частей к периферийным участкам закономерно изменяется с увеличением содержания СаО и MgO, возрастанием отношения Na/K. В этом направлении уменьшается железистость и глиноземистость лав

Таблица 20

Среднее содержание ( $n \cdot 10^{-4}$ , %) редких элементов в вулканитах вулканических зон Дальнего Востока

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
B	9,7	4,2	—	5,1	—	1,5	—	2,8	2,5	14,4	7,9	1,1	10,1	39,5	15
F	140	195	202	241	152	—	211	—	—	236	320	203	242	—	500
V	31,0	50,6	16,8	27,9	9,2	12,8	11,2	48,0	33,2	58,8	49,1	4,7	27,7	—	100
Cr	13,7	54,1	23,1	15,0	7,7	17,1	4,9	50,3	27,0	7,0	43,3	6,6	12,3	—	50
Co	3,8	5,1	2,8	3,2	1,2	1,9	1,4	6,3	3,4	7,5	5,1	2,4	3,4	—	10
Ni	5,2	14,4	5,8	3,4	2,6	4,03	3,0	10,6	6,2	5,2	8,8	3,3	5,3	—	55
Cu	35,0	19,9	7,7	4,6	8,2	7,9	7,0	55,0	11,4	6,6	19,8	4,9	10,0	79,5	35
Zn	250	105	87,2	114,8	81,8	86,2	70,1	97,0	75,8	92,5	81,7	67,7	76,5	53,4	72
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17,2	26,5	28,8	24,2	—	20
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	0,5	6,2	0,8	—	0,9
Sn	16,8	5,3	3,0	4,1	3,1	4,0	3,6	4,2	4,5	3,8	3,3	4,3	4,1	10,0	3,0
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,2	3,0	2,7	3,0	—	0,7
W	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	1,6	1,4	1,8	—	1,0
Pb	24,3	8,1	7,9	32,4	10,1	9,2	11,5	8,9	14,1	15,3	8,2	13,6	13,9	31,5	15
Au	0,9	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,2	2,7	43
Ag	24,3	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	55,3	2,7	7,0
Ni/Co	1,4	2,8	2,1	1,1	2,2	2,1	2,1	1,7	1,8	0,7	1,7	1,4	1,6	—	5,5
Ni/V	0,17	0,28	0,35	0,12	0,23	0,31	0,27	0,22	0,19	0,88	0,18	0,7	0,2	—	0,55
Cr/V	0,43	1,1	1,37	0,53	0,83	1,33	0,43	1,05	0,81	0,12	0,88	1,4	0,43	—	0,5
Zn/Pb	10,3	14,2	11,0	3,5	8,1	9,3	5,7	10,9	5,4	6,0	10,0	5,0	5,5	—	4,8

Примечание. 1—2—андезиты андезитовой формации Баджала (1) и Тырмы (2); 3—5—андезиты и трахандезиты Средне-Амурской зоны; 6—9—андезиты Надааньхада-Алиньского пояса (6—Баоцинской впадины; 7—Мулинской зоны; 8—верхне-мелового комплекса Баоцинской впадины; 9—верхнемеловые андезиты Мулинской зоны); 10—12—андезиты Сихотэ-Алиньского вулканического пояса (10—петрозувские, 11—синанчинские, 12—андезиты липаритовой формации (самаргинская свита); 13—среднее по андезитам Сихотэ-Алиньского пояса; 14—андезиты Верхне-Селемджинской зоны; 15—планетарный кларк (Виноградов, 1962).

Содержание Au и Ag дано соответственно  $n \cdot 10^{-7}$ , % и  $n \cdot 10^{-6}$ , %.

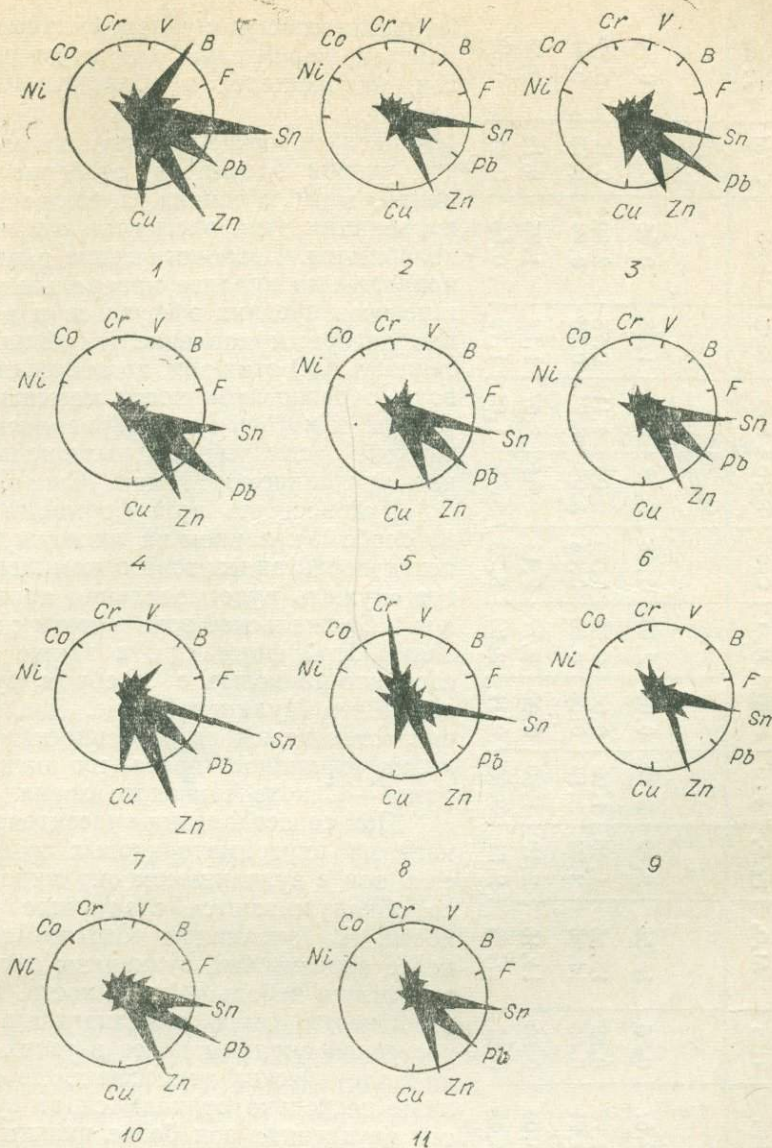


Рис. 28. Распределение редких элементов в эффузивах внутриматериковых вулканических зон.

Липариты: 1 — липаритовой формации Баджальской зоны; 2—4 — Средне-Амурской зоны; 2 — Хэганской структуры, 3 — Цзямусинской, 4 — Вокэньинской вулканодепрессии; 5 — Мулинской зоны; 6 — Баоцинской вулканотектонической структуры; 7—11 — эффузивы андезитовой формации: 7 — Баджальской структуры; 8 — Тырминской вулканодепрессии; 9—10 — Средне-Амурской зоны; 11 — Мулинской зоны.

и т. д. (Сахно, 1971). Такое изменение состава лав отражается в парагенезисе вкрапленников.

Распределение редких элементов в лавах внутриматериковых зон показывает значительные колебания уровня их содержания (табл. 20, рис. 28). Обращает на себя внимание повышенная концентрация олова, свинца, цинка и последовательное снижение его уровня в западном направлении. Наиболее высокая концентрация олова, меди и цинка отмечается для андезитов Баджальской зоны. Корреляционный анализ показал, что прочность связей среди лигофильных, сидерофильных и между ними меняется в определенном направлении. Наиболее высокие корреляции сидерофильных элементов между собой, а также сидеро-

Средний состав пород эффузивных формаций южной части Сихотэ-Алинского звена

Формация, породы, комплексы	Количество анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na/K	Na/Ca	Ca/Al	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
Андезитовая андезиты, синанчинский, петрауевский . . . . .	22	59,57	0,85	15,58	2,82	3,82	0,09	2,08	4,46	2,88	2,09	1,38	0,65	0,29	0,76
Липаритовая липариты, ингмбритовый дациты, сяновский . . . . .	23	72,78 65,21	0,32 0,53	13,55 14,66	1,48 2,03	1,96 3,13	0,06 0,08	0,52 0,98	1,29 3,66	3,08 3,09	4,11 3,21	0,75 0,96	2,39 0,84	0,10 0,25	0,87 0,84
Липарито-дациты, богопольский . . . . .	25	70,06	0,50	14,10	2,10	1,30	0,09	0,77	2,13	3,04	3,07	1,28	1,85	0,15	0,82
Андезитовый, самаргинский . . . . .	17	55,88	0,92	17,36	2,51	3,93	0,11	3,04	5,33	3,48	1,95	1,79	0,65	0,31	0,68

фильных окислов с сидерофильными элементами характерны для вулканических зон, находящихся в областях «базификации».

Геохимические данные показывают, что уровни элементов, особенно олова, цинка, меди и свинца, а также степень корреляции этих элементов значительно колеблются. Петрологические данные, основанные на анализе минеральных парагенезисов средних эффузивов и построения диаграмм давление (глубина) — потенциал K<sub>2</sub>O этих зон, подтверждают выводы о разноглубинности магматических очагов, в которых генерировались андезитовые расплавы в тыловых и периферийных вулканических зонах (Сахно, 1971).

Рудоносность этой формации изучена слабо. Указанием на возможную перспективность андезитового комплекса могут служить рудопроявления полиметаллов в Баджальской зоне в связи с экзотриями этой формации, а также мелкие свинцово-цинковые с серебром рудопроявления в Мулинской зоне. Для сравнения остановимся на особенностях вулканизма окраинного пояса, его южного отрезка — Сихотэ-Алинского звена.

При сопоставлении андезитового вулканизма внутриматериковых вулканических зон с вулканизмом окраинного пояса обнаруживаются следующие особенности. В окраинном Сихотэ-Алинском поясе андезитовый вулканизм сформировал толщи небольшой мощности. Центры извержения были локализованы вдоль восточной окраины пояса в узких вулкано-тектонических депрессиях. По составу лавы несколько отличаются от вулканитов внутренних зон более низким содержанием глинозема, соотношением щелочей и т. д. (табл. 21).

Приведенный аналитический материал по петрохимии и содержанию редких элементов в андезитах дает возможность наметить общие черты магматизма и геохимии этой формации. Намечается разрыв эволюции между андезитовой и последующей липаритовой формациями. Отсутствует преемственность в составе и эволюции вулканизма ранних этапов его проявления со средней и конечной фазами вулканизма. Сравнение средних содержаний редких элементов в андезитах с планетарными (Виноградов, 1962) показывает, что концентрация хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди, бериллия, бора, фтора ниже кларковых (см. табл. 20,



Рис. 29. Распределение редких элементов в породах липаритовой формации Сихотэ-Алинского вулканического пояса. 1—2—липариты приморского комплекса (игнимбритовый).

1—Маргаритовской вулканотектонической структуры, 2—Тернейской вулканической структуры; 3—дациты, липариты, андезиты сияновского комплекса Маргаритовской вулканоструктуры; 4—вулканисты богопольского комплекса Михайловской вулканоструктуры; 5—кислые вулканисты Сихотэ-Алинского пояса (среднее по всем свитам); 6—андезиты (самаргинского комплекса) липаритовой формации Тернейской и Пластунской вулканоструктуры; 7—андезиты андезитовой формации (синачинские и петрозуевские средние эффузивы).

рис. 29). Содержание цинка, олова, вольфрама и тантала выше, а свинца, молибдена близко к кларковому. Отношения сидерофильных элементов значительно отклоняются от нормы и близки к таковым для кислых пород. Отношение  $Zn/Pb$  отклоняется в сторону основных пород. Среди андезитов андезитовой формации наибольшего интереса заслуживает синанчинская свита. Повышенные концентрации олова и цинка, прямые корреляции с сидерофильными элементами свидетельствуют о глубинном источнике этих элементов. Пониженное содержание летучих в андезитовой магме, а также весьма слабая дифференциация указывают на ограниченную перспективность андезитовой формации в отношении оловяного и свинцово-цинкового оруденения. И только в благоприятных структурных условиях, какими могут быть вулканоструктуры со сложной и многофазной историей развития, возможны накопления летучих в промежуточных камерах и локализация оруденения. Примерами таких структур являются вулканоструктуры Фасольная, Щербаковская, Маргаритовская и др.

Кислый вулканизм, пришедший на смену андезитовому, соответствует периоду дифференциальных тектонических движений в пределах зон. Масштабы и время его проявления зависят от тектонического положения зон.

Липаритовая формация во внутриматериковых зонах наиболее мощно развита в Баджальской, Хингано-Олонойской и других вулканоструктурах, отличающихся повышенными мощностями коры, наличием об-

Среднее содержание ( $n \cdot 10^{-4}$ , %) редких элементов в кислых вулканитах вулканических зон Дальнего Востока

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
B	17,1	—	—	2,6	6,4	7,6	5,7	15,5	35,8	137,4	15
F	236	152	—	152	293	232	157	378	179,0	226	800
V	4,3	9,2	8,95	15,1	8,13	28,4	13,8	21,6	30,2	40,0	40
Cr	8,5	7,68	4,34	4,9	9,50	7,9	5,8	10,2	28,6	31,9	25
Co	1,6	1,15	1,47	1,6	1,36	2,3	2,0	2,8	2,6	3,4	5,0
Ni	3,6	2,59	2,26	2,1	2,46	2,6	3,4	3,5	6,2	6,7	8,0
Cu	40,8	8,20	6,58	4,6	8,15	6,2	11,8	9,2	49,5	30,7	20
Zn	272	81,8	63,8	71,0	124	73,9	88,8	114	163,2	179,5	60
Nb	—	—	—	—	30,0	9,5	22,7	28,6	—	—	20
Mo	—	—	—	—	0,8	0,9	0,8	1,2	—	—	1,0
Sn	18,5	3,12	4,09	3,6	5,5	4,42	6,1	7,1	28,6	23,9	3,0
Ta	—	—	—	—	2,5	1,1	2,4	1,7	—	—	3,5
W	—	—	—	—	1,9	1,9	2,3	1,7	—	—	1,5
Pb	25,1	10,10	23,3	22,1	31,1	27,7	24,6	33,7	35,4	33,2	20
Ni/Co	2,3	2,3	1,5	1,3	1,8	1,7	1,7	1,3	2,4	1,9	1,6
Ni/V	0,84	2,8	0,25	0,14	0,3	0,13	0,2	0,16	0,2	0,2	0,2
Zn/Pb	10,8	8,1	2,7	3,2	4,0	2,7	6,00	3,4	4,6	5,4	3,0
Cr/V	1,9	0,8	0,5	0,3	1,2	0,3	0,4	0,5	0,9	0,9	0,6
Au	0,7				5,2			0,9	0,5		4,5
Ag	12,1				55,3			39,0	12,0		

Примечание. 1—2 — липариты Баджальской структуры (1) и Средне-Амурской зоны (2); 3—4 — вулканиты Наданьхада-Алинского пояса; 5—8 — вулканиты Сихотэ-Алинского пояса, приморский комплекс; 5 — Маргаритовской и Фасольной вулканоструктур; 6 — Тернейской и Пластунской структур; 7 — Сняновского комплекса; 8 — богопольского комплекса Михайловской вулканоструктуры; 9 — липариты Амурской структуры; 10 — андезиты Амурской структуры; 11 — планетарный кларк (Виноградов, 1962).

Au и Ag даны соответственно  $n \cdot 10^{-7}$  % и  $n \cdot 10^{-6}$  %.

ластей разуплотнения («гранитации»). Химические составы кислых вулканитов (табл. 22) отличаются высокой глиноземистостью и известковистостью, соотношением натрия и калия и его изменением с востока на запад, увеличением основности лав снизу вверх. Повышенная глиноземистость магм обусловила появление эффузивов с гранатом и роговой обманкой, которые часто встречаются в нижней части толщи.

Распределение редких элементов и параметры корреляции выявили следующие особенности для Баджальской структуры:

1. Все вулканиты характеризуются низким уровнем сидерофильных элементов (см. рис. 29), исключение составляет медь, концентрация которой в два раза выше кларка.

2. Среди литофильных элементов высоким уровнем их содержания отличаются олово и цинк, превышающие кларки в несколько раз; концентрация бора и свинца близка к кларку.

3. Парные корреляции в группе сидерофильных элементов слабо проявлены, разрозненными связями никеля с хромом, кобальтом с ванадием и т. д. Среди литофильных элементов высокая корреляция отмечается для олова и свинца, фтора и олова, олова и меди. Они слагают малое литофильное кольцо из трех элементов — олова, свинца и меди.

4. Корреляционные отношения редких элементов с пороодообразующими окислами проявлены слабо, особенно в группе основных окислов и сидерофильных элементов.

По петрохимическому и геохимическому составу липариты Хэгана и Мулина отличаются от вулканитов Баджальской зоны (см. табл. 19, 22). При сравнении с баджальскими липаритами они характеризуются понижением глиноземистости, увеличением калия и натрия (калий преобладает над натрием), дефицитом извести.

Распределение редких элементов и парные корреляции выявили:

1. Резкий дефицит сидерофильных элементов (в 3—10 раз ниже кларка).

2. В группе литофильных элементов уровень содержания олова, свинца и цинка снижается до кларкового или ниже.

3. Парные корреляции проявлены сильными связями в группе сидерофильных элементов, образующих совокупное кольцо из четырех элементов. В группе литофилов эти связи несколько ниже по уровню и не обладают полной совокупностью. Корреляции сидерофильных и литофильных элементов наиболее полно выражены в Средне-Амурской зоне (Хэган) совокупностью прочных связей всех элементов. В Мулинской они сокращены.

4. Корреляции петрогенных окислов с редкими элементами проявлены прочными связями основных окислов ( $MgO$ ,  $CaO$  и др.) с сидерофильными элементами, литофильных окислов ( $K_2O$ ,  $SiO_2$  и др.) с литофильными элементами.

Проведенный анализ корреляционных связей в лавах липаритовой формации внутриматериковых зон выявил определенное изменение уровня корреляций как среди сидерофильных, так и среди литофильных элементов и окислов. Наибольший интерес представляет группа связей среди таких литофильных элементов, которые составляют рудный профиль. Проявление замкнутых связей в группе олово — свинец — медь с участием бора, совпадающее с повышенным их содержанием в кислых эффузивах Баджальской зоны, является критерием потенциальной рудоносности вулканитов и связанных с ним экструзивных и интрузивных образований. Наиболее высокие уровни корреляции и содержания отмечаются в последних порциях кислой магмы (в экструзиях), что, видимо, является следствием процесса эмационной дифференциации, которая обусловила совместную миграцию и накопление летучих и рудных компонентов. Примечательна высокая корреляционная связь олова с медью, меди со свинцом. Исследования последних лет показали, что в Баджальской зоне выявлены крупные рудопроявления оловополиметаллического профиля с медью. Уровень корреляции олова с медью и свинцом падает к западу от Баджальской зоны (в Хингано-Олонойском прогибе), но возрастает в Амутской вулканической структуре, где известны оловянные месторождения с медью. Отсутствие высоких корреляций в группе сидерофильных элементов в баджальских липаритах при низких их концентрациях составляет особенность этой зоны и, очевидно, имеет генетический смысл.

В Средне-Амурской и Мулинской вулканических зонах корреляции литофильных элементов, особенно олова, резко снижены, но хорошо проявлена связь меди с цинком. Во впадине Хэган корреляции в группе сидерофильных элементов образуют замкнутое кольцо из четырех элементов ( $Ni - Co - Cr - V$ ) с добавлением цинка и фтора. Возможно, с комплексом такого типа парагенетически связаны безоловянные свинцово-цинковые рудопроявления Мулинской зоны.

В окраинном поясе в противоположность внутренним зонам кислый вулканизм проявился наиболее активно. Он сформировал мощные толщи пирокластических пород, среди которых основную часть занимают игнимбриты дацитового и липаритового состава. Анализ петрохимичес-

ких данных пояса (см. табл. 21) показывает, что эволюция состава липаритовой формации в целом имеет антидромный характер, щелочность меняется от калиевых к более натриевым типам пород, усложняется дифференцированность верхних членов формации, появляются трахипариты и трахибазальты, а также ультракислые липариты (Быковская и др., 1971; Сухов, 1967; и др.).

Все эффузивы пояса характеризуются пониженными содержаниями элементов группы железа (ниже кларковых величин в несколько раз). Содержание бора и особенно фтора также ниже кларка. Намечается определенная специализация кислых лав по олову, свинцу и цинку, концентрация которых увеличивается к завершающим этапам кислого вулканизма (богопольские липариты, см. табл. 22, рис. 29).

Корреляционный анализ выявил следующие особенности соотношений редких и петрогенных элементов.

1. Несмотря на низкие уровни элементов сидерофильной группы, они обладают сильными корреляциями между собой и образуют замкнутое кольцо из четырех элементов.

2. Отмечаются сильные корреляции элементов «мантийной» группы (Ni, Co, Cr) с литофильными, особенно с бором.

3. Среди литофильных элементов эта связь проявлена слабо. И только в наиболее поздних липаритах она усиливается, где литофильные элементы образуют совокупные связи в виде замкнутого кольца из четырех элементов с добавлением пятого.

4. Породообразующие основные окислы (MgO, CaO) в липаритах игнимбритовой толщи проявляют высокую корреляционную связь с сидерофильными элементами, а также с отдельными элементами литофильной группы. Высокие корреляции характерны для литофильных окислов ( $K_2O$ ,  $SiO_2$ ) с литофильными элементами, особенно с оловом.

В поздних липаритах высокие корреляционные связи основных окислов с сидерофильными элементами становятся слабыми, усиливаются корреляции в группе литофильных окислов и элементов.

Высокие концентрации олова, свинца, цинка в породах липаритовой формации и особенно в поздних, наиболее дифференцированных структурах при наличии повышенного содержания летучих бора и фтора по сравнению с общим их низким уровнем указывают на высокую перспективность этих комплексов. В связи с этим богопольские липариты и самаргинские андезиты и вулканоструктуры, с которыми они связаны, представляют наибольший интерес в отношении оловянного и свинцово-цинкового оруденения. С богопольскими интрузивными аналогами этих эффузивов связаны оловянные рудопроявления в Березовской, Высокогорской, Якутинской и Ороченской вулканоструктурах. С самаргинскими андезитами верхней части липаритовой формации и экструзивными и дайковыми фациями их связывают свинцово-цинковые рудопроявления в восточной части пояса. Следует указать, что повышенные концентрации вольфрама и особенно молибдена в богопольских и самаргинских андезитах и высокая степень корреляций  $K_2O$ ,  $SiO_2$  с литофильными элементами увеличивают перспективность этого комплекса на поиски вольфрамомолибденового оруденения.

Следует кратко остановиться на возможности выявления геохимических критериев связи оруденения с вулканизмом.

Эффузивные и экструзивные вулкано-плутонические формации вулканических зон Дальнего Востока имеют большое металлогеническое значение. С ними связаны рудопроявления различных металлов, составляющие основной рудный профиль Тихоокеанского подвижного пояса. Исследованиями рудных формаций Дальнего Востока неоднократно отмечалась связь рудопроявлений различных минеральных ассоциаций с экструзивно-интрузивными комплексами, характеризующимися определенным петрохимическим составом, геохимической специализацией, фи-

зико-химическими условиями генерации магм, своеобразным составом пород очагов и т. д. (Радкевич, 1963; Ицксон и др., 1959; Фаворская и др., 1969; Руб, 1971; и др.).

В основе связи оруденения с магматическими образованиями лежат гипотезы об источниках рудного вещества. С одной стороны, предполагается, что высокие концентрации рудного элемента в палингенных гранитоидных массивах заимствуются из осадочно-вулканических толщ фундамента, через которые проходит фронт магмообразования (Руб, 1971, и др.). Постмагматическая деятельность способствовала переносу, концентрации и рудоотложению этих металлов в верхних горизонтах, иногда со значительным отрывом от магматических образований. С другой стороны, в последние годы утвердилась точка зрения о глубинном источнике некоторых металлов, перенос которых в верхние горизонты осуществляется вулканическими процессами, связанными с зонами глубинных разломов, уходящих в мантию. Не вызывает сомнения мантийное происхождение основных и в какой-то мере средних магм и свойственных им высоких концентраций рудных элементов, таких как хром, никель, медь, ванадий и т. д. Что же касается олова, а также свинца, золота и серебра, то в последнее время проявляется все больше и больше фактов (данные изотопного изучения, геохимических исследований и т. д.), говорящих об их глубинном происхождении. Связь оруденения с вулканизмом может быть рассмотрена на примере окраинных и внутриматериковых вулканических зон Дальнего Востока, отличающихся не только структурной позицией, составом и строением, но и рудной специализацией.

Геохимические исследования эффузивных и эффузивно-экструзивных комплексов вулканических зон Дальнего Востока выявили вышекларковые региональные концентрации олова и цинка. Но максимально высокие концентрации этих элементов, особенно олова, отмечаются в лавах Баджальской, Хингано-Олонойской, Амутской и в некоторых западных вулканоструктурах Сихотэ-Алинского пояса, т. е. в тех зонах, для которых наиболее мощно проявился кислый вулканизм и характерны большие мощности коры и области разуплотнения (см. табл. 22). Как правило, для комплексов этих зон свойственны высокая степень дифференцированности и антидромное развитие, при этом максимальные содержания отмечаются для поздних дифференциатов. Здесь известны рудопроявления олова, свинца, цинка. Во втором типе внутриматериковых вулканических зон (Тырминско-Верхне-Селемджинской), характеризующемся значительно сокращенной мощностью коры и преобладанием среднего вулканизма, геохимическая специализация и рудная минерализация значительно отличаются от первой. Несмотря на повышенные содержания олова и цинка, оловянная минерализация не проявлена. Основной характер вулканизма, малая степень дифференцированности магмы, натровый тип магматической серии и постмагматических гидротермальных растворов исключают, наряду с другими факторами, возможность оловянной минерализации вулкано-плутонических образований. Здесь проявлена золоторудная специализация магматических комплексов.

Известно, что помимо высоких концентраций рудных элементов в магмах и их сильной дисперсии как показателя рудоносности комплекса критериальное значение имеют корреляционные связи этих металлов. В основе таких представлений лежат стехиометрические соотношения элементов и окислов модели среды магмообразования определенного состава, в условиях которых происходило выплавление расплава. В связи с этим возможны варианты, когда корреляционные соотношения элементов среды магмообразования будут сохраняться или трансформироваться в результате наложенных процессов с появлением новых. Это относится не только к пороодообразующим окислам и элементам, но и

в равной степени к рудным и редким элементам, составляющим металлогенический профиль данной зоны. Безусловно, характер корреляционных соотношений в первую очередь определяется генезисом магм, так как при продвижении фронта магмообразования снизу вверх будут вовлекаться породы нижних частей коры и осадочно-метаморфического комплекса фундамента. При палингенезе заимствование некоторых элементов из осадочных и других пород фундамента могут обогащать расплавы.

В качестве примера рассмотрим два типа вулканических зон Среднего Приамурья и окраинный Сихотэ-Алинский пояс.

Одним из основных факторов, определяющих профиль в Верхне-Селемджинской и Баджальской зонах и Амутской структуре, является геохимическая специализация пород фундамента. Так, золотой профиль Верхне-Селемджинской зоны — следствие высоких концентраций редких элементов в осадочных и осадочно-вулканических породах фундамента (Моисеенко, Михайлов, Сахно, 1974). Эта связь должна иметь большое значение в условиях, благоприятствующих перераспределению золота и частично серебра при вулканических и поствулканических процессах.

На примере Верхне-Селемджинской зоны хорошо видно, что такая преемственность имела место; это согласуется с представлениями о большой роли ассимиляционных процессов при магмогенерировании. Доля ассимиляционных явлений увеличивается при эволюции вулканизма от основных к кислым фазам извержений. Анализ распределения золота и серебра в вулканитах этой зоны (Моисеенко и др., 1974) показывает, что концентрация их возрастает от комплекса к комплексу (табл. 23). Минимальные содержания этих элементов отмечаются для андезитов начальных фаз извержения, возрастают в последующих фазах и, наконец, максимальные характерны для интрузивных образований самых поздних фаз внедрения. Золотая минерализация связывается здесь с субвулканическими и малыми интрузиями и локализуется в полях гидротермально-измененных пропилитизированных пород существенно натрового типа с альбитом. Повышение концентрации элементов

Таблица 23

Содержание золота и серебра в вулканитах эффузивных формаций Дальнего Востока

Тип	Формация, зоны, комплексы	Au, 10 <sup>-7</sup> %	Ag, 10 <sup>-6</sup> %	Au·1000 Au+Ag	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O} \cdot 100$
Внутриаматериковый	Андезитовая						
	Баджальская	0,9	24,3	3,7	3,78	1,63	63,2
	Тырминская	1,5	1,5	99,0	3,22	0,88	79,3
	Верхне-Селемджинская						
	комплекс весь	1,3	3,8	34,1	3,40	1,90	64,9
	андезиты	0,9	2,7	32,3	—	—	—
	дациты	1,8	3,9	45,9	—	—	—
Окраинный	Вулкано-плутонический (двориты, гранодиориты)	3,6	17,0	20,7	2,95	3,05	49,2
	Липаритовая						
	Баджальская	0,7	12,1	5,8	3,57	3,11	53,4
	Андезитовая						
Окраинный	Петрозуевский и си- начинский	4,2	55,3	7,5	3,0	2,54	55,3
	Липаритовая						
	Игнимбритовый	5,2	55,3	9,3	3,53	3,76	5,43
	Свяновский	4,7	67,6	6,9	3,71	3,38	81,6
	Самаргинский	2,3					
	Богопольский	0,9	39,0	2,3	4,07	2,94	60,1

к поздним фазам отражает процесс вертикальной миграции магматических очагов и мобилизации их из пород фундамента при коровом палингенезе, особенно кислых серий вулканоплутонической фации.

В вулканических зонах с кислым вулканизмом (баджальский подтип) концентрации золота низкие как для кислых, так и для основных членов этой серии. Возрастает количество серебра (Moiseenko et al., 1973; Моисеенко и др., 1974). Отношение Na/K сдвигается в сторону калия (см. табл. 22).

В окраинном поясе высокие концентрации золота и серебра характерны для нижних членов андезитовой и липаритовой формаций и постепенно снижаются при эволюции вулканизма. В богопольском комплексе они минимальны (см. табл. 23). В наиболее дифференцированных комплексах (сияновский) концентрации золота испытывают резкие вариации. Отношение Au/Ag значительно ниже, чем во внутриматериковых вулканитах за счет высокого содержания серебра. Наблюдается прямая связь между содержанием золота и серебра и количеством калия в лавах.

Таким образом, намечается определенная металлогеническая специализация вулканитов в вулканических зонах Дальнего Востока: оловополиметаллическая (Баджальская зона), золотая (Верхне-Селемджинская — Тырминская) и золото-серебряная и оловополиметаллическая (в окраинном поясе). С помощью статистического метода, используя корреляционный анализ, была сделана попытка выявить геохимические критерии связи некоторых типов рудной минерализации с вулканизмом. Эти данные показывают, что существует зависимость между типами оруденения и корреляционными соотношениями элементов рудного профиля и петрогенными окислами.

В баджальском подтипе зон, как указывалось выше, отмечаются высокие концентрации олова, цинка, бора, меди. Здесь известны рудопроявления оловополиметаллического типа с турмалином и халькопиритом. Корреляционные связи наиболее высоки между Sn — Cu, Sn — Pb, Sn — Zn. Критериальной в этих зонах является связь Sn — Cu. Но если в Баджальской зоне она чуть выше средней, то в Амутской структуре ее уровень самый высокий (0,86). Характерны отрицательные корреляции бора с элементами мантийной группы (Ni, Co, Cr, Mg и т. д.) и его индифферентность с медью. В этих двух зонах среди рудной минерализации отмечаются парагенезисы оловосодержащих минералов с халькопиритом и турмалином.

Корреляционные зависимости золота и серебра (табл. 24) дают возможность оценить степень их связи с другими элементами. Отсутствует прямая корреляция золота с никелем, кобальтом и др. В андезитах еще сохраняется низкая степень корреляции с ванадием, но уже в липари-

Таблица 24

Корреляция золота и серебра с редкими петрогенными элементами в липаритах Баджальской зоны

Элемент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	-0,400	-0,444	0,132	-0,736	0,187				
Ag		0,733	0,990		0,841	0,401	0,855	-0,223	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								-0,225	-0,989
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,351	0,991
FeO								0,544	0,602
CaO								-0,782	
MgO								-0,645	0,480
Na <sub>2</sub> O								0,010	-0,809
K <sub>2</sub> O								-0,211	0,445

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах Верхне-Селемджинской зоны

Элемент	Ni	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au	-0,168	0,087	0,295	0,401	0,941	0,023		
Ag		0,572	0,243	0,593	0,741		0,667	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							-0,319	-0,300
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							-0,342	
FeO							-0,366	
MgO							-0,367	-0,433
Na <sub>2</sub> O							0,130	0,228
K <sub>2</sub> O							0,481	0,638

тах она отрицательная. Среди петрогенных окислов у золота отрицательная корреляция с феррическими, прямая — с натрием и калием в андезитах и незначительная и обратная в липаритах. Серебро коррелируется несколько иначе. С одной стороны, оно имеет прямые связи с мантийными элементами, а с другой — с литофилами. Высока связь его с оловом, свинцом и калием.

Во втором типе внутренних зон (верхне-селемджинский тип) корреляционный анализ позволил установить сильные связи золота с литофилами (Sn, Pb, Zn) и натрием и полное отсутствие таковых с мантийными элементами, несмотря на их вышекларковые содержания (табл. 25, Моисеенко и др., 1974).

В вулканитах окраинного пояса, как упоминалось выше, геохимические исследования выявили вышекларковые содержания олова, свинца, цинка, вольфрама и отчасти молибдена. Наивысшие уровни концентрации этих элементов отмечаются в кислых дифференциатах (см. табл. 22), а также в структурах, тяготеющих к резкому раздву «гранитного слоя» и увеличению мощности коры (Березовская, Якутинская и др. структуры). Корреляционный анализ вулканитов выявил высокую степень связи Sn—Pb, Sn—Zn, Pb—Zn, Zn—Cu, Pb—Cu, составляющих основной рудный профиль Сихотэ-Алинской зоны, в которой известны оловополиметаллические рудопроявления. Выявляется высокая степень корреляций золота с калием в лавах и экструзивах, но она наиболее высока в зонах измененных пород. Для комплекса в целом отмечаются высокие корреляционные связи между элементами мантийной группы (Ni, Co, V, Mg), а также с рудными (Sn, Zn, Pb). Золото и частично серебро коррелируются в этих комплексах с Ni, Cu, Mg (табл. 26). В кислых дифференциатах эти связи усложняются: появляются корреляции феррических элементов с литофильными (табл. 27—29).

Весьма важное значение в распределении золота и серебра в магматической и поствулканической стадиях имеют щелочи (рис. 30). В вулканитах внутренних зон с ростом содержания натрия увеличивается концентрация золота; в окраинном поясе увеличение золота связывается с ростом калия (Моисеенко и др., 1974). Особенности корреляционных связей, отмеченные выше, наследуются в поствулканическом и рудном процессах. Месторождения золотой убогосульфидной формации, ассоциирующие с вулканитами окраинного пояса, отличаются от месторождений малосульфидной формации внутренних зон значительно меньшим отношением Na/K в рудах и наличием высоких корреляций золота с элементами мантийной группы (V, Cr, Mn, Mg), низкой пробностью, т. е. отношением Au/Ag, а также менее натровым составом жидкой фазы включений в кварце продуктивных горизонтов (Моисеенко и др., 1974).

Таблица 26

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в породах андезитовой формации Сихотэ-Алинской зоны

Элемент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Zn	Au	Ag
Au	-0,387		0,562		-0,550			
Ag	0,760	0,906	0,530	0,784		0,369	0,271	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,486	0,529
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,163	-0,459
FeO							0,630	0,833
MgO							0,397	0,739
Na <sub>2</sub> O							0,420	0,713
K <sub>2</sub> O							-0,371	-0,275

Таблица 27

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в липаритах игнимбритового комплекса

Элемент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	Au	Ag
Au		-0,249	0,509						
Ag	0,480	0,487	0,195	0,475	0,297	0,534	0,785	0,252	
MgO								0,150	
Na <sub>2</sub> O								0,315	
K <sub>2</sub> O								0,109	0,340

Таблица 28

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах самаргинского комплекса

Элемент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	An	Ag
Au		-0,599	0,224	-0,633	0,710	0,838	0,616		
Ag	0,650	0,704		0,853	-0,462	-0,445		-0,409	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,677	-0,383
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,847	-0,475
FeO									0,615
CaO								0,314	0,266
MgO								0,246	0,452
Na <sub>2</sub> O								-0,611	-0,238
K <sub>2</sub> O								-0,738	0,524

Таблица 29

Корреляция золота и серебра с редкими и петрогенными элементами в вулканитах богоспольского комплекса

Элемент	Ni	Co	Cu	V	Sn	Pb	Zn	An	Ag
Au	0,384	0,205			-0,160	-0,422			
Ag		0,227	0,393	0,209	0,884	0,622	0,671	-0,310	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,839	-0,532
FeO									-0,500
CaO								0,210	
Na <sub>2</sub> O								0,211	-0,118
K <sub>2</sub> O								0,080	0,203

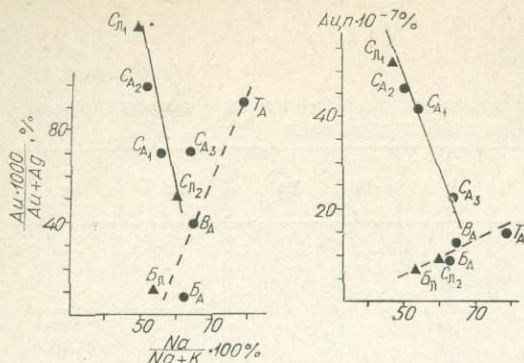


Рис. 30. Зависимость содержания золота ( $Au \cdot n \cdot 10^{-7}$ , %) и соотношения золото/серебро  $\frac{Au \cdot 1000}{Au + Ag}$ , % от щелочности  $\frac{Na}{Na + K} \cdot 100$ , % (Монсеенко и др., 1974).

Вулканические комплексы Сихотэ-Алинского пояса:  $C_{A1}$  — андезитовой формации,  $C_{A2}$  — андезиты липаритовой формации (самаргинский комплекс),  $C_{Л1}$  — игнимбриды липаритовой формации (игнимбритовый комплекс),  $C_{Л2}$  — кислые вулканы липаритовой формации (богопольский комплекс),  $C_{A3}$  — дациты, андезиты липаритовой формации (сияновский комплекс); породы внутриматериковых зон:  $T_A$  — андезиты андезитовой формации Тыринской структуры,  $B_A$  — андезиты андезитовой формации Баджальской зоны,  $B_{A1}$  — андезиты, дациты Верхне-Селемджинской зоны,  $B_{Л1}$  — липариты, дациты липаритовой формации Баджальской зоны.

Таким образом, корреляционные соотношения позволяют, с одной стороны, выявить характер связи между элементами рудного профиля и установить парагенетические типы минерализации, а с другой — по степени связи между элементами различных групп (мантийных, литофильных и т. д.) судить наряду с другими факторами о глубине и условиях их формирования.

На примере распределения золота и корреляционных связей с другими элементами в окраинном поясе и во внутриматериковых зонах можно сделать предположение о двух источниках этого металла: о коровом во внутренних зонах и глубинном в окраинном, что согласуется с петрологическими выводами о генезисе кислых вулканитов в двух типах Дальнего Востока.

## Глава VI

### ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Происхождению магм в настоящее время уделяется большое внимание, так как с этим связаны не только теоретические представления по многим разделам геологии (петрологии, рудным месторождениям, источникам рудного вещества), но также вопросы прикладного характера и, прежде всего, по прогнозам поисков рудных полезных ископаемых, ассоциирующих с магматическими комплексами. Эта сложная проблема рассматривалась с геологических, геохимических, петрологических и экспериментальных позиций. Если генезис базальтоидных магм сейчас у большинства геологов не вызывает сомнения, то в вопросе о происхождении пород известково-щелочной серии нет единства. Безусловно, это относится к тем регионам, в которых идея кристаллизационной дифференциации происхождения особенно кислых расплавов не может быть принята ввиду несоответствия объемов основных и среднекислых пород.

Для решения некоторых вопросов генезиса вулканитов, а также критериев их рудоносности применены методы математической статистики (Миллер и Кан, 1962; Ahrens, 1964; Shaw, 1961; и т. д.). В связи с этим нет необходимости подробно останавливаться на значении и процедуре математического анализа. Следует заметить, что применимость того или другого метода вытекает из поставленной задачи. Для статистики петролого-геохимических данных наиболее удобен метод линейных

связей (корреляций) и факторный анализ, подробно описанный Р. Миллером и Дж. Каном (1965). Эти исследователи указывают, что метод корреляционных зависимостей, характеризующий пару каких-либо признаков, является следствием сильной генетической связи или родства. Поэтому следует ожидать, что признаки, которые группируются вокруг такой пары, также будут сильно зависимы (Миллер, Кан, 1962). Применение метода линейных зависимостей (корреляций) в данной работе характеризует различные связи элементов (Ni, Co, Cr, V), свойственных для базальтоидов, имеющих мантийный источник, а также степень зависимостей и корреляций среди элементов литофильной группы, связанных с верхней частью литосферы, а поэтому их высокие корреляции могут служить признаком корового палингенеза. Эти различия типов корреляционных зависимостей проявляются при сравнении корреляционных профилей, построенных с помощью факторного анализа, где корреляционные коэффициенты  $r_1, r_2, \dots, r_n$  заменены величиной  $z$ , а  $z$  получается при преобразовании  $z = 1/2 \ln \left( \frac{1+r}{1-r} \right)$ . Статистика  $\frac{z_1 - z_2}{\sqrt{\frac{1}{N_1 - 3} + \frac{1}{N_2 + 3}}}$ ,

где  $z_1$  и  $z_2$  — оценка корреляций  $r_1$  и  $r_2$ ,  $N_1$  и  $N_2$  — число наблюдений, и сравнение двух связей с различными  $N$  возможны с помощью указанной выше методики.

Анализ петро- и геохимических данных выявил черты сходства и различия двух типов вулканических комплексов. Различия особенно видны при сравнении геохимических профилей, построенных с помощью факторного анализа. Это позволило высказать гипотезу о различном генезисе кислых магм рассматриваемых регионов.

Для сравнения рассмотрены не только вулканические зоны Среднего Приамурья, но и окраинно-материковый Сихотэ-Алинский пояс, который резко различен по структурному и глубинному строению, а также по составу слагающих его вулканитов.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс расположен вдоль современной береговой линии Японского моря. Он является составной частью большой вулканической структуры, которая протягивается от Чукотки до Юго-Восточного Китая по восточной окраине Азиатского материка более чем на 11 тыс. км. Сихотэ-Алинский пояс сформировался вдоль зоны планетарных разломов, протягивающихся по материковому склону континента в позднемезозойско-кайнозойское время. Эта зона разломов разделяет две области складчатости: западную (мезозойскую) и восточную (кайнозойскую). Сочленение этих областей наблюдается только на Северо-Востоке СССР, в бассейне р. Анадырь, где оно фиксируется зоной разломов на материке, вдоль которой протягивается пояс ультрабазитов. Разлом хорошо фиксируется геофизическими аномалиями силы тяжести, резким подъемом поверхности Мохо. Мощность коры сокращена до 30—25 км, базальтовый слой преобладает над гранитным. С запада пояс сочленяется со структурами фундамента по системе протяженных разломов. Здесь и отмечается резкое увеличение мощности коры до 37 км и возрастание гранитного слоя до 15 км. Формирование пояса связано с вулканической деятельностью в сенонское время. Начальные фазы извержений сформировали толщу андезитового состава, которая выделяется в андезитовую формацию. В позднесенонское время вулканизм проявился мощным извержением кислых пирокластов (игнимбритов) больших объемов (игнимбритовый комплекс). Вулканизм позднемезозойского — кайнозойского возраста сформировал контрастную серию, представленную пирокластами и лавами дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава.

Кислые, средние и основные лавы и пирокласты находятся в отношении 10:2:1. В северном направлении это отношение сдвигается в сторону увеличения доли основных и средних лав. Нижний игнимбритовый

комплекс, составляющий 70—80% кислых вулканитов пояса, отличается устойчивостью петрохимического и геохимического состава (см. табл. 21).

Из вулканитов щелочноземельной серии пояса породы этого комплекса характеризуются наиболее высокой кремнекислотностью, щелочностью, высоким отношением  $K/Na$ , которое остается постоянным по простиранию и по разрезу игнимбритовой толщи. Лежащая выше контрастная серия представлена лавами среднего, основного и кислого состава. Средние и кислые лавы находятся в равных соотношениях, но преобладают дациты и липарито-дациты. Эволюция кислых вулканитов серии проявлена последовательным снижением кремнекислотности, глиноземистости, увеличением роли натрия и известковистости. Таким образом, намечаются две тенденции в развитии вулканизма пояса на тройной диаграмме  $Na - K - Ca$  и  $Mg - Fe^{2+} - Fe^{3+}$ ; вариационные линии игнимбритовой и контрастной серии имеют различное направление эволюции, что дает основание предполагать наличие двух не связанных между собой источников генерации магм, питавших вулканические центры и сформировавших эффузивно-пирокластические толщи: более раннюю (игнимбритовую) и позднюю (контрастную).

Следует кратко остановиться на характере эволюций вулканических процессов в вулканических зонах с преимущественным развитием кислых вулканитов, так называемых «гранитизированных» (Баджальская, Эзопская, Хингано-Олонойская структуры и др.), и в вулканических зонах, в которых отсутствуют кислые разности пород или они резко сокращены (Тырминская, Верхне-Селемджинская и др.). Химический состав пород этих зон отражен в табл. 19.

Намечается эволюция состава кислой серии в зонах первого подтипа («гранитизированных»): от кислых разностей (липаритов) к более основным (дацитам). В зонах с преимущественным развитием андезитового вулканизма эта эволюция более сложная — от андезитов и андезито-дацитов к андезито-базальтам, а затем снова к липаритам. На тройной диаграмме вариационные линии этих комплексов имеют различное направление, что подтверждает предположение о различных очагах, питавших вулканы андезитовой и липаритовой линий (Сахно, 1964; Федчин, 1964).

Еще более интересны геохимические данные по этим комплексам, особенно характер распределения редких элементов и их ковариации между собой. Как уже говорилось, анализ этих данных позволяет установить подобие и различие в распределении микроэлементов в породах, что может отражать степень генетического родства магматических образований. Построение корреляционных профилей является графическим отображением результатов факторного анализа (рис. 31—33).

Удалось установить, что по уровням концентраций редких элементов в кислых вулканитах обеих зон можно выделить несколько групп элементов. К первой группе относятся такие элементы, как олово, свинец, цинк, в распределении которых намечается тенденция к увеличению их содержания к конечным дифференциатам, а концентрации их повсеместно выше кларка (Turkian, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962). Наиболее высокие концентрации олова во внутриматериковых зонах (Баджальской) связываются некоторыми исследователями с процессами ассимиляции пород фундамента при продвижении фронта магмообразования к поверхности (Руб, 1971, и др.). Кроме того, для вулканитов этих зон отмечаются высокие концентрации бора и меди (см. табл. 20, 22).

К следующей группе относятся золото и серебро, содержание и распределение которых в зонах имеют различные тенденции (Moiseenko, et. al., 1973). Во внутриматериковых зонах (Верхне-Селемджинская, Баджальская, Тырминская и др.) концентрации золота повышаются от начальных фаз к завершающим при высокой концентрации этого элемента в осадочно-метаморфических комплексах фундамента. В окраин-

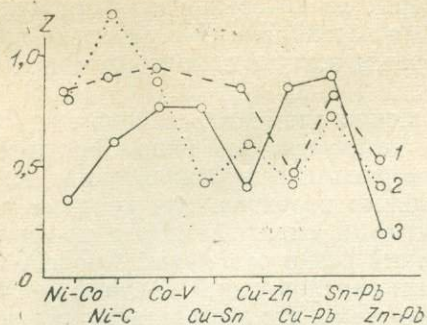


Рис. 31. Корреляционные профили, построенные с помощью факторного анализа (Миллер и Кан, 1965).

Липариты: Сихотэ-Алинского пояса (1), Средне-Амурской (2) и Баджалской (3) зон.

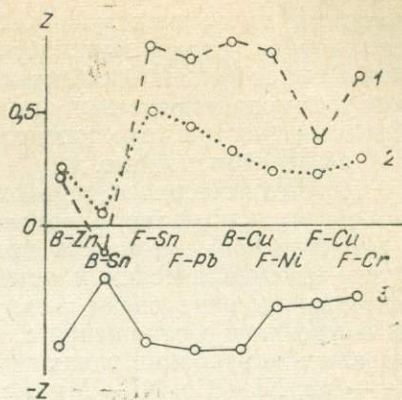


Рис. 32. Диаграмма корреляционных соотношений аксессуарных элементов и элементов газовой фазы в кислых магмах.

Сихотэ-Алинского пояса (1), Средне-Амурской (2) и Баджалской (3) зон.

ном поясе (Сихотэ-Алинском) эта закономерность обратная; концентрация элемента снижается к заключительным фазам извержений. В осадочных толщах фундамента содержание значительно ниже такового в породах фундамента внутриматериковых зон (ниже кларковых).

К третьей группе относятся элементы «мантейного профиля» (Ni, Co, Cr, V). Их уровень различен в кислых лавах двух типов зон (см. табл. 22). В окраинных зонах он ниже или близок к кларку, во внутриконтинентальных (Баджал, Хинган) — ниже кларковых в несколько раз (Turekian, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962).

Корреляционный анализ, сделанный для данных пород по методу, описанному выше, выявил два типа связи. 1. Высокую степень корреляций элементов сидерофильного профиля (Ni, Co, Cr, V) с литофилами (Sn, Pb, Zn и В) в лавах окраинного пояса. В дифференциатах заключительных этапов вулканизма высокие связи утрачены в группе сидерофилов. 2. Полное отсутствие корреляций среди элементов «мантейного профиля» в вулканитах внутриматериковых зон. Корреляционные профили (см. рис. 31, 32) показывают различный характер связи в вулканитах внутриматериковых зон. Они значительно отличаются как между собой, так и при сравнении с профилями окраинного пояса (см. рис. 33), для различных звеньев которого отмечаются черты сходства.

Следует очень кратко остановиться на петрогенетическом значении линейных корреляций для вулканитов. В основе любых петрологических построений лежат модели определенного химического состава. Так, происхождение базальтоидов связывается с плавлением субстрата либо пироксенитового, либо ультраосновного или эклогитового минерального состава. Поэтому в основу корреляций между петрогенными и редкими элементами положена минеральная среда, из которой выплавляется магма, т. е. соотношения между порообразующими оксидами минеральных фаций, представленных парагенезисами оливина, пироксена, плагиоклаза, граната и т. д. (фации гарцбургитовая, лерцолитовая, эклогитовая и др.). Теоретические корреляции

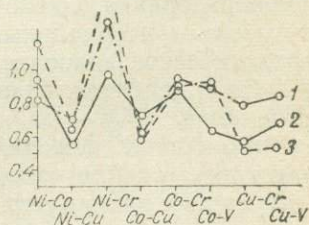


Рис. 33. Диаграмма корреляционных соотношений элементов сидерофильного и литофильного профилей в вулканитах Чукотско-Катазиатской структуры. 1 — липариты и дациты Сихотэ-Алинского пояса; 2 — липариты Охотского пояса; 3 — дациты Чукотского пояса.

выводятся из соответствующих моделей субстрата при учете избирательного, котектического или частичного плавления. При этом на них накладываются физико-химические факторы, из которых главными являются взаимодействия между химическими потенциалами в расплаве подвижных и инертных компонентов и твердым остатком, кристаллизационная дифференциация и т. д.

Но стехиометрические взаимоотношения элементов в корреляционных связях, как правило, сохраняются, хотя несколько видоизменяются. В качестве примера можно привести корреляции в базальтоидах двух групп — в океанических и континентальных толеитах, для которых характерны высокие связи между элементами сидерофильного профиля, но их уровни и соотношения с литофилами резко различны. Ключевыми оказались корреляции таких петрогенных окислов, как  $Al - Na$ ,  $Si - Na$ ,  $Mg - Na$ ,  $Ni - Co$ ,  $Ni - Mg$  и т. д. Характерно, что эти соотношения при влиянии других факторов видоизменяются, но основная ячейка сохраняется.

Стехиометрические соотношения выводятся не только для породообразующих окислов из модели минеральных фаций среды, но также и для микроэлементов на основании имеющихся данных по содержанию редких элементов в ксенолитах ультраосновных пород, которые могут представлять вещество субстрата. Соотношения в ксенолитах и базальтах показывают, что модель какой-либо одной минеральной фации не может полностью объяснить появление смешанных корреляционных связей в базальтоидной и щелочноземельной серии, в частности в некоторых комплексах вулканитов Дальнего Востока. Для базальтоидов корреляционные связи, свойственные ультраосновным моделям, сильно затушеваны и усложнены, едва проявляются через «сеть» связей габброидной модели, т. е. первичные выплавки с сильными корреляциями между мантийными элементами частично разорваны более поздними процессами фракционирования в расплаве уже в условиях коры.

В основе линейных корреляций корового магматизма лежат модели, в которых проявлены корреляции литофильных элементов. Как полагают некоторые исследователи (Белоусов и др., 1974; и др.), упрощенной моделью для расчета теоретических взаимоотношений корреляций могут служить минеральные фации плагиоклаз-пироксенового состава. Безусловно, эта модель является приблизительной, так как среда зоны генерации палингенных магм более сложная и неоднородная по составу.

Линейные корреляции окислов в кислых лавах, связанных с коровым магматизмом, несут устойчивые положительные связи в группе литофильных элементов и, как правило, редкие разрозненные корреляции среди элементов мантийного профиля. Таким образом, стехиометрические соотношения между элементами наследуются от среды фронта магнообразования. Следовательно, в какой-то степени эти соотношения могут быть критериальными при решении вопроса о генезисе или иметь петрологическое значение. Так, высокие корреляции  $Al - Mg$ ,  $Al - Na$ ,  $Mg - Ca$  в щелочных базальтах отражают фазовый состав среды магнообразования ( $Mg - Ca$  и др.), возможность устойчивости щелочных алюмосиликатов (нефелина или лейцита) в расплаве ( $Al - Na$ ,  $Al - K$ ), возможность оценки уровня магногенерации ( $Al - Mg$ ).

В кислых вулканитах появление высоких корреляций, свойственных базальтоидным расплавам, или корреляции «литофильной модели» имеет глубокий петрогенный смысл.

В качестве примера могут быть рассмотрены корреляции в вулканитах Дальнего Востока. Для внутриконтинентальных вулканитов характерны разрозненные связи или отсутствие их в группе мантийных элементов (табл. 30). Более полно представлены корреляции среди литофилов. В редких случаях проявлены связи мантийных и литофильных элементов. Таким образом, эти соотношения ближе к коровой моде-

Параметры распределения и корреляции элементов в липаритах Баджальской зоны  
( $n=18$ ,  $\rho=0,42$ )

Элемент	Ni	Co	Cu	V	B	F	Sn	Pb	Zn
Cr	0,62		0,72						
V		0,72							
Sn			0,61						
Pb			0,69				0,78		
Zn		0,75			-0,62				
SiO <sub>2</sub>		-0,57		-0,80					
FeO	0,56	0,84		0,61					0,51
MgO		0,48		0,80					
CaO			0,50			-0,64	0,63	0,85	

ли, хотя и не исключается влияние «габброидной» минеральной фации, что может свидетельствовать о начале генерации кислых расплавов на уровне нижней коры в условиях «базальтового слоя».

Для окраинных вулканитов характерны высокие уровни корреляций в группе сидерофилов (табл. 31), которые отличаются наибольшей полнотой этих связей между собой, с подключением к ним литофильных элементов (Fe, Sn). Корреляционные соотношения парных парагенезисов петрогенных и редких элементов несут реликты ультраосновной модели и частично «габброидной», видоизмененных последующими процессами. Это наиболее свойственно для поздних комплексов (богопольского), в которых помимо линейных парагенезисов «минеральной среды» существенное значение имели физико-химические факторы (кислотно-основное взаимодействие, кристаллохимическое сродство и т. д.), расшатавшие прежние связи.

Таким образом, рассмотрев особенности петрохимического и минерального состава, характер распределения микроэлементов и их корреляционной связи в вулканитах различных зон Дальнего Востока, можно отметить, что существует зависимость состава от их структурного положения (Сахно, 1964, 1971; Сахно, Лаговская, 1971). Как уже отмечалось выше, изучение петрохимии пород дает возможность установить важное петрогенное значение таких потенциалов, как CaO, NaO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, и связать их с составом минеральных парагенезисов вкрапленников. Это позволяет использовать парагенетический анализ Д. С. Коржинского (1957) для выяснения физико-химических условий формирования

Таблица 31

Параметры распределения и корреляции элементов в липаритах игнимбритового комплекса Сихотэ-Алинского пояса ( $n=22$ ,  $\rho=0,36$ )

Элемент	Ni	Co	Cu	Cr	V	B	F	Sn	Pb
Co	0,75								
Cu	0,74								
Cr	0,97	0,71	0,59						
V	0,79	0,81							
Sn			0,59						
Pb						0,40			
Zn			0,38					0,63	0,51
SiO <sub>2</sub>	-0,65	-0,81			-0,77		-0,46	0,42	
FeO	0,68	0,71		0,45	0,58		0,45	-0,49	
MgO	0,59	0,71			0,69		0,44		
CaO	0,38	0,61		0,46	0,41		0,40	-0,45	

пород. С этой целью были рассмотрены индикаторные парагенезисы роговая обманка — гранат — плагиоклаз и т. д. (Сахно, Лаговская, 1971). Для кристаллизации граната, как установлено петрохимически и на основании анализа диаграмм, необходимы условия высокой глиноземистости, недостаток извести и определенный режим щелочей.

Высокая глиноземистость магм наиболее ярко выражена в зонах, наложенных на кристаллические массивы. В лавах этих зон, как правило, проявлен дефицит извести, что хорошо иллюстрируется на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого смещением вариационной кривой вправо на плоскости  $cSb$  по отношению естественных ассоциаций по Бурри (Заварицкий, 1950). В меньшей степени это проявлено и в других зонах, т. е. глиноземистость и известковистость-натровость контролируются структурным положением, составом фундамента наложенной вулканической зоны. Это доказывает большое значение ассимиляционных процессов при формировании магматических расплавов, производных которых являются вулканы андезитовой формации внутриматериковых зон, в различной степени «загрязненных» коровым материалом. Степень «загрязнения» коровым материалом хорошо выявляется при анализе распределения редких элементов в магматических образованиях различного этапа внедрения. Увеличение их концентрации к заключительным фазам в субвулканических и малоглубинных камерах, с одной стороны, подтверждает процесс ассимиляции интрузиями корового материала, с другой — согласуется с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов с выходом их на поверхность. Извержение игнимбритов и постоянная пространственная и генетическая связь игнимбритовой толщи с малоглубинными массивами интрузивных тел и экструзий, наблюдаемая в зонах с развитым игнимбритовым вулканизмом и ассоциированным с ним магматизмом, подтверждают эту гипотезу. Примером таких зон и массивов являются Баджальская зона с кислыми игнимбритами и массивом верхне-урминских гранитоидов, Эзопская зона с эзопским массивом гранитоидов, малоглубинные и субвулканические тела с экструзиями Верхне-Селемджинской зоны и т. д.

Модель корового палингенеза логично объясняет большие объемы кислых расплавов, извергнутых в вулканических зонах с повышенной мощностью земной коры (гранитного слоя), характеризующихся гравитационными минимумами, мощной зоной разуплотнения (Баджал, Эзоп), а также особенности геохимического и петрохимического состава, специфику корреляционных связей петрогенных и малых элементов. Таким образом, происхождение кислых магм во внутриматериковых вулканических зонах (Баджал, Эзоп, Хингано-Олоно) связывается с палингенезом, а андезитовый вулканизм — в «базифицированных» зонах, особенно магматическая его фаза, несет черты ассимиляционного процесса.

В Сихотэ-Алинском вулканогене данные химического состава, характера распределения микроэлементов, соотношения мощности извергнутых масс позволяют судить о несколько ином происхождении магм. Прежде всего, соотношения объемов средних и кислых вулканитов свидетельствуют о явном преобладании последних для южного отрезка. Если учесть особенность глубинного строения — сокращенную мощность «гранитного» слоя и резко увеличенного «базальтового» слоя, то от представления о происхождении кислых магм с позиций палингенеза, приемлемых для внутриматериковых зон, следует отказаться.

Во-первых, отсутствует прямая корреляция между мощностью земной коры и большим объемом извергнутых кислых вулканитов. Здесь она скорее обратная. Во-вторых, высокая глиноземистость и дефицит извести, характерные признаки внутриматериковых вулканитов, в лавах окраинного пояса либо отсутствуют, либо значительно снижены. В-третьих, отсутствуют такие фации вулканитов, как гранат-роговообманковые, гранат-диопсид-роговообманковые и другие, для кристаллизации

которых необходимы условия высокой глиноземистости, которые более вероятны при ассимиляции пород фундамента.

Более того, несмотря на локальные изменения соотношений средних и основных лав, а также строения фундамента зон, в целом для всего Сихотэ-Алинского вулканогена характерна устойчивость петрографических, петрохимических и геохимических особенностей (например, игнимбритовый и богопольский комплексы). Об этом же свидетельствуют данные распределения редких элементов. Отмечается устойчивая корреляция в группе мантийных элементов и их связь с литофилами (Sn, Pb, Zn). Анализ типов корреляционных связей не только для Сихотэ-Алинского звена, но и для Охотского и Чукотского выявил их идентичность, что позволяет предполагать генетическую близость условий происхождения лав в окраинном поясе.

Учитывая все эти особенности, видимо, более вероятно связывать происхождение средних и кислых лав с мантийными зонами генерации, возможно, с селективным плавлением (Грин, Рингвуд, 1968; Куширо, 1973). Видимо, повышенная мощность базальтового слоя в основании пояса и мощный кислый вулканизм взаимосвязаны и являются следствием подкоровых процессов. Безусловно, коровая ассимиляция имела место, так как игнимбритовый вулканизм был многоэтапным, а магмы — водогазонасыщенными с выходом очагов на поверхность.

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

---

- Aug<sub>40</sub> — авгит  
Alm<sub>72</sub> — альмандин (гранат) и его железистость  
Bi<sub>52</sub> — биотит и его железистость  
Di — диопсид  
Ep — энстатит  
Fs — ферросилит  
Hyp — гиперстен  
Hb<sub>49</sub> — роговая обманка и ее железистость  
Mt — магнетит  
Ol — оливин  
Or<sub>85</sub> — калиевый полевой шпат и количество ортоклазовой  
компоненты  
Pl<sub>40</sub> — плагиоклаз и его номер  
Pig<sub>37</sub> — пижонит  
Q — кварц  
Wo — волластонит

- Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролов В. М. Линейные корреляции порообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое истолкование. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 34—43. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 75).
- Белый В. В., Тильман С. М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 17—26.
- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— «Материалы ВСЕГЕИ», 1956, вып. 1, с. 5—12.
- Белогуб В. Н., Шапочка Н. И., Романовский Н. П. Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—284.
- Быковская Е. В., Блюмштейн Э. И. Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алинской подвижной области.— В кн.: Тр. 1-го Дальневост. петрограф. совещания. Владивосток, 1971, с. 99—105.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Волков В. И. Геологическое строение и состав Яуринских куполовидных вулканов (Хингано-Баджалский пояс).— «Тр. лаборатории палеовулканологии», 1963, вып. 2, с. 102—117.
- Говоров И. Н., Благодарева Н. С., Дербаремдикер М. М. и др. Распределение акцессорных элементов в интрузивных и постмагматических образованиях Вознесенского рудного района.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 97—104.
- Голубева Э. Д. Статистические методы при количественном спектральном анализе горных пород и минералов контрастного химического состава.— «Журнал прикладной спектроскопии», 1972, т. 19, вып. 4, с. 567—570.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного порядка.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—132.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Ицкион М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы палеовулканизма. М., «Наука», 1962, с. 361—364.
- Ицкион М. И., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. Оловородные месторождения Малого Хингана.— «Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия», 1959, т. 27. 342 с.
- Коржинский Д. С. Открытые системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1949а, № 2, с. 3—14.
- Коржинский Д. С. Термодинамические потенциалы открытых систем и пример их применения в геохимии.— «Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР», вып. 19, 1949б, с. 5—19.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основные анализы парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 194 с.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья.— «Мин. сб. Львов. геол. об-ва», 1958, № 12, с. 280—296.
- Куширо И. Частичное плавление перидотитов при высоких давлениях и происхождение магмы.— В кн.: Тр. Международного геохим. конгресса. Т. 1. М., «Наука», 1973, с. 37—48.
- Лишневецкий Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 21—32.
- Маракушев А. А. Факторы минеральных равновесий при метаморфизме.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 4, с. 3—12.

- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов. М., «Наука», 1964, с. 119—136.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 5—72.
- Маркова В. Г. Тектоническая природа и тип вулканических поясов (на примере Центрального Казахстана и Востока СССР).— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, с. 37—43.
- Менард Г. У. Геология Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Сахно В. Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск, «Наука», 1974, 100 с.
- Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965, 482 с.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964, с. 268—283.
- Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., 1963. (Тр. ИГЕМ, вып. 98). 210 с.
- Палатник Л. С., Ландау А. И. К теории равновесия гетерогенных многокомпонентных систем.— «Докл. АН СССР», 1955, вып. 102, № 1, с. 125—129.
- Пушаровский Ю. М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 238—241.
- Радевич Е. А. Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., 1963, с. 203—221.
- Ротман В. К. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, с. 187—192.
- Руб. М. Г. Рудоносные гранитоиды советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ним оруденения.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 49—51.
- Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере Мяо-Чанского района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 11, с. 21—41.
- Сахно В. Г. К вопросу о происхождении игнимбритов и туфолав меловых вулкано-генных толщ юга Дальнего Востока.— «Тр. лабор. вулканологии», 1961, вып. 20, с. 143—150.
- Сахно В. Г. Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части Северо-Восточного выступа Китайской платформы.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. М., «Наука», 1964, с. 186—202.
- Сахно В. Г. Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и вопросы происхождения некоторых типов пород.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 296—311.
- Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу происхождения ксенолитов ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 8, с. 43—55.
- Сахно В. Г., Лаговская Е. А. Минеральные фации гранатовых андезитов и дацитов позднемезозойских эффузивов Дальнего Востока и условия их формирования.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 312—331.
- Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 8, с. 76—92.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР, 1963, 157 с.
- Смирнов А. М. Особенности развития области стыка Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса.— В кн.: Материалы 1-й Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960, с. 34—36.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1949, 331 с.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. С. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области.— «Мин. сб. Львов. геол. об-ва», 1955, № 9, с. 316—319.
- Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экстрезивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 45—56.
- Уоркер Ф., Польдерварт С. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—182.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Сов. геология», 1959, № 3, с. 3—26.

- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 2, с. 3—30.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— «Тр. ИГЕМ», 1956, вып. 7. 304 с.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Наука», 1969, 264 с.
- Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М., «Наука», 1964. 151 с.
- Фремд Г. М. Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 20—38.
- Хаин В. Е. Тектонические типы вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 9—20.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. М., «Наука», 1964, с. 101—107.
- Шеймани Ю. М. К истории Синийского щита.— «Проблемы советской геологии», 1937, № 7, с. 552—564.
- Шеймани Ю. М. К истории Синийского щита.— «Проблемы советской геологии», оруденения. М., Изд-во АН СССР, 1957, 280 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 8).
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000, под ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000), под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966.
- Ahrens L. H. Element distribution in igneous rocks — VII. A reconnaissance survey of the distribution of  $\text{SiO}_2$  in granitic and basaltic rocks.— “Geochim. Cosmochim. Acta”, 1964, vol. 28, No 3, p. 271—290.
- Burri Conrad. Neue Beiträge zur Kenntnis der granatführenden Cordieritandesites vom Hoyazo bei Nijar (Provinz Almeria, Spanien). Schweizerische Min. und Petrographische Mitteilungen, Bull. XVI, 1936.
- Carmichael J. S. E. The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses.— «Min. Mag.», 1960, vol. 33, No 260, p. 394—403.
- Kodera M. et al. Character granatov z Burzova a Pomjasla.— “Geol. sb. Slov. Akad. vied”, 1957, vol. VIII, No 2, p. 273—305.
- Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.— “J. Geol.”, 1963, vol. 71, No 6, p. 773—784.
- Kuno H. Study of orthopyroxenes from volcanic rocks.— «Amer. Min.», 1954, vol. 39, No 1—2, p. 30—46.
- Moiseenko V. G., Mikhailov M. A., Sakhno V. G. Gold-silver mineralization in connection with volcanism (on the example of the Far-East USSR). Internat. Sympos. on Volcanism and Association Metallogenesis. Bucharest, 1973, p. 130—133.
- Larsen E. S. and coauthors. Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado.— “Amer. Min.”, 1936, vol. 21, p. 679—701; 1937, vol. 22, p. 889—905; 1938, vol. 23, p. 227—257, 417—429.
- Le Maitre P. W. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— “Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1962, vol. 73, No 11, p. 1309—1340.
- Shaw D. M. Element distribution law in geochemistry.— “Geochim., Cosmochim. Acta”, 1961, vol. 23, No 1—2, p. 116—134.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust.— “Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1961, vol. 72, p. 175—192.
- Verhoogen I. Thermodynamic of a magmatic gas phase. Univ. of California publ.— “Bull. Depart. Geol. Sci.”, 1949, vol. 28, No 5, p. 91—95.
- Yamasaki Masao. Garnier from volcanic rocks.— “J. Geol. Japan.”, 1958, vol. 64, p. 231—240.
- Zorkovský B. Petrografico-chemická povaha granátickéhe andezitu od Zahradného (Sedikart) na Vychodnom Slovensku. Geolog. sborn. Slov. Acad. Vied. R. III, C. 2, 1952; R. IV, C. 3—4, 1953; R. VII, C. 3—4, 1956, p. 329—331.

Введение . . . . .	3
Глава I. Некоторые особенности вулканизма западной части Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	5
Глава II. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Среднего Приамурья . . . . .	9
Глава III. Петрохимический состав пород позднемезозойских эффузивных комплексов . . . . .	34
Глава IV. Ассоциации вкрапленников позднемезозойских эффузивов вулканических зон Дальнего Востока и физико-химические условия их формирования . . . . .	58
Глава V. Некоторые вопросы геохимии и рудоносности вулканитов Дальнего Востока . . . . .	72
Глава VI. Петро- и геохимические аспекты проблемы происхождения вулканитов Дальнего Востока . . . . .	88
Литература . . . . .	97

**Владимир Георгиевич Сахно**

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

Ответственный редактор  
**Федор Григорьевич Федчин**

Редактор Т. А. Семенова, Г. А. Есева  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник В. С. Голле  
Технический редактор Т. К. Овчинникова  
Корректор Т. Л. Комракова

Сдано в набор 10 марта 1975 г. Подписано к печати 16 декабря 1975 г. МН 12318. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 2, 6,25 печ. л., 8,8 усл. печ. л., 8,5 уч.-изд. л. Тираж 950 экз. Заказ № 466.  
Цена 85 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

### ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
4	12 сверху	Деников	Денисов
76	1 снизу	$n \cdot 10^{-7}, \%$ и $n \cdot 10^{-6}, \%$	$n \cdot 10^{-7} \%$ и $n \cdot 10^{-6} \%$

В. Г. Сахно. Вулканические зоны Среднего Приамурья.

Цена 85 коп.

1603

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ