



*ВУЛКАНИЧЕСКИЕ  
ПОЯСА  
ВОСТОКА АЗИИ*

---

ГЕОЛОГИЯ  
И  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва 1984

**Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984.**

Работа посвящена характеристике вулканических поясов Восточной Азии. Рассматриваются различные типы поясов, их магматизм и металлогения. Показано, что наиболее контрастно в пределах региона выделяются следующие типы вулканических поясов и зон: геосинклинальные (офиолитовые); вулканические пояса островных дуг; пояса областей тектоно-магматической активизации; окраинно-континентальные. Образование вулканических поясов на восточной окраине Азии происходило многократно, обнаруживая пространственную и временную зональность по отношению к впадине Тихого океана, что объясняется спецификой зоны перехода от океана к континенту. Освещаются общие вопросы эволюции магматизма и оруденения в вулканических поясах.

Для специалистов по геологии и металлогении вулканических поясов, студентов геологических вузов.

Табл. 108, ил. 100, библиогр.: 911 назв.

Ответственный редактор

**А.Д. Щеглов**

Редакционная коллегия:

И.З. Бурьянова, Н.П. Васильковский,

И.Н. Говоров, С.А. Щека

**Volcanic belts of eastern Asia.** Moscow: Nauka, 1984.

The monography is devoted to the characteristic of volcanic belts of eastern Asia. Different types of belts, their magmatism, and metallogeny are considered. The following types of volcanic belts and zones are shown to be distinguished within the region: geosynclinal (ophiolitic); volcanic belts of island arcs; belts of the areas of tectonic-magmatic activization and marginal-continentals belts. The formation of volcanic belts at the eastern margin of Asia proceeded repeatedly, exhibiting spatial and temporal zoning with respect to the Pacific basin, which is a specific feature of the transitional zone from the ocean to the continent.

Tables 108, fig. 100, references: 911 items.

Editor-in-Chief

**A.D. Shcheglov**

Editorial board:

I.Z. Burjanova, N.P. Vasilkovskij,

I.N. Govorov, S.A. Csheka

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	5
<b>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ</b>	
<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ РАЗНЫХ ТИПОВ</b>	
<i>Глава 1. Классификация вулканических поясов, принятая в работе</i> (А.Д.Щеглов) .....	7
<i>Глава 2. Краткая характеристика фундамента вулканических поясов</i> (А.М.Смирнов, П.В.Маркевич, М.А.Мишкин, И.В.Мишкина, М.В.Мартынюк) .....	12
<i>Глава 3. Протовулканические пояса и зоны раннего докембрия</i> (М.А.Мишкин, П.Г.Недашковский, О.В.Авченко, И.В.Козырева) .....	21
<i>Глава 4. Геосинклинальные (офиолитовые) вулканические пояса</i> .....	45
Типы поясов (С.А.Щека) .....	45
Пояса на мощной первично океанической коре (тип IБ)	48
Пекульнейская зона (С.С.Зимин, Э.И.Юсим) .....	48
Вывенско-Ватынская зона (С.С.Зимин, А.Г.Грановский, Э.И.Юсим) .....	54
Валангинско-Кумрочская зона (С.С.Зимин, З.Г.Бадрединов) .....	62
Пояса на первично континентальной маломощной коре (тип IIA)	65
Дмитриевская зона (С.А.Щека) .....	67
Себучарская зона (С.А.Щека) .....	70
Хасанско-Гродековская зона (А.А.Вржосек) .....	72
Алучинская зона (С.С.Зимин, С.В.Гайденко) .....	76
Корякская зона (С.С.Зимин) .....	77
Куюльская зона (С.С.Зимин) .....	80
Карагинско-Олюторская зона (С.С.Зимин) .....	82
Зоны Юго-Западной Японии (А.А.Вржосек) .....	84
Ольдое-Охотский пояс (В.В.Раткин) .....	85
Пояса на мощной континентальной коре (тип IIB)	87
Сихотэ-Алинская зона (А.А.Вржосек, С.А.Щека) .....	87
Восточно-Сахалинская зона (С.А.Щека) .....	95
Пояс Симанто (Япония) (А.А.Вржосек, С.А.Щека) .....	96
Пенжинская зона (С.А.Щека) .....	97
Пояса Вьетнама (В.В.Раткин) .....	97
Краткие выводы (С.А.Щека) .....	98
<i>Глава 5. Вулканические пояса островных дуг</i> .....	99
О типах островных дуг и стадиях их формирования (И.Н.Говоров, С.В.Высоцкий) .....	99
Алеутский вулканический пояс (С.В.Высоцкий) .....	105
Вулканические пояса Камчатки (Е.Д.Петраченко) .....	109
Курильский вулканический пояс (Г.И.Говоров, И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, А.А.Цветков) .....	123
Вулканические пояса Японии (А.И.Ханчук) .....	134
Вулканический пояс западной части Филиппинских островов (С.В.Высоцкий) .....	136
Палеоостровные вулканические пояса .....	139
Кони-Тайгоносский пояс (В.П.Симаненко, В.Г.Сахно) .....	139
Самаргинский пояс (В.П.Симаненко) .....	146
Западно-Сихотэ-Алинский пояс (Ф.Г.Федчин, Л.А.Изосов, Н.Г.Мельников, В.П.Сорока) .....	151
Краткие выводы (И.Н.Говоров) .....	158
<i>Глава 6. Вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации</i> .....	160
Вулканические зоны на древнем докембрийском консолидированном субстрате .....	162
Тырмо-Гуджальская зона (В.Г.Сахно) .....	163
Хингано-Олонойская зона (В.Г.Сахно) .....	164
Средне-Амурский пояс (В.Г.Сахно) .....	166
Наданыхада-Бикийский пояс (В.Г.Сахно) .....	169
Восточно-Гиринская зона (В.Г.Сахно) .....	172
Пояса Большого Хингана (В.Г.Сахно) .....	173
Вулканические зоны Кореи (И.З.Бурьянова) .....	178
Пограничные вулканические зоны и пояса .....	179
Зоны обрамления Буреинского массива (В.Г.Сахно, С.О.Максимов) .....	179
Вулканические пояса Северо-Востока СССР (И.З.Бурьянова) .....	193
Вулканические зоны на геосинклинальном основании .....	196
Зоны восточного обрамления Буреинского массива (В.Г.Сахно, С.О.Максимов) .....	197
Зоны Сихотэ-Алия (В.С.Иванов, И.З.Бурьянова, В.В.Поповиченко) .....	209
Некоторые общие выводы по вулканическим поясам и зонам областей тектоно-магматической активизации (В.Г.Сахно) .....	220

<b>Глава 7. Крайне-континентальные вулканические пояса</b> . . . . .	224
Охотско-Чукотский вулканический пояс . . . . .	225
Охотский сектор (В.П.Симаненко) . . . . .	226
Западно-Охотский сектор (Ф.Г.Федчин, С.Н.Залевский, А.Г.Куличенко, Г.Н.Федчина) . . . . .	233
Центрально- и Восточно-Чукотский секторы (В.Г.Сахно, В.Ф.Полин) . . . . .	238
Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс . . . . .	260
Северный сектор (В.Г.Сахно, Ю.А.Мартынов, В.К.Попов) . . . . .	260
Центральный и южный секторы (И.Н.Говоров, В.П.Симаненко, Ф.Г.Федчин) . . . . .	278
Южно-Корейский вулканический пояс (И.З.Бурьянова) . . . . .	291
Восточно-Китайский вулканический пояс (И.З.Бурьянова) . . . . .	292
Краткие выводы (И.Н.Говоров) . . . . .	294

<b>Глава 8. Неоген-четвертичные вулканические плато</b> (С.А.Щека) . . . . .	295
--	-----

<b>Глава 9. Вулканизм приконтинентальных окраин дна Тихого океана</b> (С.А.Щека) . . . . .	302
--	-----

## ЧАСТЬ ВТОРАЯ

### ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОКА АЗИИ

<b>Предварительные замечания</b> . . . . .	310
--	-----

<b>Глава 10. Вулканические пояса Востока Азии в структурах Тихоокеанского сегмента Земли</b> (А.Д.Щеглов) . . . . .	310
--	-----

<b>Глава 11. Глубинное строение фундамента вулканических поясов и его влияние на их формирование и эволюцию вулканизма</b> (В.И.Шульдинер, К.С.Шашкин, С.В.Высоцкий, И.Н.Говоров, А.И.Ханчук) . . . . .	314
---	-----

<b>Глава 12. Геодинамические условия формирования крайне-континентальных вулканических поясов</b> (В.П.Уткин) . . . . .	328
---	-----

<b>Глава 13. Основные закономерности эволюции вулканических поясов</b> . . . . .	352
Геосинклинальные (офиолитовые) пояса (С.А.Щека) . . . . .	352
Пояса островных дуг (Т.И. Фролова, В.Т. Фролов, И.А. Бурикова, А.В. Гушин) . . . . .	354
Континентальные пояса (И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, В.Г. Сахно, В.П. Симаненко, Э.Б. Кулешова) . . . . .	373

<b>Глава 14. Особенности геохимии вулканических поясов</b> (В.П.Симаненко, С.А.Щека, Г.И.Говоров) . . . . .	379
---	-----

<b>Глава 15. Основные черты металлогении вулканических поясов</b> . . . . .	385
---	-----

Геосинклинальные (офиолитовые) вулканические пояса (С.А.Щека) . . . . .	386
Вулканические пояса островных дуг (Е.Д.Петраченко) . . . . .	388
Вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации (П.Г.Коростелев, В.Г.Сахно) . . . . .	392
Крайне-континентальные вулканические пояса (В.Г.Хомич) . . . . .	400
Некоторые металлогенические особенности вулканических поясов как отражение общих процессов рудообразования в земной коре (А.Д.Щеглов) . . . . .	410

<b>Глава 16. Металлогенические провинции и зоны, связанные с вулканическими поясами Востока Азии</b> (Е.А.Радкевич) . . . . .	415
---	-----

<b>Глава 17. Геологическая история Восточно-Азиатской системы вулканических поясов</b> (Н.П.Васильковский) . . . . .	427
--	-----

<b>Глава 18. Некоторые тектоно-магматические аспекты формирования вулканических поясов Востока Азии</b> (А.Д.Щеглов, С.А.Щека, В.И.Шульдинер) . . . . .	458
---	-----

<b>Заключение</b> (А.Д.Щеглов) . . . . .	467
--	-----

<b>Литература</b> . . . . .	476
-----------------------------	-----

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение процессов палеовулканизма с каждым годом привлекает все большее и большее внимание исследователей. Сегодня уже признано, что вулканизм в развитии нашей планеты играет особую роль. Все четче вырисовываются многочисленные самостоятельные аспекты общей проблемы вулканизма Земли. Это и важные вопросы связи процессов вулканизма с рудообразованием, вулканических и осадочных процессов, образования вулканических поясов и т. д. Стало совершенно очевидным, что без всестороннего познания процессов палеовулканизма в настоящее время невозможно решить кардинальные проблемы строения и развития нашей планеты. Оказалось, что процессы вулканизма неразрывно связаны с формированием различных слоев земной коры и во многом определяют их развитие; кроме того, вулканические образования разного времени оказываются тонкими индикаторами глубинного строения Земли. Изучение вулканических процессов в большей степени, чем познание интрузивных явлений магматизма, раскрывает особенности развития геологических структур разных масштабов — от планетарных до локальных. Очень важную в прикладном отношении роль процессы вулканизма играют в образовании месторождений различных полезных ископаемых, при этом буквально с каждым годом выясняется все большее значение вулканизма в формировании различных групп месторождений, в особенности связанных с осадочно-вулканогенными процессами и континентальным вулканизмом.

Перечисленные обстоятельства послужили главным стимулом к выполнению настоящей работы, посвященной характеристике геологии и металлогении вулканических поясов Востока Азии. Как известно, этот огромный регион является ареной интенсивного проявления процессов палеовулканизма, практически во все геологические периоды; Восток Азии, и прежде всего восточные районы нашей страны, представляет собой сложную мозаику тектонических блоков различного типа и возраста, где структуры континентальной коры граничат с океаническими, что позволяет проследить эволюцию вулканизма в пространстве и во времени и выделить различные генетические типы вулканических поясов, наметив их связь с разными тектоническими структурами и сферами Земли.

Здесь, на Востоке Азии, очень четко вырисовывается и металлогеническая специализация вулканических поясов, изучение и познание которой имеет важное практическое значение. Интенсивность проявления вулканизма на территории Востока Азии огромна; в пределах СССР вулканические структуры, не считая их образований на дне внутренних морей и западной части Тихого океана, слагают около 50% всей площади региона (с учетом развития формаций всех типов и разного возраста).

Иными словами, для Востока Азии и восточных районов нашей страны, примыкающих к акватории Тихого океана, вулканические процессы являются характерным элементом их геологического развития.

Именно все это вместе взятое и побудило коллектив Дальневосточного геологического института Академии наук СССР обобщить материал по вулканизму Востока Азии, и прежде всего по восточным регионам Советского Союза. Предлагаемая читателю работа состоит из двух частей: в первой излагается фактический материал по геологии и петрологии вулканических поясов разных типов, во второй обсуждаются общие вопросы геологического развития и металлогении вулканических поясов Востока Азии, рассматриваются некоторые теоретические аспекты проявления вулканизма и связанных с ними рудных процессов в западной части Тихоокеанского сектора Земли.

Книга создана большим коллективом исследователей Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР, долгие годы проводившего изучение вулканических поясов притихоокеанских регионов Советского Союза. Их вклад в данную работу, подводящий определенный итог личным исследованиям каждого, отражен в оглавлении монографии. Предлагаемое исследование имеет некоторые особенности. Во-первых, следует подчеркнуть, что одной из его главных задач было изложение фактического материала по конкретным вулканическим поясам, с тем чтобы читатель смог непредвзято судить об особенностях развития каждого из них и правомочности отнесения авторами работы вулканических поясов к той или иной генетической группе. Не все вулканические пояса охарактеризованы с одинаковой степенью детальности, что связано, прежде всего, с различной полнотой их изучения, отражающей, как правило, степень геологического познания той или иной структуры на сегодняшний день. Естественно, что для ряда поясов в работе приводится трактовка фактического материала с позиций авторов работы, которая в ряде случаев отличается от уже принятых представлений других исследователей; по-видимому, это нельзя считать недостатком работы. Вторая ее особенность состоит в том, что в монографии основное внимание уделено вулканическим поясам, развитым на территории СССР и в меньшей степени на зарубежных территориях, где, впрочем, вулканические пояса имеют, как правило, подчиненное по отношению к другим структурам развитие и нередко представлены только фрагментами более крупных и протяженных вулканических структур, основная часть которых проявлена на площади нашей страны (например, Восточно-Азиатский вулканический пояс).

Наконец, третья особенность работы состоит в том, что при характеристике конкретных вулканических поясов авторами использован большой фактический материал других исследователей, что отражено в соответствующих ссылках на их публикации. В то же время в работе отсутствуют широкие обзоры работ по различным вопросам большой и сложной проблемы палеовулканизма и сокращены до минимума ссылки на обобщающие работы. Это связано с необходимостью соблюсти заданный объем работы и, кроме того, с тем, что повторение основных положений уже ранее опубликованных работ не должно превращать новое исследование в широкую компиляцию, как это, к сожалению, характерно для многих научных публикаций последних лет, состоящих наполовину, а то и более из пересказа выводов других авторов. Конечно, настоящая монография базируется на многочисленных работах других исследователей, прежде всего отечественной вулканической школы. Среди них следует отметить в первую очередь известные работы (по геологии и металлогении вулканических поясов) Г.М. Власова, Н.А. Шило, М.И. Ициксона, Е.И. Устиева, Г.М. Фрема, внесших особо заметный вклад в изучение вулканических поясов Тихоокеанского сегмента Земли, а также исследования И.В. Лучицкого, С.Н. Иванова, А.И. Семенова, П.М. Хренова, В.Е. Хаина, Г.Т. Шаталова, В.М. Москалевой, В.Ф. Белого, В.И. Ротмана, В.А. Баскиной, Г.Н. Горецкой, К.И. Дворцовой и многих, многих других (по общим и частным вопросам палеовулканизма). Особое значение для понимания вопросов связи процессов рудообразования с вулканизмом имеют работы В.И. Смирнова, Н.А. Шило, Г.С. Дзюценидзе, Г.А. Твалчрелидзе, В.Н. Котляра, М.А. Фаворской, Г.Ф. Яковлева, М.М. Василевского и др. Именно работы этих исследователей заложили прочный фундамент советской палеовулканической школы, показав огромное значение процессов вулканизма для формирования месторождений разных типов.

Конечно, изучение закономерностей проявления вулканических процессов в земной коре не может быть осуществлено в настоящее время без учета новых представлений, развиваемых школой Геологического института АН СССР, о превращении коры океанического типа в континентальную, о времени и стадиях этого сложного процесса, фиксируемых комплексами определенных пород и формаций (А.В. Пейве, А.Л. Яншин, Ю.М. Пушаровский, М.С. Марков, А.Л. Книппер и др.) и, подчеркнем (!), неодинаково понимаемых разными исследователями. Авторы настоящей работы надеются, что предлагаемое вниманию читателя исследование выполнит по крайней мере две цели — обобщит новый фактический материал по вулканическим поясам Востока Азии и даст определенную его генетическую интерпретацию. Если эти цели будут осуществлены даже и в неполной мере, то главная задача книги будет достигнута. Кроме того, авторы полагают, что практические рекомендации, содержащиеся в работе, по направлению поисковых исследований должны привлечь внимание производственных геологических организаций.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ  
И ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ  
РАЗНЫХ ТИПОВ

ГЛАВА 1

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ,  
ПРИНЯТАЯ В РАБОТЕ

В этой главе не ставится задача рассмотреть все известные классификации вулканических поясов. Этому вопросу посвящены достаточно многочисленные публикации последних лет. Среди них ведущее место занимают работы, прежде всего, крупнейших знатоков геологии восточных районов нашей страны — Г.М. Власова (1980), Н.А. Шило и др. (1974), М.И. Ициксона, Красного Л.И. (1965), М.И. Ициксона (1969), В.Ф. Белого (1970), П.М. Хренова (1981), Г.М. Фремда (1972) и др., а также исследования В.В. Белоусова (1978), В.Е. Хаина (1970, 1971), С.Н. Иванова (1973), Ю.А. Косыгина (1969) и др.

С учетом этих работ, а также конкретного материала по геологическому строению Востока Азии в настоящей монографии вулканические пояса этого огромного региона подразделяются на следующие пять крупных групп (типов), различных по своему тектоническому положению, характеру магматизма и оруденения (рис. 1).

1. Геосинклинальные вулканические пояса:

- а) на океанической коре,
- б) на континентальной коре.

2. Вулканические пояса островных дуг.

3. Вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации. Они подразделяются по своему отношению и структурам субстрата на:

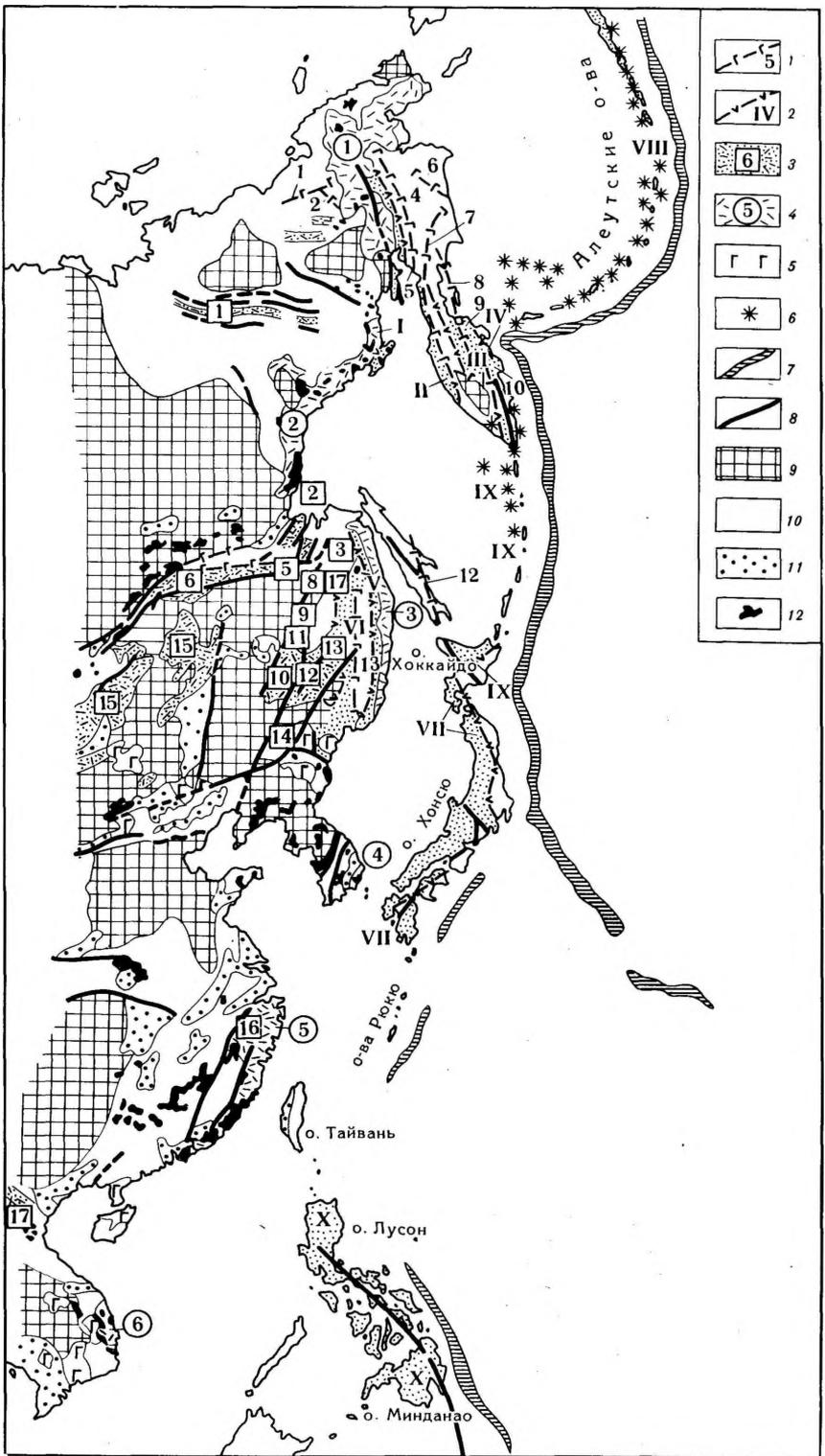
- а) транзитные (переходящие),
- б) пограничные,
- в) на древнем (докембрийском) консолидированном субстрате,
- г) на геосинклинальном основании.

4. Крайне-континентальные вулканические пояса.

Необходимо дать некоторые пояснения по каждому типу поясов и ряду принятых в работе понятий.

Прежде всего, подчеркнем, что под вулканическим поясом в работе понимается в общем случае отчетливо выраженная линейная, достаточно протяженная и в то же время сравнительно узкая (по отношению к простираению) полоса развития вулканогенных и связанных с ними интрузивных образований, близких между собой по тектоническим особенностям проявления, возрасту и составу магматических (реже — осадочных) формаций, а также характеру развитой в пределах пояса минерализации. Размеры поясов варьируют для различных их типов в широком диапазоне: от первых тысяч км (при ширине 50—200 км) до первых км по простираению и до 10—50 км в ширину. Как правило, пояса каждой из выделенных групп имеют свои характерные для них размеры. В пределах вулканических поясов выделяются обычно вулканические зоны — структуры меньших порядков, а для наиболее значительных (по существу, планетарных) вулканических структур, каким является, например, Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, или точнее, уникальный Восточно-Азиатский вулканический линеймент, расположенный на сочленении континентальных структур Азиатского материка с Тихим океаном и протягивающийся от Чукотки до Вьетнама — сегменты, пояса и зоны.

Геосинклинальные вулканические пояса. В эту группу входят пояса, возникшие в связи с формированием торговых зон геосинклинальных прогибов. Как правило, пояса



контролируются зонами глубинных разломов, ограничивающих в теле зарождающейся геосинклинали блоки субстрата с различными знаками движения. Различаются геосинклинальные вулканические пояса, возникающие на океанической и континентальной коре. Развитие этих поясов как части геосинклинального процесса в обоих случаях ведет к формированию континентальной коры — новообразованию в случае развития геосинклиналей на океанической коре и разрастанию (увеличению) гранитно-метаморфического слоя при заложении геосинклиналей на континентальной коре (Тектоника Северной Азии и др., 1980; Пейве, Яншин и др., 1976).

Вулканические пояса островных дуг. Эта группа вулканогенных структур наиболее характерна для ранних стадий развития современных геосинклиналей, возникающих на океаническом субстрате; она должна быть отнесена к разряду пограничных вулканических поясов, так как их формирование происходит в характерной обстановке на стыке (по границе) блоков с океанической и континентальной корой. Эти пояса отчетливо приурочены к протяженным дугообразным гирляндам островов западной части Тихого океана. В последние годы на территории советской части Востока Азии рядом исследователей (И.Н. Говоров, Ф.Г. Федчин) выделяются палеоостровные дуги, структурное положение которых, по мнению указанных авторов, аналогично современным островным дугам. Им соответствуют вулканические пояса палеоостровных дуг.

Вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации. Эта группа охватывает значительную часть континентальных наложенных вулканических структур Востока Азии. По существу, к ним относятся все внегеосинклинальные вулканогенные мезозойские структуры, имеющие на востоке Азиатского материка очень широкое развитие.

Тектоническая природа этих структур трактуется различно, хотя практически всеми исследователями признается, что эти вулканические пояса возникают в континентальных условиях. Детально изучавшая эти структуры М.С. Нагибина (1963, 1969) подчеркивает, что они не могут быть отнесены ни к числу платформенных, ни к числу геосинклинальных, а должны быть объединены в особую категорию внегеосинклинальных тектонических элементов. Такого мнения придерживаются и ряд других исследователей (Ициксон, 1969; Хренов, 1981; Комаров, 1972; Томсон и др., 1981; Щеглов, 1968; 1980; и др.). А.Д. Щеглов связывает формирование таких структур (и вулканических поясов) с процессами автономной тектоно-магматической активизации.

В то же время некоторые исследователи (Власов, 1980; Федчин и др., 1981; и др.) до последнего времени продолжают считать, что подобные континентальные вулканические пояса возникают в связи с формированием геосинклиналей на поздних этапах их развития, в их орогенную стадию (поздние этапы развития геосинклиналей, по Ю.А. Библину).

### **Рис. 1. Вулканические пояса и зоны Востока Азии**

1. Типы вулканических поясов и проявлений магматизма: 1 — геосинклинальные; 2 — островодужные; 3 — областей тектоно-магматической активизации; 4 — окраинно-континентальные; 5 — платобазальты кайнозойского возраста; 6 — вулканы. II. Прочие обозначения: 7 — океанические желоба; 8 — главные глубинные разломы; 9 — срединные массивы, щиты, платформы; 10 — области палеозойской и мезозойской складчатости; 11 — наложенные мезозойские впадины; 12 — мезозойские границы.

**Геосинклинальные вулканические пояса:** 1 — Мало-Ануйский пояс; 2 — Алучинская зона; 3 — Пекульневская зона; 4 — Усть-Бельская зона; 5 — Пенжинская зона; 6 — Корякская зона; 7 — Вывенско-Ватынская зона; 8 — Карагинская зона; 9 — Валагинская зона; 10 — Восточно-Камчатский пояс; 11 — Ольдое-Монгольский пояс; 12 — Восточно-Сахалинский пояс; 13 — Сихотэ-Алинский пояс. **Вулканические пояса островных дуг:** I — Кони-Тайгоносский пояс; II — Западно-Камчатский пояс; III — Центрально-Камчатский пояс; IV — Восточно-Камчатский пояс; V — Самаргинская зона; VI — Западно-Сихотэ-Алинский пояс; VII — Японская дуга; VIII — Алеутская дуга; IX — Курильская дуга; X — Филиппинская дуга. **Вулканические пояса зон тектоно-магматической активизации:** 1 — Уяндинско-Ясачненский пояс; 2 — Селитканская зона; 3 — Ям-Алинская зона; 4 — Эзопская зона; 5 — Верхне-Селемджинская зона; 6 — Огоджино-Умлеканский пояс; 7 — Мяо-Чанская зона; 8 — Баджальская зона; 9 — Тьрмо-Гуджальская зона; 10 — Мало-Хинганский пояс; 11 — Хингано-Фошанская зона; 12 — Средне-Амурский пояс; 13 — Надань-Хада-Бикинский пояс; 14 — Восточно-Гириинский пояс; 15 — Брельшехинганская зона; 16 — Зоны Южного Китая; 17 — зоны Вьетнама.

**Окраинно-континентальные вулканические пояса.** 1 — Чукотский сектор; 2 — Охотский сектор; 3 — Восточно-Сихотэ-Алинский пояс; 4 — Хонсю-Корейский пояс; 5 — Восточно-Китайский пояс; 6 — Южно-Вьетнамский пояс

Изучая природу орогенного режима, В.В. Белоусов (1975, 1978) пришел к выводу, что "имеется достаточно данных, чтобы считать орогенный режим самостоятельным режимом, не являющимся частью (или стадией) геосинклинального. Наблюдаемая связь орогенного режима с геосинклинальным объясняется лишь тем, что области, только что прошедшие через геосинклинальную эволюцию, оказываются наиболее благоприятными для возникновения орогенного режима. Главный аргумент в пользу самостоятельности орогенного режима основан на том, что этот режим возникает не только после геосинклинального, но и после платформенного режима" (Белоусов, 1978, с. 136).

Необходимо подчеркнуть, что еще раньше Е.Д. Карпова (1968) аргументировала сходство орогенного режима с процессами тектоно-магматической активизации, подчеркнув ошибочность признания орогенного режима (как завершающего процесса геосинклинального развития) и его аналогию с процессами тектоно-магматической активизации.

В последние годы это положение хорошо аргументировано И.Н. Томсоном и др., (1981), П.М. Хреновым (1981), Д.В. Рундквистом (Рудоносность..., 1981). Таким образом, по последним данным, орогенный режим более обоснованно можно считать выражением процессов тектоно-магматической активизации независимо от геосинклинального развития (Белоусов, 1978; Карпова, 1968; Томсон и др., 1981; Щеглов и др., 1980; Рундквист, 1981). Это не поздняя стадия геосинклинального режима, а самостоятельный этап (процесс) развития земной коры, одной из сторон которого является образование в континентальных условиях четко наложенных на структуры субстрата наземных вулканических поясов. Эти пояса возникают, как правило, на разнородном и разновозрастном фундаменте, имеют главным образом мезозойский возраст и характеризуются континентальными вулканическими образованиями различного состава с широким развитием андезитовых формаций, реже — контрастных базальт-липаритовых. По своему структурному положению и условиям возникновения на различном фундаменте (цоколе) они на территории Востока Азии подразделяются на четыре группы: а) транзитные (переходящие пояса), которые отчетливо пересекают разнотипные структуры, располагаясь в пределах как одной, так и другой; б) пограничные, возникающие по границам геологических структур различной консолидации и возраста; в) на геосинклинальном основании; г) на древнем (докембрийском) консолидированном субстрате. Структурное положение первого типа поясов особенно отчетливо подчеркивает наложенный характер поясов, их независимое от фундамента (субстрата) развитие. В большинстве своем все вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации — пояса транзитные, т. е. пересекающие разнотипные структуры независимо от их типа и возраста. Подразделение поясов этого типа на четыре группы в значительной мере условно; как правило, поясов какой-либо одной группы "в чистом виде" нет. Обычно каждый из поясов несет признаки по крайней мере двух типов. Например, транзитные пояса в одной своей части развиваются на геосинклинальных структурах, в другой — на жестком основании срединных массивов; в то же время вулканические пояса, формирующиеся на геосинклинальном основании, могут быть транзитными (пересекающими различные геосинклинально-складчатые структуры) или пограничными. Иными словами, выделенные четыре типа вулканических поясов — это не жесткая схема, а наиболее характерные, контрастно выраженные группы наземных вулканических структур, различающихся по особенностям своего геологического развития в зависимости от характера фундамента (субстрата), на котором они закладываются.

Формирование указанных четырех типов поясов неразрывно связано с активизацией тектонической деятельности, подновлением и образованием новых крупных зон разрывных нарушений. Кроме того, развитие поясов всегда сопровождается интенсивной интрузивной деятельностью, представленной, как правило, образованием штокообразных, линейно вытянутых трещинных субвулканических интрузий различного состава.

Важно отметить, что, несмотря на определенную общность развития, эти четыре типа наложенных поясов имеют и свои характерные отличия в особенностях проявления магматизма и эндогенной минерализации. Последнее обстоятельство особенно важно для решения прикладных вопросов поисковых работ и оценки общих перспектив разных типов поясов на те или иные виды оруденения.

Вулканизм в областях тектоно-магматической активизации развивается не только в пределах вытянутых поясов, но и в пределах изометричных небольших по размерам

площадей, в пределах которых, однако, проявления наложенного вулканизма и особенно связанных с ними трещинные интрузии контролируются линейными зонами разрывных нарушений, что позволяет рассматривать в большинстве случаев такие проявления вулканизма ареального типа, как фрагменты более крупных вулканических поясов и зон.

Украинно-континентальные вулканические пояса. В эту группу входят вулканические пояса, располагающиеся по границе континента Восточной Азии с внутренними морями Тихого океана. Они практически строго приурочены к береговой линии внутренних морей и протягиваются на тысячи километров от Чукотки до Вьетнама, образуя в совокупности единый Чукотско-Катазиатский (по М.С. Нагибиной и Ю.М. Пушаровскому) вулканогенный пояс, или Восточно-Азиатский вулканический линеамент. Последний состоит из ряда поясов и зон, наиболее масштабно выраженных на территории Советского Союза. Вулканические пояса, образующие Восточно-Азиатский вулканический линеамент, в совокупности представляют собой совершенно самостоятельную континентальную структуру западной части Тихоокеанского сегмента Земли. Вулканические пояса этого типа формируются в наземных, континентальных условиях; они являются наложенными образованиями, возникающими, как правило, на консолидированном жестком субстрате, в планетарном плане развивающимися независимо от геологических структур субстрата.

В пределах отдельных отрезков (секторов) Восточно-Азиатского линеамента и входящая, в его состав вулканических поясов и зон устанавливается их формирование одновременно или несколько позднее с развитием геосинклиналей, на которых они развиваются когда создается впечатление, что образование пояса продолжает геосинклинальное развитие и является унаследованным.

Эти факты, как справедливо отмечает М.И. Ициксон (1979), не противоречат представлениям о самостоятельном, автономном развитии украинно-континентальных вулканических поясов. Ю.А. Косыгин и др. (1982) считают, что заложение украинно-континентальных вулканических поясов происходило вслед за мощными орогеническими движениями на континенте. Формирование таких поясов, по-видимому, неразрывно связано с развитием геологических структур ложа Тихого океана и проявлениями океанского магматизма, оно отражает особенности эволюции глубинных частей его тектоносферы. Не исключено, что украинно-континентальные вулканические пояса, сложенные в основном кислыми и средними эффузивами, и поля океанических базальтов представляют собой продукты единого процесса эволюции тектоносферы Тихоокеанского сегмента; они, возможно, возникли в процессе сложной дифференциации мантийного вещества на риолитовую и базальтовую составляющие.

Положение рассматриваемых вулканических поясов контролируется не только их приуроченностью к побережью и зоне перехода от континента к океану, но прежде всего протяженными зонами глубинных разломов типа Бенюфа на сочленении континентальных блоков с океаническими (или переходного типа).

Украинно-континентальные вулканические пояса рассматриваются в данной работе как совершенно самостоятельные вулканогенные структуры, неразрывно связанные с развитием геологических структур ложа Тихого океана; их следует относить в особую группу крупнейших планетарных тектонических элементов (Нагибина, 1967; Пушаровский, Ефремова, 1965; Ициксон, 1979). В связи с этим следует подчеркнуть справедливость ранее высказанных указанными авторами замечаний о том, что украинно-континентальные пояса не могут быть аналогами островных дуг и в своем развитии не проходят эту стадию.

В особую группу выделены протовулканические пояса и зоны, в которые объединены докембрийские геосинклинальные вулканические пояса и вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации. Эти наиболее древние вулканогенные структуры характеризуются рядом специфических особенностей, из них для первых следует указать на процессы метаморфизма, затушевывающие, как правило, их первичную тектоническую и вещественную природу.

В последующих главах работы будут детально охарактеризованы выделенные типы вулканических поясов, сделаны некоторые обобщения по истории развития этих структур, особенностям их магматизма, геохимии и минерализации; дана более аргументированная классификация по выделенным типам. Главная цель настоящей главы — дать только некоторые пояснения к структуре работы и последовательности описания вулканических поясов.

Процессы вулканизма проявились на территории Восточной Азии необычайно широко. Это всегда "созидательные" процессы, причем на всех стадиях ее развития. И если процессы осадконакопления, создавая континентальную земную кору, одновременно разрушают ее, то вулканизм всегда активно ее формирует, создавая ее вновь, наращивая мощность, причем это характерно как для океанической, так и для континентальной коры. В этом заключается одна из общих особенностей вулканических процессов, которая подчеркивает их неразрывную связь с глубинными частями нашей планеты. Поэтому познание природы вулканических процессов на разных стадиях развития крупных блоков Земли путем всестороннего изучения вулканических поясов различных типов является комплексной задачей, один из важнейших аспектов которой связан с изучением формирования верхней оболочки Земли и закономерностей размещения в ее пределах месторождений полезных ископаемых.

## ПАЛЕООСТРОВНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

### Кони-Тайгоносский пояс

Кони-Тайгоносский палеовулканический пояс, выделенный в основании внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, представляет собой позднепалеозойско—позднемезозойскую островную систему, состоящую из собственно Кони—Тайгоносского и Мургальского отрезков. Этот пояс протягивается в северо-восточном направлении, от истоков р. Ульи и Охоты на юго-западе в бассейны рек Пенжины и Анадырь, охватывая северное побережье Охотского моря, п-ова Лисянского, Кони, Пьягина и Тайгонос. На северо-западе эту структуру ограничивает юго-западная Челомджа-Ямская зона разломов, на п-ове Тайгонос—разломы северо-западного ограничения Теланской грабен-синклинали, а на северо-востоке — разломы Верхнепылгинской и Анадырской зон смятия. Юго-восточная граница проходит субпараллельно северо-западной, вдоль Орловско-Каменского и Южно-Тайгоносского разломов и далее вдоль южного побережья Охотского моря.

Кони-Тайгоносский палеоостровной вулканический пояс представляет собой внутреннее позднепалеозойско-позднемезозойское островодужное звено в системе двойной островной дуги, внешним звеном которой является среднепалеозойская Таловско-Майнская островная дуга (Некрасов, 1976, 1980). Формирование этого пояса генетически связано с развитием раннепалеозойско-мезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы, заложившейся на границе континентального и океанического блоков земной коры (Заборовская, Некрасов, 1977).

Тайгоносско-Западно-Корякская геосинклинальная система объединяет складчатые структуры северного побережья Охотского моря, п-вов Кони, Пьягина и Тайгоноса, Северо-Западной Камчатки и Западной Корякии. Фундаментом этой структуры на северо-западе в пределах Тайгоносского кристаллического массива служат архейские гнейсы, кристаллические сланцы и основные гранулиты, несогласно перекрытые маломощными и в разной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными и кремнисто-терригенными толщами рифея. В юго-восточной (Пенжинской) части, а также в покровно-чешуйчатых элементах внешней Таловско-Майнской дуги в основании структуры залегают докембрийско-раннепалеозойские ультрабазиты, габброиды и метаморфические породы меланократового комплекса. Предполагается, что граница между кристаллическими комплексами Тайгоносского массива и меланократовыми породами Пенжинской зоны проходила по юго-восточной части п-ва Тайгонос (Заборовская, Некрасов, 1977).

Геосинклинальный режим в Тайгоносско-Западно-Корякской системе, внутреннюю часть которой составлял Тайгоносский геосинклинальный прогиб, установился в нижнем—среднем палеозое. В начальную стадию развития Тайгоносского геосинклинального прогиба в северо-западной его части, заложившейся на южной окраине Тайгонос-

ского кристаллического массива, сформировалась ранне (?) -позднепалеозойская верхнепылгинская толща, нижняя часть которой мощностью 1300—1600 м сложена кератофирами и базокварцевыми кератофирами, переслаивающимися с лавами и туфами андезито-базальтов и спилитами, превратившимися в процессе метаморфизма в порфиroidы и порфиритоиды; средняя часть мощностью 800—1050 м сложена феллитизированными алевролитами с прослоями кремнистых сланцев, кислыми туфами и гравелитами. В юго-восточной части бассейна, заложившейся на океаническом фундаменте, в то же время формируется толща мощностью 1000 м, сложенная базальтами, спилитами и вариолитами с прослоями в нижней части пелагических известняков, кремнистых пород и граувакк, а в верхней — рифогенных известняков. Позже, в раннекаменноугольное время, накапливаются кремнисто-терригенные и карбонатно-терригенные отложения мощностью до 2000 м (Некрасов, 1976).

В позднем палеозое Тайгоносско-Западно-Корякская геосинклиналь вступила в раннюю (Н.П. Васильковский, 1960) или переходную (А.В. Лейве и др., 1972) стадию развития. Период интенсивного прогибания сменился периодом медленного прогибания и расчленения структуры на консидементационные прогибы и поднятия. В прогибах происходило интенсивное накопление мощных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, а на поднятиях формировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи сокращенной мощности. По характеру позднепалеозойско-мезозойских отложений в пределах описываемой геосинклинальной области различают две зоны: Тайгосско-Северо-Тайгосская и Кони-Южно-Тайгосско-Мургальская. Для первой зоны характерны разрезы бассейна р. Тахтояма и северной части п-ва Тайгнос, а для второй — южной части п-ва Тайгнос, которые описываются ниже по материалам Г.Е. Некрасова (1976, 1980) и Н.Б. Заборовской (1978). Развитие этих структур в позднем палеозое—мезозое было резко различным: Северо-Тайгосский прогиб развивался как интрагеосинклиналь, а Южно-Тайгосское поднятие представляло зону островного андезитового магматизма.

В геосинклинальной позднепермско—позднеюрской истории Северо-Тайгосского прогиба выделяются четыре цикла осадконакопления. Циклы начинаются формированием вулканогенно-песчано-глинистых отложений, а заканчиваются излиянием эффузивов андезитового и андезито-базальтового состава. Проявление вулканизма в конце каждого цикла знаменует собой появление геоантиклинальных поднятий второй и более поздних генераций и отражает смещение оси геосинклинального прогиба к юго-востоку (Некрасов, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977; Заборовская, 1978).

В первый, верхнепермский цикл накапливаются вулканобломочные, песчано-глинистые отложения общей мощностью 4550—4760 м, в основании которых залегают песчано-глинисто-сланцевые породы верхней части нижнепермской верхнепылгинской свиты. Выше залегают верхнепермские туфогенные песчаники и алевролиты, сменяющиеся конгломератами и туфогравелитами. Венчает разрез верхнепермских накоплений толща базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с туфами и туфогенными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами мощностью 1000—1500 м.

Во второй, триасово-раннеюрский цикл в неглубоком морском бассейне накапливались вулканогенные песчано-глинисто-сланцевые отложения нижнего-среднего и корнийского яруса верхнего триаса мощностью 1300 м, которые сменились более глубоководными норийско-рэтскими (?) отложениями толщи туфогенных песчаников мощностью около 1250 м, в низах и верхах которой отмечаются маломощные прослои андезито-базальтов и их туфов. Заканчивается цикл фациально-изменной раннеюрской вулканогенной толщей мощностью 800—1000 м, сложенной андезито-базальтами и их туфами, сменяющимися по простиранию к северу андезитами, андезито-дацитами и лапарито-дацитами, а к востоку — пироксеновыми базальтами и их туфами с прослоями осадочных пород.

В основании третьего, среднеюрско-раннеоксфордского цикла расположена толща средней юры мощностью 2400 м, сложенная в нижней части песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами со значительной примесью вулканического материала, а в верхней — глубообломочными и плохо сортированными породами. Заканчивается цикл нижней вулканогенной толщей верхней юры мощностью 1200 м, сложенной базальтами, андезито-базальтами и их туфами, а также туфами смешанного и кислого состава с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород и песчано-глинистых сланцев. Формируется толща вокруг подводных вулканов центрального типа, образо-

вавших вулканические острова, а затем на склонах этих островов в субаэральных условиях.

Четвертый, позднеюрский цикл начинается формированием фашиально-изменчивой срединской свиты мощностью 1000—1400 м, наиболее распространенными породами которой являются песчаники, алевролиты, туфопесчаники и туфоалевролиты с редкими прослоями андезитовых туфов. Заканчивается цикл ранне-средневожской гырьягинской свитой мощностью 800—1300 м. На западном побережье о-во Тайгонос она сложена туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями туфов среднего состава и туффитов. Северо-восточнее и севернее в строении свиты преобладают базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы; отмечаются эффузивы и более кислого состава, переслаивающиеся с мелководными туфогенно-осадочными породами.

В середине вожского времени в результате процессов седиментации и мощных тектонических движений Северо-Тайгоносский прогиб как геосинклиальная зона замкнулся и только в его юго-восточной части, примыкающей к Южно-Тайгоносскому поднятию, сохранился узкий межгорный прогиб — Теланская грабен-синклираль (В.Ф. Белый, 1977), который в дальнейшем развивался по типу островной дуги и в этом отношении вместе с Южно-Тайгоносским поднятием составляет единую палео-островную систему. Эта система рассматривается нами как Южно-Тайгоносский островодужный вулканический пояс.

Южно-Тайгоносское поднятие, рассматриваемое в современной структуре как Южно-Тайгоносский антиклинорий, протягивается в северо-восточном направлении от м. Тайгонос до низовьев р. Чекайваяма на 150 км при ширине до 20 км. В пределах антиклинория выделяется две структурно-формационные подзоны: Вискучунская и Нейнегская. Вискучунская подзона протягивается вдоль северо-западной части антиклинория и совпадает с одноименной антиклиналью. В ее пределах в нижне-верхнеюрское время в мелководной морской и субаэральной обстановке вблизи действовавших вулканов накапливались грубообломочные и плохо сортированные пирокластические, туфогенно-осадочные и вулканомиктовые зеленокаменно-измененные отложения общей мощностью 3700—4000 м, близкие по составу формации "зеленых туфов" Японии и Курильских островов.

Нейнегская подзона, включающая Мальминскую и Тайгоносскую синклинали, антиклиналь м. Зубчатого и зону дислоцированных нижнекаменноугольных отложений, расположена в центральной части антиклинория. С поздней перми и до конца поздней юры на территории Нейнегской подзоны происходила активная вулканическая деятельность, в результате чего накопились вулканические и мелководные морские вулканогенно-осадочные отложения общей мощностью 1500—3000 м. Нижние части разреза здесь сложены преимущественно андезитами и андезито-базальтами и их грубообломочными и агломератовыми туфами. Вверху появляются вулканы дацитового состава, пачки песчаников, глинистых сланцев и алевролитов.

Позднетриасово-раннемеловые отложения, описанные В.Ф. Белым (1977) на п-ве Кони и в западной части п-ва Пьягина, близки отложениям Вискучунской подзоны. Нижняя часть этих отложений на п-ве Кони представлена толщей туфов среднего и основного состава, чередующихся с туфопесчаниками и туфогравелитами мощностью до 2000 м. Выше залегает толща базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с вулканогенно-осадочными и осадочными породами мощностью до 3000 м. Завершают разрез отложения мощностью до 1000 м, представленные туфами андезитов, андезито-дацитов, туффитами, туфопесчаниками и алевролитами.

В Мургалском поднятии и северо-западной части Пенжинского прогиба широко распространены позднеюрско-раннемеловые терригенные и терригенно-вулканогенные отложения общей мощностью до 7000 м (Филатова и др., 1975). В осевой части хр. Ичигем они представлены первомайской толщей песчаников, алевролитов, вулканитов среднего и основного состава мощностью более 1000 м, датируемой поздней юрой — валанжином. К северо-востоку вблизи Анадырского разлома мощность первомайской толщи возрастает до 3500 м, а в верхней ее части увеличивается роль вулканогенных пород. На первомайской толще с размывом залегает усовская свита мощностью до 4000 м готерив-альбского возраста. В бассейне рек Пенжина и Мургалъ она разделена на три подсвиты: нижнюю, сложенную туффитами и туфами кислого и основного состава; среднюю песчано-алевролитового состава; верхнюю, представленную в основном палеотипными базальтами, андезито-базальтами и спилитами. Выше эта толща с размы-

**Таблица 43**  
**Средний химический состав**  
**магматических пород Тайгоносской вулканической дуги, %**

Оксиды	1 (6)	1 (6) *	3 (2) *	4 (16)	5 (11)	6 (7)	7 (2)	8 (1)
SiO <sub>2</sub>	50,93	55,37	61,46	48,59	53,35	60,93	64,74	71,52
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,93	0,49	1,65	1,23	0,85	1,06	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,10	17,21	15,67	19,02	17,72	17,08	15,13	13,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	3,26	2,41	3,17	2,55	2,53	1,36	0,69
FeO	5,67	4,91	4,34	7,25	5,63	3,07	2,85	1,58
MnO	0,17	0,13	0,12	0,18	0,14	0,10	0,14	0,08
MgO	4,17	3,57	3,40	4,16	4,90	2,53	0,43	0,21
CaO	9,21	6,69	5,45	7,17	6,25	4,53	4,94	1,95
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,71	3,10	3,58	3,64	3,93	3,36	3,98
K <sub>2</sub> O	0,31	0,44	0,72	1,11	1,21	2,03	2,03	5,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,22	0,22	0,25	0,25	0,22	0,38	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,31	3,26	2,30	2,46	2,47	1,66	2,93	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,29	0,91	0,02	0,28	0,40	0,20	0,48	0,22
П.п.п.	0,17	—	0,70	0,62	0,10	0,40	—	0,82
Сумма	100,03	100,61	100,43	99,33	99,84	100,06	99,83	100,50

Геосинклинальный комплекс (триас — верхняя юра). 1—3 — Южно-Тайгоносская зона: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит; 4—10 — Северо-Тайгоносская зона: 4 — базальт, 5 — андезито-базальт, 6 — андезит, 7 — дацит, 8 — липарит, 9 — тефрогенные песчаники верхней перми, 10 — туфо-алевролиты гырьягинской свиты верхней юры. Орогенный комплекс (верхняя юра — нижний мел). Северо-Тайгоносский синклиорий. Вавачунская свита: 11 — липаритодациты и дациты, 12 — липариты; теланская свита: 13 — базальты, 14 — андезиты; рябинкинская свита: 15 — базальты, 16 —

**Таблица 43 (окончание)**

Оксиды	17 (3) *	18 (2) *	19 (7) *	20 (6)	21 (4)	22 (2)	23 (2)	24 (3)
SiO <sub>2</sub>	58,32	49,49	65,00	50,04	53,28	71,51	46,82	62,66
TiO <sub>2</sub>	1,07	1,49	0,65	1,04	0,86	0,38	1,59	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,17	16,06	16,44	18,90	18,75	14,23	16,54	16,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	5,73	1,58	1,94	0,94	1,21	1,21	1,00
FeO	5,16	4,70	2,46	7,17	7,10	2,04	9,41	5,10
MnO	0,15	0,14	0,05	0,24	0,23	0,14	0,27	0,23
MgO	2,43	5,76	2,41	4,60	3,80	0,53	7,33	2,72
CaO	4,20	7,55	4,68	9,10	7,98	0,76	9,03	4,72
Na <sub>2</sub> O	3,12	3,76	4,00	2,79	3,21	4,22	2,99	2,93
K <sub>2</sub> O	1,81	0,61	1,74	1,11	1,33	3,38	0,36	1,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,22	0,12	0,25	0,30	0,11	0,34	0,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,06	3,27	0,58	1,72	1,40	0,62	2,71	0,89
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,72	0,19	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,21	0,51	—	1,04	0,88	0,57	0,94	0,68
Сумма	99,64	100,01	99,90	99,94	99,61	99,70	99,51	99,78

вом перекрывается коячанской свитой апт-альбского возраста, мощностью свыше 2000 м, представленную комплексом терригенных пород с прослоями кислых туфов, которая, в свою очередь, перекрыта отложениями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Несколько иной разрез пенжинской части Мургалынского поднятия приводит В.Ф. Белый (1977). В осевой части Ичигемского хребта в бассейне рек Чалбучана и Хиузной позднеюрско-раннемеловые образования подразделены им на ичигемскую (волжско-

9 (2)	10 (2)	11 (6) *	12 (6) *	13(12) *	14 (7) *	15 (2) *	16 (2) *
46,44	60,34	66,14	73,60	49,59	61,14	46,89	55,91
0,98	1,09	0,68	0,37	1,49	1,28	1,35	0,95
15,22	17,30	15,21	13,44	17,35	16,20	17,23	17,67
3,04	1,78	1,86	0,88	3,87	4,08	1,56	3,08
4,49	5,85	2,69	1,50	5,57	4,51	8,29	5,30
0,19	0,10	0,13	0,09	0,14	0,18	0,21	0,18
3,98	4,54	0,99	0,85	5,85	2,01	7,16	3,07
11,50	1,25	2,69	0,64	8,28	3,62	9,84	6,12
2,85	3,25	4,40	4,46	3,28	2,55	2,69	2,89
1,50	1,87	3,02	2,91	0,83	1,60	0,17	0,61
0,19	0,35	0,19	0,08	0,25	0,29	0,21	0,22
3,77	2,51	1,27	0,87	2,98	1,65	3,79	2,53
0,36	0,04	0,28	0,15	0,17	0,20	0,16	0,45
5,34	—	0,33	—	0,23	0,12	—	0,63
99,83	100,26	99,88	99,84	99,89	99,43	99,55	99,61

андезито-базальты, 17 — андезиты. Южно-Тайгоносский антиклинорий: 18 — базальты рябинкинской свиты, 19 — гранодиориты Южно-Тайгоносского массива. Мургалское поднятие, ичигемская серия: 20 — базальт, 21 — андезито-базальт, 22 — липарит, 23 — экструзивные габбро-диабазы, 24 — субвулканические диориты. Со знаком \* данные авторов и Н.Б. Заборовской (1978), без знака — данные Н.Б. Заборовской (1978).

готеривскую) и коячанскую (ап-альбскую) серии. В составе нижней серии мощностью 1700—1800 м широко развиты вулканиты основного состава с прослоями кислых туфов, объем которых возрастает вверх по разрезу. Верхняя серия мощностью 1300—2300 м представлена терригенными образованиями с горизонтами туфов среднего состава.

В бассейне среднего течения р. Анадырь Мургалское поднятие сложено, по данным В.Ф. Белого (1977), морскими берриас-валанжинскими осадочными отложениями с прослоями туфов среднего и кислого состава (общая мощность до 1500 м). С размытием на них залегают готеривская толща, состоящая из переслаивания туфобрекций, туффитов и туфов преимущественно андезито-базальтового и, реже, риолитового состава.

Развитие Кони-Тайгоносского палеовулканического пояса завершается в позднеюрско-раннемеловое время накоплением вулканогенно-молассовых отложений, которые относятся к орогенному этапу развития Тайгоносско-Западно-Коряжской геосинклинальной области, слагают узкие приразломные прогибы (синклинали и грабен-синклинали), приуроченные к осевой части Тауйско-Северо-Тайгоносской зоны, и формируются в прибрежно-морских и континентальных условиях. Типична в этом отношении Теланская грабен-синклиналь на п-ве Тайгонос. Разрез орогенного комплекса здесь начинается поздневолжско-берриасовой вавачунской свитой мощностью 1500—2000 м, согласно залегающей на нижележащих геосинклинальных отложениях и формировавшейся в наземной обстановке. Свита сложена плагиолипаритами и их туфами, игнимбридами с прослоями туфов смешанного состава, песчаников, алевролитов, углистых и глинистых аргиллитов и туфоконгломератов. Выше согласно залегают теланская свита валанжинского возраста мощностью 1300—3750 м, сложенная в нижней части зеленовато-серыми и красно-бурыми базальтами и их туфами с прослоями туфогравелитов, и туффитов, а в верхней — агглютинатами и туфами андезитов с подчиненным количеством лав и туфов базальтов, андезитов, дацитов и туфоалевролитов. На теланской согласно залегают вануонская свита готеривского возраста мощностью 1250—1700 м формировавшаяся в мелководном морском бассейне. В нижней ее части преобладают базальтовые

туфы, туффиты, туфогравелиты, в верхней — аргиллиты и туфопесчаники с прослоями туфов и лав кислого состава. Согласно на вануонской залегают фашиально изменчивая континентально-молассовая рябинкинская свита баррем-альбского возраста. Нижняя подсвита рябинкинской свиты мощностью 800—900 м сложена пестроокрашенными туфами андезитов, андезито-дацитов, туффитами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Средняя подсвита мощностью 750—800 м согласно перекрывает нижнюю и состоит из вулканомиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов с пластами конгломератов и каменных углей. Верхняя часть рябинкинской свиты мощностью 3000 м согласно залегают на средней и представлена в нижней части песчаниками, гравелитами, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, а в верхней — андезитами, андезито-базальтами и их туфами.

Венчается разрез нижнемеловых образований Таланской грабен-синклинали явоямская толща, представляющая внутреннюю зону вулканогена на Тайгоносе (Белый, 1977).

В конце раннего мела развитие Кони-Тайгоносского палеоостровного вулканического пояса как внутренней зоны Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклиальной системы завершилось складчатостью, метаморфизмом и внедрением интрузий, образующих протяженные интрузивные пояса, положение которых в Кони-Тайгоносском отрезке контролируется Южно-Тайгоносским, а в Мургалском — Орловско-Каменским надвигами (Некрасов, 1976; Филатова, 1974). Крупнейшим из интрузивных поясов является Прибрежный (Снятков, Снятков, 1958). Крупные интрузивные тела этого пояса слагают Кони-Пьягинское и Южно-Тайгоносское магматогенные поднятия (Белый, 1981). Среди гранитоидов преобладают тоналиты, кварцевые диориты и диориты. Ранние фазы представлены габбро и габбро-диоритами, развитыми на небольших по площади участках, поздние фазы — порфириовидными плагиогранитами и гранитами. В некоторых массивах наряду с перечисленными породами встречаются гранодиориты.

Нами изучались разрез геосинклиального и орогенного комплексов на стыке синклиальной и антиклиальной зон в окрестностях Внутренней губы п-ва Тайгонос, а также выходы палеогеновых базальтов по восточному берегу Авековской бухты. Средние составы пород Кони-Тайгоносской вулканической дуги, выведенные по литературным (Заборовская, 1978) и нашим данным, приведены в табл. 43.

Для пород Южно-Тайгоносского антиклинория отмечаются следующие черты химизма: повышенное содержание глинозема; низкое содержание калия, близкое содержанию его в базальтоидах низкокальциевого океанического типа; преобладание суммы железо-магнезиальных окислов над суммой щелочей; пониженное по отношению к кларку содержание никеля, хрома, ванадия, свинца, серебра, циркония и бора при близком кларку или несколько повышенном содержании кобальта, олова, меди, цинка (табл. 44). По содержанию щелочей вулканы относятся к щелочно-известковой серии толеитового типа (Пискунов, 1976). Эволюция магм сопровождается увеличением содержания окиси натрия при очень слабом изменении окиси калия.

По химическому составу породы Северо-Тайгоносского прогиба близки вулканистам Южно-Тайгоносского антиклинория. Однако они отличаются более высокой суммой щелочей и повышенным содержанием калия, в общем близким к концентрациям его в щелочно-калиевых базальтоидах Курильской островной дуги (Геохимия... , 1980). По содержанию щелочей они относятся в основном к известково-щелочной и субщелочной сериям щелочного оливин-базальтового типа магм (по: Пискунов, 1976). В целом эволюция магматизма Северо-Тайгоносского прогиба сопровождается увеличением содержания калия по мере возрастания кремнекислотности и щелочности пород и уменьшением количества железо-магнезиальных окислов и кальция. На разных этапах магматизма поведение щелочей различно. В позднепермскую эпоху увеличение щелочности пород происходит за счет натрия на фоне незначительного снижения содержаний калия. В раннеюрское время увеличение щелочности пород происходило в основном за счет калия. В нижней вулканогенной толще верхней юры в ряду базальты — дациты содержание натрия постепенно снижается, а калия возрастает от андезито-базальтов к дацитам. В гырьягинской свите верхней юры изменение щелочности происходит за счет пропорционального изменения содержаний натрия и калия.

Кислые эффузивы вавачунской свиты характеризуются преобладанием натрия над калием в сумме щелочей и относятся в основном к щелочной и субщелочной сериям. Для них отмечаются близкое кларку содержание элементов группы железа и обеднен-

Таблица 44

Содержание микроэлементов в магматических породах  
Тайгоносской вулканической дуги, г/т

Элементы	1 (12)	2 (15)	3 (1)	4 (29)	5 (6)	6 (12)	7 (6)	8 (7)
Ni	73	16	15	18	18	7,7	6,5	119
Co	44	38	48	33	10	7,1	6,2	50
Cr	88	20	22	24	48	9,8	5,1	159
V	141	105	124	108	117	48	47	150
Cu	63	32	38	19	18	7,7	5,0	43
Zn	68	106	91	95	50	30	28	114
Pb	3,0	6,6	2,6	5,3	25	9,6	8,8	4,2
Ag	0,040	0,054	0,032	0,062	0,023	0,025	0,019	0,044
Sn	2,5	2,0	2,5	2,0	1,9	2,4	2,1	7,6
Zr	62	51	48	51	50	36	32	75
B	4,0	3,7	0,9	5,0	3,3	2,9	3,6	1,4

*Примечание.* Геосинклинальный комплекс (триас — верхняя юра). Южно-Тайгоносская зона: 1 — базальты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезиты, 4 — туфоогенно-осадочные породы. Северо-Тайгоносская зона: 5 — туфоалевролиты гырьягинской свиты. Орогенный комплекс (верхняя юра — нижний мел), Северо-Тайгоносский синклиниорий. Вавачунская свита: 6 — липарито-дациты, 7 — липариты; теланская свита: 8 — базальты, 9 — андезиты; рябинкинская свита: 10 — базальты, 11 — андезито-базальты, 12 — андезиты. Южно-Тайгоносский антиклиниорий: 13 — гранодиориты Южно-Тайгоносского массива. Мургалское поднятие, ичигемская серия. 14 — базальт, 15 — андезито-базальт, 16 — экстрезивные габбро-диабазы, 17 — субвулканические диориты.

Таблица 44 (окончание)

Элементы	9 (16)	10 (6)	11 (3)	12 (10)	13 (16)	14 (12)	15 (9)	16 (5)	17 (5)
Ni	25	90	12	7,8	25	36	16	92	32
Co	17	48	50	44	27	13	8,3	24	63
Cr	16	58	5,2	5,2	27	60	51	130	29
V	125	119	133	122	55	180	216	120	160
Cu	17	33	30	32	17	130	48	72	110
Zn	113	93	81	69	32	82	59	73	27
Pb	6,0	1,8	3,3	3,3	5,0	2,5	6,5	1,2	15
Ag	0,040	0,072	0,046	0,43	0,022	0,06	0,11	0,05	0,04
Sn	10	2,6	1,8	1,8	2,0	4,0	2,0	4,0	19
Zr	64	90	58	53	33	—	—	—	—
B	2,1	9,0	3,2	3,2	3,2	7,2	8,0	7,0	17

ность рудными микроэлементами. Базальты теланской свиты являются производными известково-щелочных, а андезиты — толеитовых магм; при этом в сумме щелочей натрия преобладает над калием. При изменении кремнекислотности в эффузивах свиты сумма щелочей остается примерно постоянной, но соотношение щелочей меняется в сторону увеличения роли калия и уменьшения натрия. В целом для пород свиты характерны близкое кларку содержание элементов группы железа, высокое содержание олова и галлия и низкое — других элементов. Вулканыты рябинкинской свиты относятся к высокоглиноземистому типу толеитовых магм. Увеличение кремнекислотности у них сопровождается пропорциональным возрастанием содержаний натрия и калия. Отличает их высокое содержание во всех типах пород кобальта и галлия, а в андезитах и андезито-базальтах и ванадия при несколько пониженном против кларка содержании никеля, хрома и других элементов.

Вулканыты северной части Мургалского поднятия относятся к натровой, высокоглиноземистой и низкотитанистой серии. В покровных базальтах и силлах диабазов количество окиси калия не опускается ниже одного процента, а соотношение  $K_2O/Na_2O$  10. Зак. 977

во всех типах вулканитов практически одинаково и всегда ниже единицы. Это же свойственно и для экструзивных и субинтрузивных образований (Милов, 1974). Особое место среди субвулканических пород занимают sillы габбро-диабазов с крупными кристаллами пироксенов и магнетита, для которых отмечается низкое содержание калия и глинозема. По содержанию микроэлементов вулканиты Мургалъской части Кони-Тайгоносского палеоостровного пояса не отличаются от вулканитов бассейна р. Пенжины и п-ва Тайгонос. В них несколько меньше концентрация кобальта и повышенное содержание бора.

Таким образом, вулканиты геосинклинального и орогенного этапов развития Кони-Тайгоносского палеовулканического пояса петрохимически исключительно близки по составу и являются производными основным магм толеитового и субщелочного типов. По содержанию элементов группы железа эффузивы орогенного этапа вполне сопоставимы с высокоглиноземистыми сериями островных дуг и окраинных морей. Вулканиты Северо-Тайгоносского синклиория и Южно-Тайгоносского антиклинория различаются содержанием в них калия. Различия в щелочности в разнонаправленности эволюции щелочей, вероятно, являются отражением того, что синклиорная структура древней дуги располагалась на коре континентального типа, в то время как антиклинорная структура заложилась и развивалась на коре переходного (субконтинентального и субокеанического) типа.

### Самаргинский пояс

Самаргинский палеоостровной вулканический пояс представляет собой нижнемеловую палеоостровную систему, выделенную в восточной части Главного синклиория Сихотэ-Алиня. Этот пояс протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Маргаритовки — на юго-западе, в бассейн р. Тумнин — на северо-востоке. С юго-востока Самаргинский пояс перекрыт верхнемеловыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; северо-западным его ограничением служит Восточный структурный шов.

Формирование Самаргинского палеоостровного вулканического пояса связано с заключительными стадиями развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, когда на фоне общего воздымания территории в юго-восточной ее части наряду с морским осадконакоплением в апт-альбское время происходила активная вулканическая деятельность, что привело к накоплению здесь мощных вулканогенно-осадочных толщ. В Главном синклиории Сихотэ-Алиня границе его с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования островодужного типа слагают три крупных ареала: Совгаванский на севере (в бассейне р. Мули), Самаргинский в средней части (в бассейне Кабаньей, Единки, Самарги и верховьях р. Бикин), Кемский в бассейне р. Кемы, — разделенные фациально-замещающими их терригенными отложениями. Наиболее изучены они в Самаргинском и Кемском ареалах, где подразделены на два комплекса: вулканогенно-флишевый апт-альбского возраста и вулканогенно-молассовый верхнеальбский. Вулканогенно-флишевый комплекс объединяет апт-альбские отложения, выделяемые в Кемском ареале в одноименную свиту, а в Самаргинском ареале в гордеевскую (по А.В. Олейникову) толщу, являющиеся возрастными аналогами каталевской, двинской и светловоднинской свит, развитых в центральной и западной частях Главного синклиория Сихотэ-Алиня, для которых характерен терригенный флишевый облик (Коновалов, Пушин, 1974). Вулканогенно-молассовые верхнеальбские отложения бурматовской и малотернейской толщ, выделенных А.В. Олейниковым в Самаргинском ареале, соответствуют лужнинской свите Главного синклиория Сихотэ-Алиня, где она характеризуется развитием терригенных морских и прибрежно-континентальных (верхняя часть разреза) отложений.

В Самаргинском ареале апт-альбская гордеевская толща общей мощностью 3600 м представлена терригенными отложениями, характеризующимися флишеидным переслаиванием тонкообломочных осадочных пород, среди которых наблюдаются мощные пачки вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород преимущественно среднего и основного состава (Коваленко, 1980). В общем объеме апт-альбских отложений соотношение основных типов пород (в относительных %) здесь следующее: песчаники — 26, алевролиты — 27, базальты (лавы, гиалокластиты, туфы) — 24, андезитобазальты 17, андезиты и андезитодациты — 1,5, вулканогенно-осадочные породы —

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Наиболее отчетливо и широко эти структуры проявились на юге Дальнего Востока, южнее Монголо-Охотского шва на консолидированных разновозрастных структурах.

В геологической литературе последнего двадцатилетия широко обсуждаются вопросы происхождения вулканических поясов подобного рода. Исследованиями П.Н. Кропоткина, М.С. Нагибиной, Ченгода, В.Л. Масайтиса, Ю.Г. Старицкого, П.М. Хренова, А.Д. Щеглова и многих других было показано, что, помимо вулканических поясов, связанных с геосинклинальными этапами развития земной коры, существуют вулканические пояса, возникающие при тектоно-магматической активизации консолидированных структур независимо от геосинклинальных процессов. Такие вулканические пояса характеризуются рядом общих особенностей: они формируются в континентальных условиях, наиболее часто на консолидированном фундаменте платформ, срединных массивов и геосинклиналей, как правило, со значительным отрывом во времени от периода консолидации указанных структур.

В истории геологического развития Дальнего Востока можно выделить несколько этапов активизации: протерозойский (зоны протоактивизации — Ачитканская и Улканская и др.); ранне- и позднепалеозойский, проявившийся внедрением громадных плутонов в кристаллические глыбы ("ареальная гранитизация", по М.И. Ициксо-ну); позднемезозойский.

Протерозойская активизация наиболее характерна для южной части Алдано-Станового геоблока; ниже- и верхнепалеозойская, а также позднемезозойская почти исключительно проявилась в Амурском геоблоке.

В пределах Алдано-Станового и Сино-Корейского, а также Индо-Синийского поздне-мезозойская активизация выразилась развитием локальных, чаще всего овально-концентрических структур и значительно реже в виде линейных поясов. Исключением может быть южное обрамление Алданского щита, в котором в позднем мезозое внедрились многочисленные тела гранитоидов (юрских).

Среди континентальных вулканических поясов, как было отмечено в главе первой, выделяются несколько типов. В зависимости от характера субстрата (фундамента), на котором развиваются пояса, они подразделяются на две группы: а) заложенные на складчатых структурах геосинклинального основания, обычно уже консолидированных к моменту проявления наложенного вулканизма; б) развивающиеся на древнем (докембрийском) консолидированном субстрате. В первом случае — это фанерозойские геосинклинально-складчатые зоны мезозойского и, реже, палеозойского возраста: во втором — окраинные структуры Сибирской и Китайской платформ и срединные массивы, представляющие собой блоки основания платформенных сооружений, и, реже, это протерозойские складчатые пояса. По отношению к структурам фундамента вулканические пояса рассматриваемого типа подразделяются на развивающиеся на сочленении различных тектонических структур и блоков (срединных массивов и геосинклинальных зон, антиклиналей и синклиналей, троговых частей геосинклиналей и их приподнятых рам — горст-антиклиналей — и т.д.) и секущие эти структуры, переходящие из одной в другую. Первые пояса получили название пограничных, вторые — транзитных.

Вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации наложены на консолидированные структуры субстрата. Их формирование сопровождается образованием характерных вулкано-тектонических структур различного класса — грабен-синклиналей, магматогенных поднятий, купольных поднятий вулканов центрального типа и т.д., всегда слагающих самостоятельный структурный этаж, залегающий с резким угловым несогласием на метаморфических, осадочных и других образованиях докембрия, палеозоя и мезозоя.

Положение поясов, как правило, контролируется региональными разломами и швами, поэтому они имеют линейное простирание и в большинстве своем вытянуты вдоль крупных нарушений на сотни километров при сравнительно небольшой ширине (десятки км). В тех случаях, когда региональные разломы представлены системой

параллельных нарушений, пояса состоят из нескольких цепочек одного простираения. Так, например, для Среднего Приамурья такой зоной является серия параллельных сближенных разломов северо-восточного простираения, пересекающих северо-восточную часть Монголо-Охотской области, Буреинский массив и уходящих далее в Маньчжурию. Часть из них является сдвиговыми зонами (Уткин, 1980; Огнянов, 1978; и др.). Вулканические покровы формировались в приразломных впадинах вдоль этих разломов либо вдоль зон раздвигов, сопряженных со сдвиговыми зонами. Кроме депрессионных вулканических структур, широко развиты магматогенные поднятия, представленные, как правило, вулкано-купольными поднятиями, осложненными внедрением интрузий и развитием кольцевых разрывных нарушений.

Интрузивные массивы в вулканических поясах областей тектоно-магматической активизации образуют, как правило, линейные цепочки, положение которых подчиняется общему структурному плану вулканических поясов. В пределах вулканических поясов всегда наблюдается сочетание линейных депрессионных, интрузивно-купольных, и интрузивно-кольцевых структур, что, возможно, не только связано с физикой разломов, но и определяется механическими свойствами пород фундамента.

Вулканические пояса состоят как из непрерывных цепей вулканических структур (Огоджинско-Умлеканский пояс), так и из отдельных зон, лежащих на продолжении протяженных разломов (Малохинганский). Они характеризуются гетерогенными фундаментом и глубинным строением. Несмотря на это, для них характерны устойчивые петрогеохимические черты, обусловленные едиными глубинными процессами.

Основными структурными элементами, в пределах которых развиваются орогенные вулканические пояса и зоны, являются Алданский щит, Буреинский, Малохинганский, Кэнтэйский и другие кристаллические массивы (возможно, представлявшие собой некогда единый выступ северной части Китайской платформы), а также обрамляющие их складчатые области: с севера — Монголо-Охотская, с востока — Сихотэ-Алинская.

Вулканические пояса располагаются как по периферии древних щитов массивов, на границе со складчатым обрамлением, так и в пределах массивов и складчатых структур. Некоторые из них рассекают структуры складчатого обрамления под углом, не согласуясь с их простираением, либо, реже, имеют согласное с ними направление (см. рис. 1).

Ниже рассматриваются наиболее представительные вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации Востока Азии, и прежде всего юга Дальнего Востока (Амурского геоблока). Среди них в соответствии с принятой классификацией выделяются четыре группы поясов и зон, различных по своему структурному положению и отношению к породам фундамента: а) транзитные (Малохинганский, Наданьхада-Бикинский); б) пограничные (Огоджинско-Умлеканский пояс, зоны: Верхнеселемджинская, Баджальская, Эзопская); в) на геосинклинальном основании — Селитканская, Ям-Алинская, Мяо-Чанская зоны; г) на древнем (докембрийском) консолидированном субстрате — Южно-Алданская, Хингано-Фошаньская, Мулинская и Восточно-Гиринская зоны и пояса Большого Хингана.

Активность магматических процессов в вулканических поясах во многом определяется их структурной позицией. Наибольшей мощностью вулканических продуктов отличаются зоны, находящиеся в области сочленения жестких массивов и складчатого обрамления. Это, прежде всего, пограничные зоны восточной окраины Буреинского массива — Баджальская, Эзопская зоны, а также зоны, заложенные на складчатом основании восточного обрамления этого массива — Ям-Алинская, Селитканская, Мяо-Чанская. Эти вулканические зоны отличаются наибольшей тектонической подвижностью и интенсивной вулканической деятельностью, большой мощностью вулканогенных образований и их преобладанием над осадочными отложениями. Вулканизм в этих зонах был преимущественно кислый; широкое распространение здесь имеют липарит-гранитные магматические формации.

Вулканические зоны, располагающиеся в пределах кристаллических массивов и разделяющих их узких областей палеозойской складчатости, отличаются значительно меньшей тектонической подвижностью и, как следствие, небольшой мощностью вулканогенных образований при значительной роли осадочных отложений в составе прогибов, которые они выполняют. Примером таких вулканических зон являются Среднеамурская, Усть-Буреинская, Мулинская, Восточно-Гиринская и др. Преимущественным развитием в них пользуются андезит-диоритовые магматические ассоциации.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ НА ДРЕВНЕМ ДОКЕМБРИЙСКОМ КОНСОЛИДИРОВАННОМ СУБСТРАТЕ

К этой категории относится большая группа вулканических зон и поясов кристаллических массивов Амурского геоблока—Буреинского, Малохинганского, Кэнтэйского и других (советская часть Среднего Амура, и Северо-Восточного Китая, а также Сино-Корейского щита) — и вулканические зоны Индо-Синийской платформы. Среди них различаются зоны двух морфогенетических типов: а) линейные, рифтоподобные грабены или депрессионные структуры, вытянутые вдоль глубинных линейных элементов и оперяющих их менее протяженных раздвиговых зон; б) пологие сводовые поднятия, вытянутые вдоль ограничивающих их разломов с многочисленными вулканическими центрами — экстрезивными куполами или отдельными кольцевыми структурами.

Наиболее широко развит первый тип, контролируемый разломной тектоникой, характерной для геоблоков Юго-Восточной Азии. В пределах Буреинского массива известно несколько таких структур, которые имеют большую протяженность, глубину заложения и хорошо фиксируются геологически, а также с помощью геофизических методов и при дешифрировании космических снимков (Красный, 1980; Рейнлиб, 1981; Потапов и др., 1979; и др.). Это, прежде всего, Кур-Торомская система разломов, Тастахский, Селемджинский, Западно-Туранский и другие разломы, вдоль которых развиты грабены и депрессии, выполненные комплексом характерных для этих структур осадков — угленосными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными отложениями. Последние в отдельных структурах слагают основную часть разреза и представляют вулканические зоны. К ним относятся Тьрмо-Гуджалская, Ниманская и другие зоны, являющиеся звеном Малохинганского транзитного пояса. Известны и другие зоны депрессионного типа в западной части Буреинского массива (Быссинская, Усть-Буреинская и др.) (Сухов, 1975).

Хунгари-Ляодунская зона разломов — один из основных линейных элементов Северо-Восточного Китая — на северо-востоке соединяется с Куканским разломом, а на юго-западе продолжается через Шаньдунский полуостров в бассейн среднего течения Янцзы (Ченгода, 1956). К этой зоне разломов приурочены грабеноподобные впадины (Хэган, Муданьцзян и др.), выполненные угленосными и осадочно-вулканогенными образованиями (структура Дива, по Чен Го да), которые вместе с позднемезозойскими покровами слагают Средне-Амурский вулканический пояс (Сахно, 1976). В этой же зоне в связи с разломами известны покровы молодых базальтов.

Восточнее, параллельно предыдущему, располагается еще один крупный линейный элемент, проходящий с северо-востока западнее Дахэчженского выступа через среднее течение р. Муданьцзян, оз. Цзинбоху и смыкающийся с первым под острым углом у г. Шэньян. Линейный элемент фиксируется системой линейных приразломных впадин и грабенов, выполненных угленосными и осадочно-вулканогенными позднемезозойскими образованиями. Вместе с покровами, мощность и площадь которых увеличивается в северо-восточном направлении, они образуют Наданьхада-Бикинский пояс. Так же как и первый, этот пояс трассируется протяженными покровами молодых базальтов со щитовыми вулканами, в которых встречаются щелочные базальты с глубинными включениями шпинелевых перидотитов.

Кроме того, известны широтные системы разломов (Синкайский, Тумыньцзянский и др.), поперечные основным линейным элементам северо-восточного направления, которые по своей природе являются зонами растяжений (раздвиговыми зонами). Они образуют целую систему поперечных к направлению вулканических поясов, прогибов и депрессий, выполненных позднемезозойскими вулканогенными образованиями (Вокэньхэ, Цзиси, Цзямусы, Шуаньшань и др.).

К субширотной зоне глубинных разломов, разделяющей Амурский геоблок от Сино-Корейского щита, приурочена система рифтоподобных впадин (Хэлун, Тяньцзолин, Ванцин и др.), протягивающихся от г. Чанчуня на западе до побережья Японского моря и выполненных юрско-нижнемеловыми угленосными и вулканогенными образованиями. В целом они слагают Восточно-Гиринскую вулканическую зону, которая на юге смыкается с Амноканским вулканическим поясом Северной Кореи.

К разломам северо-восточного направления (Приаргунский, Западнохинганский) приурочены вулканические зоны Большого Хингана, располагающиеся по западному краю Амурского геоблока.

Вулканические зоны депрессионного типа отличаются рядом особенностей по глубинному строению — уменьшенной мощностью коры и "гранитного" слоя и увеличенной мощностью "базальтового" слоя. Это так называемые базифицированные зоны, структурно приуроченные к областям опускания и повышенному градиенту плотности вещества на глубине (Белогуб и др., 1971; Лишневецкий, 1969).

Иное глубинное строение имеют вулканические зоны сводовых поднятий (Хингано-Олонойская, Фошаньская и др.). Для них характерны "раздув" "гранитного" слоя и увеличение мощности коры, наличие зон разуплотнения, уходящих корнями в мантию; это зоны проявления кислого вулканизма.

### Тырмо-Гуджальская зона

Тырмо-Гуджальская вулканическая зона представляет собой узкую депрессионную структуру, выполненную в нижней части осадочно-угленосными образованиями (ургальская свита), которые вверх по разрезу перекрываются средне-основными эффузивами, и выделяемую в станолирскую свиту. В Тырминской и Гуджальской структурах 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 хребет Нонни, соединяющийся севернее с массивом Наникан. Юго-западнее последнего эффузивы развиты мелкими разрозненными площадями в среднем и верхнем бассейне рек Якогулина и Уланнэ и близ Катын и Букачан. Далее к юго-западу эффузивные покровы известны в Гуджальской структуре. Юго-западнее они развиты в бассейнах рек Каменушки, Яурина, Кульдур и Солокачи, где, по-видимому, соединяются с эффузивами Хингано-Олонойского прогиба.

В составе свиты известны пироксеновые, плагиоклазовые андезиты и андезито-базальты, а также пироксен-роговообманковые и гранат-содержащие андезиты и андезито-дациты.

В Тырминской и Гуджальской впадинах кислые эффузивы встречаются редко, они развиты только по периферии в виде мелких покровов. Средний химический состав вулканитов андезитовой формации представлен в табл. 50, 51. Наиболее низкими содержаниями кремнезема и преобладанием натрия в сумме щелочей отличаются двупироксеновые и пироксеновые андезиты и андезито-базальты. Встречаются также толеитовые разности с низким содержанием щелочей, особенно калия. В большинстве они относятся к высокоглиноземистым типам, но наиболее высоким содержанием глинозема отличаются гранатовые андезиты и дациты.

Андезиты андезитовой формации в Тырминской и Гуджальской структурах отличаются от таковых в Баджальской зоне основным составом и появлением трахитоидных (латитовых) разностей.

В Тырмо-Гуджальской зоне в тесной ассоциации с андезитами развиты габбро-диорит-гранодиоритовые субвулканические и гипабиссальные массивы, фиксируемые в пределах вулканических построек. Кроме того, известны многофазовые массивы более основного состава с монцонитоидной спецификой. Так, в центральной части палеовулкана Нонни вскрывается гипабиссальная интрузия с ранней фазой габбро-монцонитов, габбро-диорит-монцонитов до диоритового-монцонитов (нонинский комплекс), прорванных штоками и дайковыми телами диоритовых порфиритов.

По западному борту структуры встречаются мелкие трещинные тела, сложенные габбро-монцонитами и диорит-монцонитами (нонинский комплекс), которые прорываются трещинными телами лейкократовых гранит-порфиров, близких по облику к обманьским (обманьский комплекс).

Субвулканические образования габбро-диорит и диоритового состава, связанные с андезитовыми вулканами, являются фаціальными аналогами покровных излияний и могут быть отнесены к андезитовой формации.

Ноннинский комплекс, развитый локально и связанный с зонами разломов, относится к габбро-монцонит-гранодиоритовой формации и параллелизуется с силинским комплексом Баджальской и Мяо-Чанской зон. В петрохимическом отношении эта формация обладает рядом особенностей, свойственных монцонитоидным комплексам. К ним относятся: наличие парагенезисов основного плагиоклаза и пироксена с ортоклазом как в основных, так и в кислых разностях; высокая активность калия, про-

**Таблица 50**  
**Средний состав пород магматических формаций**  
**Тырмо-Гуджальской зоны Малохинганского пояса, %**

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
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>							
Базальты	2	52,24	0,75	15,84	4,19	4,99	0,88
Андезито-базальты	8	53,51	1,11	17,70	4,76	3,43	0,19
Андезиты	3	56,04	0,60	16,70	6,02	1,52	0,09
Липариты	1	70,45	0,78	14,82	1,30	1,28	0,05
Габбро-норит	4	48,67	1,59	19,69	1,91	7,87	0,16
Габбро-диорит	6	54,37	1,10	18,21	1,32	7,63	0,13
<b>Габбро-монцонит-диорит-гранодиоритовая (нонинский комплекс)</b>							
Габбро-монцониты	4	51,70	1,95	15,80	1,05	9,92	0,21
Диорит-монцонит	2	58,60	2,01	15,97	1,05	7,99	0,13
Гранодиорит-монцониты	2	64,21	0,51	15,71	0,43	3,95	0,06
<b>Гранитная (обманийский комплекс)</b>							
Граниты	3	73,40	0,31	13,50	0,20	2,40	0,05

**Таблица 51**  
**Среднее содержание микроэлементов в магматических породах**  
**Тырмо-Гуджальской зоны Малохинганского пояса ( $n \cdot 10^{-4}$ ), %**

Породы	Количество анализов	B	F	V	Cr	Co
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>						
Базальты	7	16,4	—	180	190	36,0
Андезиты	12	14,2	195	50,0	54,1	5,1
Дациты	5	3,1	—	50,7	4,1	1,2

явившаяся в стадию интрателлурической кристаллизации расплавов, несмотря на его низкое валовое содержание, что и обусловило наличие таких парагенезисов (Коржинский, 1959; Эпельбаум, 1980; и др.).

Обманийские граниты и гранит-порфиры, наиболее широко развитые в Хингано-Олонойском прогибе в структурах Тырмо-Гуджальской зоны, проявлены крайне ограниченно, в основном в виде трещинных тел.

### Хингано-Олонойская зона

Хингано-Олонойская вулканическая зона и ее юго-западное продолжение — Фошаньская структура — представляют крайний юго-западный фланг Малохинганского пояса. Как отмечалось выше, эти зоны отличаются от вышеописанной прежде всего преобладающим составом кислых образований в разрезе вулканогенного комплекса, широким развитием экструзивных фаций, глубинным строением и значительно более высокой рудоносностью, что сближает ее с пограничными вулканическими зонами восточного обрамления Буреинского массива (Баджальской, Эзопской и др.). Общая мощность вулканогенных образований здесь доходит до 2000 м. В основании вулканогенного разреза выделяется станолирская свита средне-основного состава, крайне невыдержан-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>							
6,55	7,56	3,42	0,88	0,14	1,34	1,57	99,50
4,41	7,41	3,07	0,71	0,22	1,49	1,69	99,70
4,23	6,73	3,33	1,56	0,17	1,40	1,61	100,00
1,05	1,77	4,04	1,52	0,18	1,15	1,48	99,87
4,92	10,44	2,67	0,67	0,25	0,38	0,57	99,79
4,10	7,41	3,56	1,34	0,21	—	0,51	99,81
<b>Габбро-монцит-диорит-гранодиоритовая (нонинский комплекс)</b>							
4,64	7,96	3,02	1,88	0,23	0,72	0,80	99,87
2,61	4,51	3,66	2,05	0,14	0,57	0,60	99,89
2,10	4,53	3,83	3,44	0,19	0,63	0,81	99,95
<b>Гранитная (обманниевский комплекс)</b>							
0,50	1,13	3,36	4,58	0,21	—	0,32	99,96

Ni	Cu	Zn	Sn	Pb	Ag	Mo
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>						
111	41,0	85,0	4,1	8,7	0,09	0,09
14,4	19,9	105	5,3	8,1	0,08	—
4,1	10,7	60,7	2,1	1,7	0,02	—

ная по мощности. Наибольшая ее мощность вскрыта на Карадубской структуре, а в других — либо полностью отсутствует, либо резко уменьшается. Эта часть разреза объединяется в андезитовую формацию. Вышележащая толща кислого состава представлена кислыми вулканитами солонечной и обманьевской свит. Изучением этой зоны в разное время занимались М.И. Ициксон, Б.И. Бурдэ, В.Г. Сахно, Ф.Г. Федчин, В.И. Сухов, Е.А. Быковская и другие.

Нет необходимости детально останавливаться на особенностях ее строения. Следует только подчеркнуть, что среди всех известных и изученных образований Малохинганского пояса кислые образования, относимые к обманьевскому комплексу, отличаются наиболее высокими кремнекислотностью, щелочностью, особенно калиевостью, минимальной известковистостью, что позволяет отнести их к лейкократовым типам кислых магм, а по данным минеральных парагенезисов и другим параметрам — к высокотемпературным типам с высокой долей восстановленных газов в составе флюидной части и с высокой фтористостью. Этот режим отличался устойчивостью от начальных фаз до завершающих этапов становления экструзий. Высокая фтористость способствовала ликвационным явлениям среди фельзитов (строчечные фельзиты и ленточные флюидальные липариты), а также появлению в интрузивных фациях и экструзиях флюорита в качестве минеральной фазы. Высокая фтористость свойственна и рудному процессу.

Особенности геологического строения магматических комплексов и их петрохимический состав позволили выделить олонойский тип магматических ассоциаций, свойственный вулканическим зонам подобного типа, развитым на кристаллических массивах Амурского геоблока.

### Средне-Амурский пояс

Средне-Амурский вулканический пояс выделяется юго-западнее Малохинганского пояса. Юго-западная часть его наложена на Малохинганский и Фэншуйлинский кристаллические массивы. Вулканогенные образования формируют покровы в грабеноподобных впадинах — Хэганской, Шуаньшанской, Цзямусинской и др. Наибольшая мощность

Таблица 52  
Средний химический состав пород магматических формаций  
вулканических зон Северо-Восточного Китая, %

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
<b>Среднеамурский пояс. Цзямусинская структура.</b>							
<b>Андезитовая формация (верхнемеловая)</b>							
Базальты	4	50,50	1,38	18,08	5,05	3,72	0,23
Андезиты	4	55,24	1,01	17,18	4,70	3,91	0,13
<b>Трахилипаритовая формация (нижнемеловая)</b>							
Липариты	6	76,0	0,19	13,46	1,73	1,01	0,01
<b>Хэганская структура.</b>							
<b>Трахилипаритовая формация (нижнемеловая)</b>							
Трахилипариты	7	76,50	0,20	12,64	1,83	0,84	0,01
Трахидациты	6	66,18	0,54	16,15	2,26	1,98	0,06
<b>Наданьхада-Бикинский пояс. Мулинская структура.</b>							
<b>Трахиандезитовая формация (нижнемеловая)</b>							
Андезиты	8	57,95	0,79	17,16	1,17	4,31	0,06
<b>Трахилипаритовая формация</b>							
Дациты	7	64,70	0,52	16,52	3,50	3,30	0,10
Липариты	6	76,38	0,41	12,18	2,31	1,62	0,02
<b>Андезитовая формация (верхнемеловая)</b>							
Андезиты	12	59,12	0,76	17,26	4,27	3,39	0,10
<b>Липаритовая формация</b>							
Липариты	14	71,79	0,36	13,45	2,09	1,80	0,02
<b>Баоцинская структура. Андезитовая формация</b>							
Андезиты	7	59,34	0,76	16,82	1,54	4,80	0,06
Дациты	6	65,66	0,58	16,58	1,87	3,89	0,08
Липарит	6	74,24	0,29	12,37	1,51	2,22	0,08
<b>Западно-Баоцинская структура (Вокэньхэ).</b>							
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>							
Базальты	4	50,92	2,20	16,34	4,06	4,54	0,14
Андезиты	6	58,43	0,88	17,12	3,54	3,66	0,10
<b>Трахилипаритовая формация</b>							
Трахилипариты	8	74,69	0,24	12,96	1,30	1,74	0,01
<b>Восточно-Гиринская зона. Андезитовая формация</b>							
Андезиты	4	58,98	0,72	17,02	3,53	3,54	0,04
Дациты	5	64,72	0,55	16,92	2,68	3,21	0,08
Липариты	4	75,32	0,35	13,98	0,71	2,28	0,05

вулканогенных образований отмечается в местах пересечения Иланского разлома, проходящего в широтном направлении по северному краю Фэншуйлинского кристаллического массива, с Хингано-Ляодунской системой разломов. Здесь вулканогенные образования слагают Цзямусинскую депрессионную структуру, имеют мощность более 2000 м. Они представлены нижнемеловой толщей, сложенной лавами основного и среднего состава, переслаивающимися с угленосными отложениями в основании и маломощными кислыми эффузивами в верхней части разреза. Верхнемеловые лавы основного, среднего и кислого составов последовательно сменяют один другого снизу вверх. Мощность эффузивов позднемелового возраста значительно превышает мощность нижнемеловых вулканитов.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O*	Сумма
<b>Среднеамурский пояс. Цзямусинская структура</b>							
<b>Андезитовая формация (верхнемеловая)</b>							
4,70	10,66	3,28	0,90	0,15	0,73	—	99,83
3,13	8,14	2,32	1,83	0,17	1,40	0,62	99,81
<b>Трахилпаритовая формация (нижнемеловая)</b>							
0,43	0,91	1,71	4,68	—	—	—	100,13
<b>Хэганская структура</b>							
<b>Трахилпаритовая формация (нижнемеловая)</b>							
0,49	0,62	2,42	4,59	—	—	—	100,14
1,62	2,17	4,42	3,68	0,15	0,42	0,27	99,90
<b>Надanhада-Бикинский пояс. Мулинская структура</b>							
<b>Трахиандезитовая формация (нижнемеловая)</b>							
4,22	5,70	4,20	3,66	0,13	0,51	—	99,86
<b>Трахилпаритовая формация</b>							
1,42	3,16	3,90	2,57	0,08	0,10	0,12	99,99
0,42	0,28	1,62	4,51	0,03	0,15	—	99,93
<b>Андезитовая формация (верхнемеловая)</b>							
3,32	6,44	2,91	1,54	0,07	0,75	—	99,93
<b>Липаритовая формация</b>							
0,59	1,02	3,40	3,75	0,12	0,98	0,35	99,72
<b>Баоцинская структура. Андезитовая формация</b>							
4,62	5,94	3,69	0,98	0,15	0,97	0,18	99,85
1,71	2,55	2,82	3,22	0,08	1,04	—	99,98
0,47	0,64	2,96	3,57	0,11	1,15	0,31	99,92
<b>Западно-Баоцинская структура (Вокэньхэ).</b>							
<b>Андезит-трахиандезитовая формация</b>							
6,13	10,86	2,73	1,16	0,06	0,71	—	99,85
2,24	6,10	2,94	3,93	0,12	0,75	—	99,83
<b>Трахилпаритовая формация</b>							
0,32	0,38	3,21	4,66	0,04	0,37	—	99,92
<b>Восточно-Гиринская зона. Андезитовая формация</b>							
3,98	5,63	4,32	1,34	0,06	0,57	—	99,75
1,54	4,67	3,24	1,64	0,02	0,41	0,25	99,93
1,17	0,97	3,70	1,58	—	—	—	100,11

Таблица 53

Средние содержания микроэлементов в породах магматических формаций вулканических зон Северо-Восточного Китая, г/т

Породы	n	B	F	V	Cr	Co
<b>Среднеамурский пояс. Хэганская структура</b>						
Андезиты (трахиандезиты)	15	6,1	202	16,8	23,1	2,8
Липариты (трахилипариты)	11	4,8	152	9,2	7,7	1,2
<b>Наданьхада-Бикинский пояс. Баоцинская структура</b>						
Трахиандезиты (K <sub>1</sub> )	10	1,5	—	12,8	17,1	1,9
Андезиты (K <sub>2</sub> )	14	2,8	—	48,0	50,3	6,3
Липариты (K <sub>2</sub> )	7	4,2	—	8,9	4,3	1,5
<b>Мулинская структура</b>						
Трахиандезиты (K <sub>1</sub> )	16	4,3	211	11,2	4,9	1,4
Андезиты (K <sub>2</sub> )	12	2,5	—	33,2	27,9	3,4
Липариты (K <sub>2</sub> )	8	2,6	152	15,2	5,1	1,7
<b>Восточно-Гиринская зона</b>						
Андезиты (J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub> )	7	7,0	—	43,1	31,1	6,1

К юго-западу и юго-востоку мощность эффузивов постепенно уменьшается: исчезают вулканогенные образования нижнего мела, а верхнемеловые эффузивы слагают мало-мощные покровы (структуры Шуаньшанская, Шуаньхуанская и др.), межпластовые интрузии, дайки монцонитоидов, аплитов, роговообманковых андезитов.

В петрохимическом отношении породы среднего состава относятся к пироксен-роговообманковым, роговообманковым андезитам и трахиандезитам. Пироксеновые андезиты встречаются реже. Пирокласты кислого состава относятся к ортофировым и трахилипаритовым лавам.

В Среднеамурском вулканическом поясе эффузивные и пирокластические образования среднего состава раннемелового возраста, развитые в Шуаньшанской, Вокэньхэнской и других вулcano-тектонических депрессиях в объеме нижней части свит дуншань и нанлинь (Сахно, 1964, 1976; Смирнов, 1963; и др.), объединены в андезит-трахиандезитовую формацию.

В этих же структурах выделяется верхнемеловой комплекс средних лав, которые могут быть отнесены к андезитовой формации. От предыдущей формации он отличается более основными крайними дифференциатами — базальтами и андезито-базальтами (вулcano-депрессия Цзямусинская, Вокэньхэнская). Основная часть формации представлена пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми андезитами. В отличие от андезит-трахиандезитовых породы этой формации более известковистые, менее пересыщены глиноземом и характеризуются резким преобладанием натрия над калием (табл. 52).

Липаритовая формация в Среднеамурском поясе выделяется в объеме свиты дулухэ и дуншань. Покровы кислых лав и пирокластов занимают небольшие участки. Комплекс, представляющий формацию, характеризуется широким развитием пирокластических образований и меньшим — лавовых. Наиболее распространены фельзиты, фельзит-порфиры, ортофиры, базокварцевые липариты, реже — липариты с фенокритами кварца. Темноцветные минералы редки.

Верхняя часть свиты дуншань по составу близка к трахилипаритовой формации. По петрохимическому составу кислые породы липаритовой и трахилипаритовой формации различаются, прежде всего, соотношением щелочей, известковистостью и магниальностью (см. табл. 52). Особенности петрохимического состава подчеркиваются и содержанием микроэлементов. Они рафинированы в отношении термофильных элементов. Концентрации никеля, хрома, ванадия и кобальта в несколько раз ниже, чем в липаритах, а также по сравнению с кларковыми (табл. 53).

Ni	Cu	Zn	Sn	Pb	Ag	Mo
<b>Среднеамурский пояс. Хэганская структура</b>						
5,8	7,7	87,2	3,0	7,9	—	—
2,6	8,2	81,8	3,1	10,1	—	—
<b>Наданьхада-Бикинский пояс. Баоцинская структура</b>						
4,0	7,9	86,2	4,0	9,2	—	—
10,6	55,0	97,0	4,2	8,9	—	—
2,3	66	63,8	4,1	23,3	—	—
<b>Мулинская структура</b>						
3,0	7,0	70,0	3,6	11,5	—	—
6,2	11,4	75,8	4,5	14,1	—	—
2,1	4,6	71,0	3,6	22,1	—	—
<b>Восточно-Гиринская зона</b>						
12,3	59,8	112,0	3,4	9,1	—	—

### Наданьхада-Бикинский пояс

Наданьхада-Бикинский вулканический пояс протягивается 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 и структурно связан с системой разломов, вдоль которых в депрессиях формировались покровы.

Северо-восточная часть пояса находится в пределах Бикинского прогиба, наложенного на Ханкайский массив. Эта часть пояса выделяется в Наданьхада-Алинскую зону. На востоке она частично выходит за пределы массива и располагается на мезозойских складчатых структурах геосинклинального обрамления, а поэтому в какой-то мере может быть отнесена к пограничной зоне. Здесь характерны увеличение мощности коры, появление зон разуплотнения и формирование сводового поднятия с гранитоидами. Средняя часть пояса представлена Баоцинской зоной, в которой выделяются депрессионные структуры раздвигового типа: Западно-Баоцинская (впадина Вокэньхэ) и собственно Баоцинская.

Юго-западная и западная части пояса перекрывают кристаллическое основание Кэнтэйского массива, а также средне- и верхнепалеозойские складчатые структуры (Хэцзянская складчатая зона). Эта часть пояса континентального вулканизма выделяется в Мулинскую зону с субширотной Муданьцзянской структурой (раздвигового типа).

В пределах пояса с северо-востока на юго-запад наблюдается закономерное уменьшение мощности верхнемезозойских вулканогенных образований. В Баоцинской зоне мощность их более 2000 м; к юго-западу — до 800–1000 м (Мулинская структура), а на крайнем юго-западе пояса (Муданьцзянская структура) вулканы встречаются в виде маломощных покровов. В целом для пояса преобладающими породами среди вулканогенных образований являются эффузивы среднего состава (рис. 31).

В пределах Наданьхада-Бикинского пояса развиты эффузивы и пирокластические образования трех возрастных комплексов: позднеюрские, ранне- и поздне меловые.

Позднеюрский комплекс представлен трещинными телами, дайками и мелкими покровами щелочных базальтов, авгититов и трахитов, которые объединены в базальт-щелочнобазальтовую формацию, близкую по составу к подобной формации Баджальской зоны (даянский комплекс). Эти образования известны в восточной части Наданьхада-Алинской (венюковский комплекс), а также в Мулинской зонах.

Раннемеловые образования в объеме свит цзиси, мулинской и хоушигоу (Сахно, 1976) объединены в андезит-трахиандезитовую формацию, которая в северо-восточном

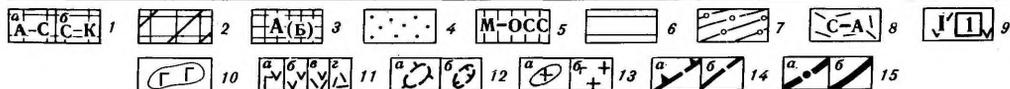


Рис. 31. Схема размещения вулканических поясов и зон областей тектоно-магматической активизации (составлена с использованием геологических карт под редакцией Ю.А. Косыгина, Н.А. Шило (1980), Л.И. Красного (1979), Чен-Го-да и др.

1 — щиты, древние платформы (геоблоки): А-С — Алдано-Становой; С-К — Синокорейский; 2 — южная часть Алдано-Станового геоблока, охваченная протерозойской активизацией (зоны протозактивизации 17 — Улканская, 18 — Удоканская); 3 — кристаллические массивы в фанерозойских складчатых областях (А) — Амурский геоблок; (Б) — Бурейский массив; (М) — Малохинганский; (К) — Кентэйский; (Х) — Ханкайский; 4 — массивы скрытые под чехлом осадков мезо-кайнозой; 5 — области палеозойской складчатости (М-ОСС — Монголо-Охотская складчатая система); 6 — области мезозойской складчатости: С-АСО — Сихотэ-Алинская складчатая область; 7 — вулканические зоны протозактивизации; 8 — окраинно-континентальные вулканические пояса (С-А — Восточно-Сихотэ-Алинский, О-Ч — Охотско-Чукотский); 9 — вулканические пояса и зоны областей тектономагматической активизации; 1 — Огоджинско-Умлеканский пояс, зоны: 1 — Верхнеселемджинская, 2 — Октябрьская, 3 — Гонжинская, 4 — Эзопская, 5 — Селитканская; 11 — Малохинганский

направлении приобретает черты существенно андезитовой (Баоцинская зона, свиты наньшуаньяншань и юншань) (Сахно, 1976). Раннемеловые образования кислого состава развиты весьма ограниченно, только в отдельных структурах представляется возможным выделить их в самостоятельную формацию.

Позднемеловые образования, развитые более широко, представлены в Мулинской зоне илинской и янмугу свитами, а в Баоцинской зоне — баоцинской и наолихе свитами. Как и для раннемеловых образований, преобладающими породами являются андезиты, которые составляют основную часть разреза, а кислые пирокласты и лавы (свита янмугу, наолихе) слагают маломощные покровы. Вулканогенные образования в объеме свит илинской и баоцинской объединены в верхнюю андезитовую формацию, а породы свит янмугу и наолихе — в липаритовую формацию.

Липаритовая и трахилипаритовая формации. Комплекс кислых лав и пирокластов в структурах пояса объединен в две формации: трахилипаритовую и липаритовую. Трахилипаритовая формация объединяет нижнемеловые вулканогенные породы Мулинской зоны (к северу от Синкайского шва) и структуры Вокэньхэ. К липаритовой формации отнесены кислые породы альб-сеноманского возраста Баоцинской (свита наолихе) и Мулинской зон (свита янмугу). Покровы кислых лав и пирокластов занимают небольшие разрозненные участки.

Липариты характеризуются ясной флюидальностью, порфировой структурой. Количество вкрапленников и их размер варьирует 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.

Помимо этих пород, в составе формации известны дациты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. В большинстве случаев эти породы встречаются в нижней части разреза кислых эффузивов.

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

В Баоцинской зоне кислые эффузивы (свита наолихе — аналог свиты янмугу) слагают небольшие разрозненные покровы, представленные переслаиванием потоков альбитофиров, кварцевых альбитофиров, фельзитов, липаритов, кварцевых порфиров и их туфов. Вдоль Синкайского шва появляются мощные пачки туфов и туфобрекчий, потоки липаритов. Количество лавовых излияний увеличивается в верхней части разреза свиты. Мощность ее иногда достигает 700—800 м.

В составе вулканогенных формаций в отдельных структурах известны интрузивные фации, которые вполне могут быть выделены в ранг вулканоплутонических ассоциаций. Размещение их контролируется вулканотектоническими структурами и разломами. Состав интрузивных фаций во многом аналогичен эффузивным фациям. Поскольку они завершают развитие в вулканических структурах, то их внедрение — заключительный этап магматического процесса.

Вулканизм зон, развитых на кристаллических массивах, отличается весьма ограниченным развитием интрузивных фаций, что, видимо, предопределяется особенностями

---

пояс, зоны: 6 — Баджальская, 7 — Ям-Алинская, 8 — Мяо-Чанская, 9 — Тырмо-Гуджальская, 10 — Хингано-Олонойская и Фошаньская; III — Среднеамурский пояс, зона: 11 — Цзямусинская; IV — Наданьхада-Бикинский пояс, зоны: 12 — Наданьхада-Алинская, 13 — Баоцинская и Западно-Баоцинская, 14 — Мулинская и Муданьцзянская; V — Восточно-Гиринская зона; VI — Большехинганский пояс: 15 — зона Большого Хингана, 16 — Таяншунская зона; VII — Западно-Сихотэ-Алинский пояс: 19 — Кавалеровская зона; 10 — пояса кайнозойских базальтов; 11 — преобладающий состав зон: *а* — базальт-андезитовый, *б* — андезитовый, *в* — андезит-дацитовый; *г* — липаритовый; 12 — основные структуры вулканических зон: *а* — сводовые и купольные поднятия, *б* — депрессионные: впадины, грабени, рифты; 13 — гранитоидные массивы зон: *а* — в сводовых и купольных поднятиях, *б* — цепи в кристаллическом фундаменте; 14 — системы разломов: *а* — глубинные, *б* — прочие разломы; 15 — разломы, подтвержденные геофизическим и космическим методами. Цифры в кружочках — системы разломов и разломы: 1 — Становая, 2 — Тямулякитская, 3 — Монголо-Охотская, 4 — Южно-Тукурингская, 5 — Кур-Торомская, 6 — Южно-Баджальская, 7 — Сюркумо-Ярапский, 8 — Центральный Сихотэ-Алинский, 9 — Восточный, 10 — Восточно-Сихотэ-Алинский, 11 — Западно-Туранский, 12 — Селемджинский, 13 — Тастахский, 14 — Хинганский, 15 — Хунгари-Ляодунская, 16 — Куканский, 17 — Янцзи-Мулинская, 18 — Тумыньцзян-Чанчуньская, 19 — Западно-Хинганский, 20 — Восточно-Хинганский

тектонической активизации этого региона, и прежде всего тем, что вулканогенные образования формировались в депрессионных грабеноподобных структурах. Только отдельные вулканоструктуры (Баоцинская, Татючинская и ряд других) представляют собой кольцевые структуры с купольным поднятием в центральной части. Экструзивные фации, как уже отмечалось, представлены несколько шире. Вулкано-плутонические фации в строении зон занимают не более 5–10% от общей площади вулканитов, а в некоторых (Мулинская, Вокэньхэ) еще меньше.

В структурах Наданьхада-Бикинского пояса интрузивные аналоги эффузивных формаций имеют ограниченное развитие. Здесь известны три формационные группы интрузивных образований (Никифорова, 1973): габбро-монзонит-диоритовая, соответствующая формированию трахиандезитовой нижнемеловой формации в вулканических депрессиях (Хэган, Мулинской и др.); одновременно в восточных зонах (Баоцинской, Наданьхада-Бикинской и др.) развивается диорит-гранодиоритовая формация (гипабиссальные мелкие интрузии, дайки, штоки); в зонах развития кислого вулканизма представлена формация гранодиорит-гранитная, соответствующая времени формирования кислых липаритов (Мулинская зона, Вокэньхэ и др.). Это мелкие трещинные тела и штоки, связанные с палеовулканами и зонами разломов. Особенно интенсивно они внедрялись в зоне Синкайского разлома. Здесь интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров представлены трещинными телами, вытянутыми на несколько километров при небольшой мощности (до сотен метров). Гранит-порфиры известны также в центральных жерловых фациях некоторых палеовулканов (Татючинский, Бамичинский и др.). Данные о петрохимическом составе и характере распределения микроэлементов представлены в табл. 53.

### Восточно-Гиринская зона

Восточно-Гиринская вулканическая зона расположена к югу от Наданьхада-Бикинского пояса и протягивается от Сино-Корейского массива на юге до южной оконечности Ханкайского массива. Ее направление контролируется субширотной системой разломов (Тумыньзань-Чанчуньский), разделяющей Амурский геоблок и Сино-Корейский щит.

Вулканогенные образования слагают покровы в пределах наложенных грабенообразных впадин — Хэлунской, Янцзи, Ванцинской, Дуннинской и др., — а также вдоль крупных разломов и структурных швов — Северного разлома, Янцзи, Лаохэйшанского и др. Здесь широко развиты вулканиты верхнеюрского возраста, которые занимают большие площади, слагая покровы мощностью до 400–600 м. Нижнемеловые эффузивы развиты ограниченно, в основном в угленосных грабенах, где они образуют небольшие по мощности лавовые потоки среди угленосных отложений.

Формирование позднеюрских вулканитов было связано с заложением и начальным развитием приразломных впадин: Цзяохэ, Ванцинской, Янцзы, Хэлунской, Туньтяньин и др.

Излияние раннемеловых вулканитов прошло параллельно с накоплением угленосных отложений во впадинах Хэлунской, Янцзы, Краскинской. Извержения лав носили спокойный характер и являлись кратковременными. В разрезах нижнемеловых толщ осадочные породы повсеместно преобладают над вулканогенными, хотя в составе осадков постоянно присутствует пирокластический материал.

Верхнеюрские вулканогенные образования представлены эффузивными и пирокластическими породами свиты туньтяньин, залегающими в основании континентального мезозоя большинства впадин. Эта приуроченность вулканогенных отложений к низам разреза впадин характерна не только для Восточно-Гиринской зоны, она установила и для западных впадин — Цзяохэ, Бейцяо и др.

Сопоставление разрезов свиты по отдельным впадинам позволяет сделать вывод, что, несмотря на фаціальную невыдержанность отдельных горизонтов 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 представлена более кислыми эффузивами, а верхняя сложена в основном пирокластическими породами среднего состава. Следует отметить, что эта толща отличается крайней невыдержанностью генетических типов пород.

Нижнемеловые вулканогенные образования во многих впадинах юго-западной части зоны перекрывают свиту туньтяньин, возраст которой на основании флористических остатков определяется как валанжин-аптский. Здесь известные свиты (снизу вверх): хэлунская, лунцзин, далацзы. Первые две являются угленосными, верхняя — безугольная. В восточной части зоны, во впадинах Дуннинской и Лаохэйшань, отложения этого возраста (нижне- и верхнедуннинская свиты) содержат еще меньше вулканогенного материала, а восточнее — фациально замещаются угленосными толщами.

В составе верхних свит — хэлунской, лунцзин и далацзы (с возрастом от валанжина до альб-сеномана) — в некоторых впадинах (Тушанци, Хэлун) отмечаются отдельные покровы андезитов небольшой мощности (десятки метров).

Заключительный этап вулканизма, связанный с позднемезозойской магматической активизацией, — извержения андезитов на границе позднего мела (даний) и палеогена (палеоцен), выразившиеся мелкими инъекциями в форме штоков, межпластовых силлов и т.д. Внедрения этого этапа широко развиты в восточных районах (Северная Корея, Южное Приморье).

Состав эффузивов пирокластических образований Восточно-Гиринской зоны от поздней юры до позднего мела характеризуется сравнительно однообразным средним составом с небольшой долей кислых вулканитов в средней части свиты туньтяньин. В связи с этим весь комплекс вулканогенных пород Восточно-Гиринской зоны относится к андезитовой формации. Для нее характерен своеобразный петрохимический состав: малая общая щелочность и преобладание натрия над калием как в средних, так и в кислых разностях. Более основные андезиты и базальтоиды по составу близки к толеитовым типам: они малощелочные, существенно натровые и, как правило, высокоглиноземистые. Среди экструзивных андезитов известны разности с трахитоидным уклоном. Но такие фации развиты крайне ограниченно и представлены в основном в дайковых и экструзивных телах.

Для пород формации проявлен пропилитовый тип изменения, наиболее хорошо выраженный в прижерловых и экструзивных фациях.

### Пояса Большого Хингана

Вулканические пояса Большого Хингана располагаются в северо-западной части Амурского геоблока. По своим масштабам они отличаются от зон восточной части блока большой протяженностью (более 2000 км) при значительной ширине (до 300 км), что позволяет их сравнивать с таким окраинно-материковым поясом, как Охотско-Чукотский. Вулканические поля протягиваются от верхнего Амура до широты города Пекин. Их направление определяется разломами северо-восточного простирания (Западно-Хинганский и Восточно-Хинганский) и более мелкими тектоническими нарушениями, которые хорошо фиксируются на космических снимках. Вулканические покровы Большого Хингана состоят из двух линейных поясов — Большехинганского и Таяншунского (рис. 32). Эти пояса представляют собой прогибы, развитые вдоль глубинных разломов, которые дешифрируются на космических снимках. Наиболее отчетливо это устанавливается на примере Таяншунского прогиба.

Прогиб Большого Хингана заключен между двумя крупными поднятиями фундамента — Приаргунским и Верхнеганьхинским, которые ограничены крупными разломами. Выполняющие прогиб юрско-меловые образования распространены неравномерно по площади. Вулканогенно-осадочные и угленосные отложения нижней и средней юры известны в средней части, а верхне-юрские и нижнемеловые — в северо-восточной части прогиба. Наибольшая мощность вулканогенных образований устанавливается к северо-западной части прогиба, где обнажается толща верхнеюрских — нижнемеловых эффузивов нижней, средней и верхнехинганской свит, представленных чередованием андезитов, базальтов и маломощных потоков кислых вулканитов. Вверх по разрезу увеличивается мощность кислых лав и возрастает роль обломочных пород: агломератовых туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов. Мощность нижней части толщи, представленная в основном лавами среднего состава, равна 2000–2500 м. Эта часть толщи может быть объединена в андезитовую формацию. Верхняя часть толщи — верхняя хинганская свита (Нагибина, 1963), представленная вулканогенно-обломочными образованиями и содержащая лавовые покровы кислого состава, — объединяется нами в липаритовую формацию. Видимо, к андезитовой формации следует отнести вулканиты среднего и

основного состава, встречающиеся в осадочно-вулканогенной части прогиба. Мощность их составляет около 2000 м.

Таяншунский мезозойский прогиб расположен восточнее Большехинганского и по размерам значительно уступает последнему. Он протягивается в северо-восточном направлении на 600 км при ширине около 80 км. Основание прогиба слагают породы докембрийские и нижнепалеозойские Лютунского поднятия (на юго-востоке).

Прогиб представляет собой крупную структуру типа грабен-синклинали, осложненную ступенчатыми сбросами. Он сложен мощной толщей преимущественно вулканогенных пород, в нижней части переслаивающейся с угленосными отложениями. Несогласно на этих породах залегает мощная толща (до 1–1,5 км) базальтов, андезитов и кислых эффузивов позднемелового возраста (?). К востоку, северу и югу от прогиба выделяются более мелкие впадины грабенообразного типа — грабен-синклинали (по: М.С. Нагибина, 1963). В Хоэрцинской впадине развиты в основном средние лавы верхнеюрского возраста, мощность которых равна 1000 м. В Сахалынской впадине вулканогенные образования представлены верхнеюрским комплексом андезитовых лав и пирокластов и нижнемеловым комплексом осадочно-вулканогенных пород с пирокластами кислого состава (рис. 33).

В Эршилнэтунской впадине — самой южной из всех, вулканогенный комплекс представлен верхнеюрскими андезитами (мощность 300–400 м), нижнемеловыми осадочно-вулканогенными породами и кайнозойскими базальтами.

К юго-востоку от прогибов Большого Хингана располагается огромная впадина Сунляо, выполненная мезо-кайнозойскими рыхлыми отложениями. Впадина наложена на кристаллические породы Хингано-Бурейнского массива. Мощность осадков, слагающих впадину, составляет около 1,5 км. Они представлены сунгарийской серией верхнемелового возраста. Вдоль западного края проходит зона разломов, ограничивающая впадину от пород Лютунского поднятия. Здесь развиты верхнемеловые дайки диоритовых порфиритов, альбитофиров и кайнозойских базальтов.

Вдоль северной и северо-западной границы впадины по линии сбросов цепочкой располагаются многочисленные вулканы щелочных базальтоидов, охарактеризованных А.Н. Заварицким (1939) под названием мергенских. Такая же цепь вулканов располагается вдоль разломов на юге и севере депрессии в бассейнах рек Чэаньхэ, средней части Сунгари, Ляохэ и др. Как правило, их размещение контролируется разломами северо-восточного и субширотного направлений.

Интрузивные образования в вулканических зонах Большого Хингана развиты весьма ограниченно. Это мелкие линейные массивы, располагающиеся в основном вдоль бортов прогибов (в зоне их сочленения с поднятиями), осложненных домезозойскими кристаллическими породами основания — Верхнеганьхинским, Приаргунским, Малохинганским и др.

Размеры массивов обычно не более 0,5–1,5 км в поперечнике, среди них наиболее хорошо изучены Итулихинский, Ганьхинский, Ходоколюхинский, Верхнеитулихинский и др. (Нагибина, 1963). Они прорывают верхнеюрские и нижнемеловые образования и на основании взаимоотношения с последними, а также по геологическим данным разделяются на две возрастные группы — послеверхнеюрские и посленижнемеловые (возможно, верхнемеловые).

К первой группе относятся гранитоиды Итулихинского массива, ко второй — Ходоколюхинских розовых аляскитовых гранитов и гранит-порфиров. Поздневерхнеюрская интрузивная серия, связанная структурно с верхнеюрскими эффузивами, представлена массивами, сложенными диоритами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, крупнозернистыми гранитами, порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами. Особенности минерального состава этих гранитоидов является присутствие акцессорного флюорита. Во вмещающих эффузивных породах в непосредственной близости к массивам наблюдаются сульфидизация, многочисленные жилы и гнезда флюорита с карбонатами и включениями гематита.

Посленижнемеловые аляскитовые граниты слагают небольшие массивы (Ходоколюхинский, Верхнеитулихинский и др.), возможно представляющие собой апикальные части единого, более крупного интрузива. Контактные взаимодействия с вмещающими породами верхнехинганской свиты проявлены окварцеванием. Во вмещающих породах в непосредственной близости с массивами аляскитовых гранитов, гранит-порфиром наблюдаются флюорит-кальцитовые жилы.

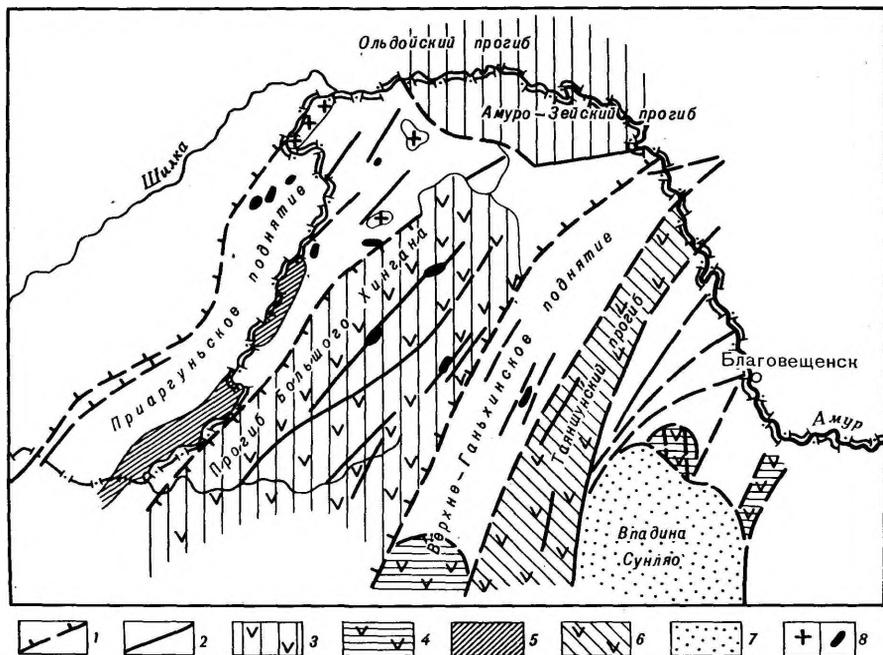


Рис. 32. Схема тектонического районирования северной части Большого Хингана (по М.С. Нагибиной, 1963, с дополнениями)

1 — глубинные разломы древнего заложения и длительного развития; 2 — разломы различного возраста; 3 — вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, выполняющие глубокие прогибы Монголо-Охотского типа; 4 — впадины забайкальского типа, выполненные грубообломочными и угленосными отложениями и вулканогенными образованиями позднеюрско-раннемелового возраста; 5 — впадины, выполненные грубообломочными (и угленосными) и вулканогенными образованиями юрского (на западе) и нижнемелового (на востоке) возраста; 6 — впадины, выполненные вулканогенными образованиями мелового возраста; 7 — кайнозойские рыхлые осадки; 8 — массивы мезозойских интрузий

Помимо этих массивов, известны мелкие интрузии — дайки, штоки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, развитые вдоль различных зон на сочлениии Приаргунского, Верхнеганьхинского и других поднятий. С интрузивными породами, по данным В.К. Чайковского (1961), связаны гидротермальные оруденения молибдена, цинка, свинца, висмута, флюорита, золота.

Формационное деление интрузивных пород на основании малочисленных геологических, петрографических и химических данных проведено с определенной условностью. Тем не менее выделяются три формации — андезитовая, охватывающая вулканогенные образования верхнеюрского и мелового возраста, и две интрузивные. Следует добавить, что среди эффузивов отмечаются породы с повышенной щелочностью (трахитоидный уклон). Это позволяет рассматривать их как переходную андезит-трахиандезитовую формацию, так как масштабность последней не совсем выяснена.

Среди интрузивных формаций, видимо, следует выделить диорит-монцогранодиоритовую послеверхнеюрского возраста, которая может быть сопоставима с верхне-амурским комплексом Гонжинской зоны.

Аляскитовые граниты и гранит-порфиры обособляются не только структурно (они развиты в основном на поднятиях), но и по химическому и минералогическому составу от вышеупомянутых Большого Хингана (табл. 54). Видимо, правильно выделить их в самостоятельную формацию лейкогранитов. Породы этой формации могут быть сопоставимы с мезозойскими гранитами Восточного Забайкалья — Ольгинским и Кондуйским массивами (Нагибина, 1963).

Таким образом, магматические формации Большого Хингана, с одной стороны, имеют много общего с образованиями такого же возраста других восточных вулканических

Таблица 54

Средние химические составы магматических пород  
вулканических зон Большого Хингана, %

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
<b>Андезитовая формация</b>							
Андезит	1	59,60	0,68	16,70	3,85	4,20	0,08
Андезит (позднеюрский комплекс)	1	56,90	0,65	17,90	3,97	4,12	0,11
<b>Диорит-монцогранодиоритовая формация</b>							
Диорит	1	56,36	0,50	19,37	2,65	5,14	—
Монцодиорит	1	64,00	0,93	19,09	1,58	2,12	0,05
Монцодиорит-гранодиорит	2	67,92	0,68	16,83	2,21	1,32	0,02
<b>Лейкогранитовая формация</b>							
Гранит	1	73,40	0,20	15,61	0,99	0,27	0,03

зон Северо-Восточного Китая, а с другой — обнаруживают черты сходства с магматическими формациями западной Гонжинской зоны Огоджинско-Умлеканского пояса Восточного Забайкалья. В то же время проявлено и своеобразие их развития: вулканогенные покровы слагают обширные депрессионные структуры — прогибы, выполненные мощной толщей осадочных и осадочно-вулканогенных пород возраста от верхней юры до нижнего мела.

Масштабность вулканических проявлений отличает эту зону от всех других вулканических зон Северо-Восточного Китая. Однако между ними есть и черты сходства: в составе вулкаников преобладание средних лав, высокая доля осадочного материала в составе вулканогенных толщ, наличие угленосных фаций (вплоть до угленосных толщ с мощными пластами углей), слабое проявление интрузивного магматизма, устойчивость и слабая латеральная изменчивость петрохимического состава формаций. Все это говорит о близких тектонических условиях и эволюционной направленности проявления магматизма этой территории Дальнего Востока.

Намечается структурная приуроченность фациальных и петрохимических типов пород магматических формаций: в обширных прогибах располагаются вулканиды андезитовой формации, в приразломных бортовых грабенах — трахиандезитовая формация, а на поднятиях — интрузивные формации — диорит-монцогранодиоритовая и лейкогранитовая; последняя проявлена в пределах блоков, сложенных докембрийскими образованиями (граносиенит-гранитный массив Приаргунского поднятия, сергачинский комплекс Верхне-Приамурской зоны, Нагибина, 1963; Сухов, 1975; и др.).

Анализ петрохимического состава формаций показывает, что все они характеризуются натровой спецификой и только для лейкогранитовой формации и связанных с ними кислых покровов, развитых в пределах жестких блоков, характерен калиевый уклон (преобладание калия над натрием).

В зависимости от петрохимических особенностей магматических пород и состава фундамента намечается и металлогеническая специализация. С диорит-монцогранодиоритовым комплексом с натровой спецификой связано гидротермальное оруденение свинца, цинка, молибдена, золота, висмута, флюорита (Нагибина, 1963; Чайковский, 1961).

С породами лейкогранитовой формации ассоциирует флюоритовое оруденение. Известны жилы флюорита мощностью до 15 см, а также зоны брекчированных кислых эффузивов, сцементированных флюоритом.

Заканчивая характеристику вулканических зон, развитых на консолидированном субстрате Амурского геоблока, следует подчеркнуть общие закономерности развития магматизма. Намечается два типа магматических (вулканических) ассоциаций:

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
<b>Андезитовая формация</b>							
2,11	2,90	3,60	2,20	0,17	2,09	1,70	99,88
3,70	4,10	3,40	1,20	0,08	2,31	1,53	99,97
<b>Диорит-монцогранодиоритовая формация</b>							
1,74	3,18	3,30	2,46	—	1,22	0,12	99,04
1,28	3,64	4,06	3,06	0,22	0,28	0,26	100,57
0,82	2,32	3,68	4,05	0,09	0,20	0,08	100,22
<b>Лейкогранитовая формация</b>							
0,16	0,40	3,90	4,72	0,10	0,08	0,20	100,06

олонойский, свойственный пологим сводовым поднятиям, и тырмо-гуджальский, развитый в депрессионных рифтогенных впадинах.

Для Олонойского типа ассоциаций характерны: сокращенные масштабы проявления ранней фазы — андезитовой формации, приуроченной к узким приразломным депрессиям; широкое площадное развитие эффузивных фаций (взрывных брекчий и игнибригов) липаритовой формации, связанной с пологим сводообразованием; весьма ограниченное распространение лейкогранитов, гранит-порфиров в экструзивных и дайковых фациях (обманийский комплекс). Породы трахиандезит-монцодиорит-гранодиоритовой формации встречаются весьма редко, они известны в отдельных вулcano-структурах. Петрохимическая особенность ассоциации — "трахитоидная специфика", которая проявлена как в андезитовой, так и липаритовой формациях с отклонением к трахиандезитовым и трахилипаритовым типам. Следует подчеркнуть, что преемственность между этими формациями отсутствует, что выражается различным направлением эволюции для каждого из них.

Для пород андезит-трихандезитовой формации отмечаются высокое соотношение Na/K (1,5–2), снижение общего уровня щелочей в ходе эволюции и повышение роли калия (Na/K = 0,5–0,3). Кроме того, породы имеют высокую пересыщенность глиноземом, дефицит извести.

Для липаритовой формации характерны лейкократовость, высокая кремнекислотность, высокая щелочность и калиевость, повышение ее к заключительным фазам. Кислые члены липаритовой формации являются наименее известковистыми по сравнению с баджальскими и мяо-чанскими типами.

Олонойский тип ассоциации широко развит в вулканических зонах северо-восточного выступа Китайской платформы (Мулинская, Хэганская и др. вулcano-структуры южной части Малохинганского, Среднеамурского и Наданьхада-Бикинского поясов).

Трахилипаритовая специфика липаритовой формации представляет одну из главных особенностей этой ассоциации. Разновидностью трахилипаритовой формации в отдельных структурах (Мулинская, Цзямусинская Северо-Восточного Китая) являются комплексы, в которых увеличение щелочности сопровождается небольшим ростом кремнекислотности (трахитоидный уклон).

Помимо петрохимических особенностей выявлена флюидная специфика: водородно-фтористый состав флюидов и высокая их восстановленность. Высокая фтористость первичных флюидов, по данным изучения высокотемпературных включений в минералах субликвидусной кристаллизации, подтверждается наличием интрузий с флюоритом. Турмалиновый тип не характерен для этой ассоциации. Проявлен в тех случаях, где в

структуре фундамента отмечаются линзы мраморов и бороносные скарны (архейский машаньский комплекс Малохинганского массива и др.).

Тырмо-гуджалский тип вулканических ассоциаций свойствен, как уже отмечалось, выше, вулканическим зонам, залеженным на древнем фундаменте, морфологическим типом которых являются крупные прогибы, вулканотектонические депрессии, грабеноподобные впадины, развитые в зонах растяжений, сопряженных с крупными региональными разломами. Ассоциация представлена в основном породами начального этапа магматизма — андезитовой формацией, главным образом в эффузивных и, реже, в экстрезивных и интрузивных фациях.

Экстрезивно-интрузивный магматизм ассоциации представлен в форме трещинных и интрузивных кольцевых и купольных комплексов, сопряженных со скрытыми субширотными глубинными зонами разломов, которые хорошо дешифрируются на космических снимках с кулисным расположением их отдельных отрезков.

Тырмо-гуджалский тип вулканической ассоциации распространен наиболее широко (Тырминская, Восточно-Гиринская Большая Хингана и др.) в депрессионных зонах, залеженных на кристаллических массивах. Для него характерны преобладание среднеосновных эффузивов, весьма ограниченное развитие кислых пород и интрузивных фаций. Петрогеохимической особенностью является наличие среди высокоглиноземистых базальтов низкоглиноземистых и низкокальцевых базальтов, близких к толеитам. Они отличаются высоким содержанием хрома, высоким соотношением Na/K, которое мало меняется с ростом кремнекислотности серии, а также и общая щелочность повышается слабо или остается на одном уровне.

Металлогеническая специализация пород этой серии проявлена слабо. На основании геохимических данных, а также пространственной связи ореолов повышенной концентрации они могут быть перспективны в отношении ртути и молибдена.

### Вулканические зоны Кореи

Начиная с середины триаса территория Кореи вступает в особый этап тектонического развития, отличный от платформенного и геосинклинального, который привел к формированию наложенных континентальных структур, проявившихся в областях завершённой складчатости на платформенных сооружениях. Эти структуры Т. Кобаяси (1959) назвал гетерогеном, а Чень Го-да (1956) — структурами дива. В.Л. Масайтис (1961, 1963) возникновение этих структур объясняет процессами тектоно-магматической активизации, также считая, что они принадлежат к самостоятельному типу тектонического развития и не являются отзвуками складчатых движений и магматизма в геосинклиналях.

Мезозойские вулканические образования областей тектоно-магматической активизации в Корее распространены незначительно. Они выполняют небольшие внутренние впадины, ограниченные разломами, развитые среди древних массивов (Кенги) и геосинклинальных зон (Амнокканская), а также на границе разнородных структур (массив Собэк и Очхонская геосинклинальная зона). В связи с этим фундамент вулканических зон разнороден и представлен образованиями от докембрийского до мезозойского (среднеюрского) возраста.

Как правило, впадины выполнены осадочными и вулканогенными молассовыми формациями верхнеюрского и мелового возраста. Эффузивы верхнемелового возраста обильно распространяются за пределами впадин, но размеры их ареалов незначительные. Залегание вулканогенно-осадочных толщ верхнеюрского и мелового возраста большей частью пологое, близкое к горизонтальному, часто осложненное сбросами.

Вулканические континентальные комплексы верхнеюрского возраста распространены как в Северной, так и Южной Корее в виде небольших зон. Наиболее хорошо они изучены в нижнем течении р. Туманган, где известны выходы вулканических пород, охарактеризованных флорой, несогласно залегающих на верхнепалеозойских образованиях и гранитах. Эти породы сложены андезитовыми туфами, агломератами (слои сугупхо), выше которых залегают базальты. Слои сугупхо сопоставляют с туньяньской свитой, распространенной в мезозойских впадинах Гиринской провинции КНР, а также с вулканическими породами впадин правобережья р. Янцзы.

В период активной вулканической деятельности синхронно с ее поздним этапом происходило внедрение крупных трещинных многофазных позднеюрских интрузий

(от габбро до гранитов). Все они приурочены к крупным разломам, взламывающим платформенные образования (Масайтис, 1963). В Южной Корее юрские граниты (ранняя юра — ранний мел), принадлежащие комплексу Дазбо, распространены в массиве Кенги и геосинклинальной зоне Очхон (Kim, 1973), где образуют крупные плутоны, простирающиеся в северо-восточном направлении вдоль разломов. С юрскими гранитами генетически связаны месторождения золота и серебра, свинца и цинка, меди, флюорита и др.

Вулканический комплекс верхнемелового возраста, выполняющий грабены и впадины, распространен в Северной Корее в бассейнах рек Хвансувонган, Намдэчхон и др. (Путинцев, Синицкий, 1963). В его состав входят две свиты — чанпхенская и точханская.

Чанпхенская свита (нижняя) представлена песчаниками, алевролитами, туфами кварцевых порфиров, фельзит-порфирами, в небольшом количестве конгломератами, гравелитами. Характерны переслаиваемость пород и общая приуроченность конгломератов к основанию свиты, а вулканических пород — к верхним ее частям. Мощность последних — 260 м. На этой свите, а также на докембрийских и других образованиях, несогласно залегает точханская свита, сложенная пестроокрашенными туфами андезитовых порфиров и андезитовыми порфиритами мощностью до 600 м. Верхнеюрские образования перекрыты свитой сесон, представленной конгломератами, песчаниками, алевролитами, прослоями угля и горячих сланцев (аргиллитов) мелового возраста, сопоставляемых с отложениями мела впадин р. Янцзы и верхнесучанской свитой Приморья. Выше несогласно залегают туфогенные конгломераты, песчаники (слои йоннам) мощностью 100 м, сопоставляемые с нижней частью коркинской серии Приморья (сеноман-турон).

Как в Северной, так и в Южной Корее меловой вулканизм сопровождался внедрением позднемеловых гранитов. Они образуют пояса в виде цепочек небольших штоков, трассирующих разломы северо-восточного простиранья.

Как отмечает В.Л. Масайтис (1973), мезозойские магматические формации имеют определенную направленность развития. Средний состав магм изменяется от богатого щелочами и мафическими компонентами (средний триас) к несколько обогащенному известью, относительно более бедному щелочами (верхняя юра) и затем к наиболее лейкократовому составу, резко обедненному известью и снова несколько обогащенному щелочами (верхний мел). Для всех средних составов магм характерно заметно пониженное содержание анортитового компонента по сравнению со средними типами по Дели.

## ПОГРАНИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ПОЯСА

### Зоны обрамления Буреинского массива

К этой категории относятся зоны, развитые вдоль сочленения Буреинского массива: а) на востоке с песчано-сланцевыми миогеосинклинальными толщами Сихотэ-Алинской складчатой области; б) на севере с кремнисто-вулканогенными эвгеосинклинальными толщами Монголо-Охотской складчатой системы.

В состав восточных пограничных зон входят Баджальская, Дуссе-Алинская и другие, которые составляют северо-восточный фланг Малохинганского транзитного пояса — протяженной линейной структуры.

Пограничные вулканические зоны северного обрамления Буреинского массива (с востока на запад — Верхнеселемджинская, Октябрьская, Гонжинская и др.) слагают субширотный пограничный Огоджинско-Умлеканский пояс, который трассирует Южно-Тукурингский протяженный глубинный разлом, проходящий вдоль стыка массива и Монголо-Охотской складчатой системы.

Среди восточных пограничных вулканических зон наибольший интерес представляет Баджальская, являющаяся наиболее крупным ареалом магматизма и формирования рудных систем мезозойского этапа активизации.

Баджальская зона заложена на средне-верхнепалеозойских складчатых структурах, а также на отдельных блоках восточной части Буреинского кристаллического массива, а северная ее часть — на структурах мезозойского складчатого обрамления. Глубинное строение зоны отличается повышенной мощностью коры, равной 40 км; при этом "гранитный" слой резко преобладает над "базальтовым".

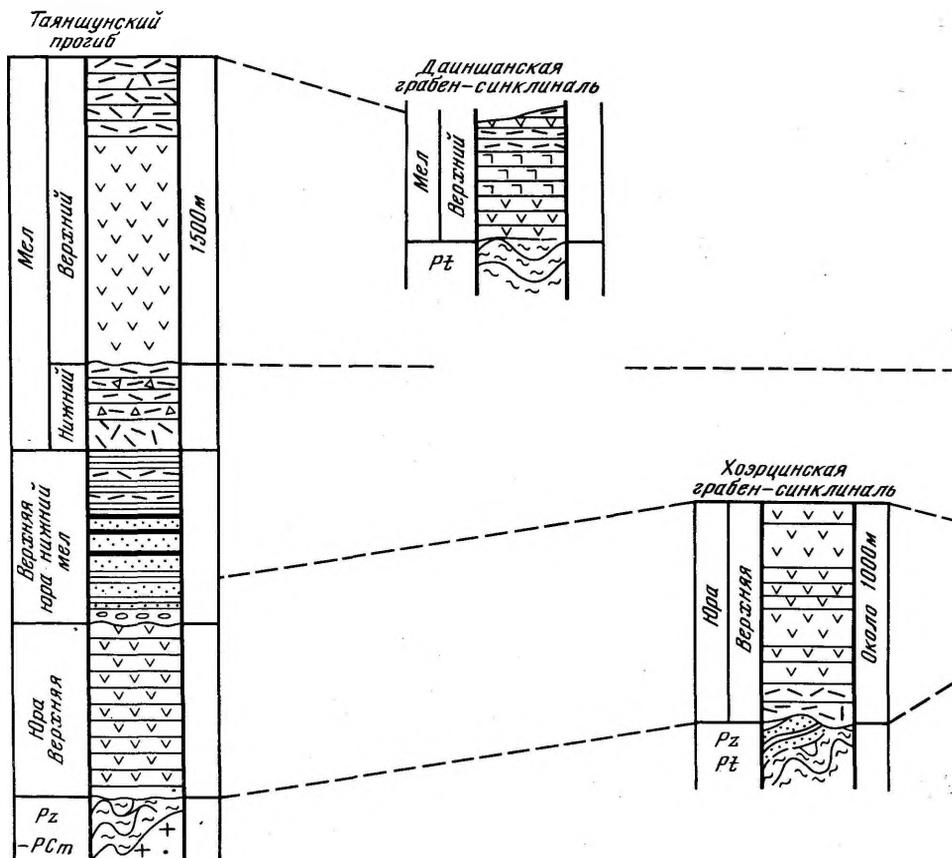


Рис. 33. Сопоставление разрезов мезозойских вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований впадин Большого Хингана (по М.С. Нагибиной, 1963)

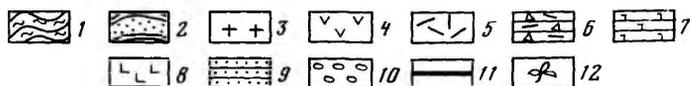
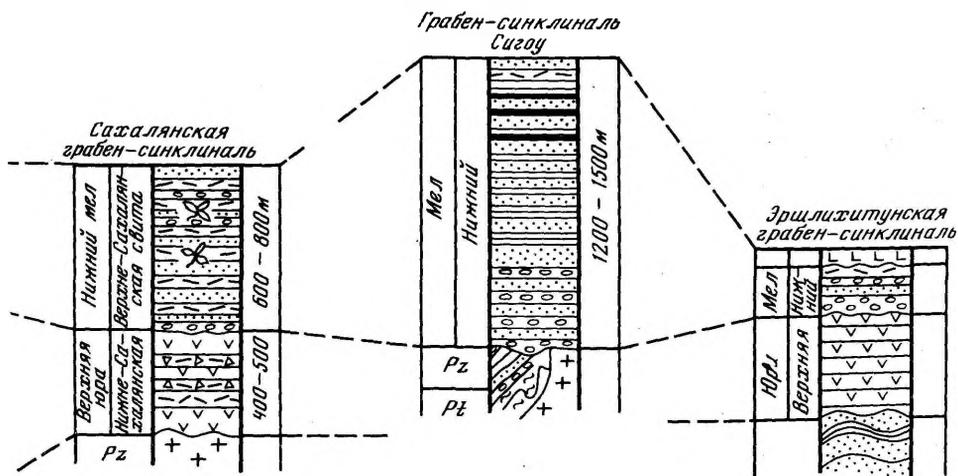
1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — песчаники и сланцы палеозоя (силур-девон); 3 — граниты палеозоя; 4 — эффузивы основного и среднего состава; 5 — кислые эффузивы; 6 — агломератовые туфы кислого состава; 7 — базальты и андезиты позднего мела; 8 — базальты кайнозойских покровов; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — угли и углистые сланцы, 12 — флора

В основании разреза зоны залегает угленосная толща. Вышележащая толща вулканогенно-обломочных пород, имеющая мощность 3000 м, подразделяется на нижнемеловые эффузивы и их туфы среднего состава и верхнемеловые, представленные в основном липаритами, дацитами и их туфами.

Магматизм этой зоны представляет собой типичный пример широко развитого кислого вулканизма, связанного с процессами позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

Баджалская зона — это крупное сводовое поднятие, вытянутое в северо-восточном направлении (размером 130 X 80 км) и ограниченное системой разломов: на западе — субмеридиональной шовной структурой вдоль границы Буреинского массива и его складчатого обрамления; на юге — сбросами северо-восточного и субширотного направлений; на востоке свод не имеет четких границ и условно ограничивается трансрегиональной зоной субмеридионального направления, выделенной по аэрокосмическим снимкам (эта зона совпадает с "Амурским валом" — резким подъемом поверхности Мохо).

Заложение и формирование Баджалского свода сопровождалось дифференцированными движениями его различных блоков, ограниченных зонами долгоживущих разрывных нарушений. С разломами двух направлений связаны главные проявления магматизма. В связи с широтной зоной разломов сформировалась своеобразная пикрит-щелоч-



но-базальтовая формация (даянский комплекс). С разрывами западного простирания и заложением узких прогибов связаны формирование туфогенно-осадочных отложений и излияние андезитов андезитовой формации (лакский комплекс). В дальнейшем вулканизм был локализован внутри Баджальского свода и представлен в основном липарит-гранитной формацией (баджальский комплекс). Одновременно или несколько позже формировалась монцонитовая габбро-диорит-гранодиоритовая формация (силинский комплекс).

Для каждого этапа вулканизма были свойственны свои характерные структурные формы проявления. Для пикрит-щелочно-базальтового вулканизма наиболее типичны трубчатые тела и дайки небольшого размера, для андезитового вулканизма — покровные образования и экструзии в линейных приразломных прогибах и депрессиях, для внутрисводового кислого магматизма отмечается разнообразие структурных форм — широкое развитие сложных, экструзивно-интрузивных купольных построек и кальдер оседания.

Даянский комплекс выделен Н.В. Огняновым (1978) и детально охарактеризован С.О. Максимовым (1978). Он имеет раннемеловой возраст и объединяет многочисленные субвулканические и трещинные тела (размер которых не превышает первой сотни метров), представленные породами сложнодифференцированного ряда — от оливин-клинопироксеновых пикритов до трахитов. Единственным заведомо интрузивным аналогом этих пород является Левоаярапский массив габбро-сиенитов. Фазы, выделенные в пределах массива, отражают этапы магматизма, которым соответствуют эффузивные образования.

Первая фаза представлена щелочными габброидами с широкими фаціальными разностями от ультраосновных пироксенитов до диоритсиенитов и от пикритов до щелочных базальтов в эффузивных фациях. Ко второй фазе относятся лейкократовые

Таблица 55

Средние химические составы пород пикрит-щелочно-базальтовой формации  
(даянский комплекс) Баджальской зоны, %

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
Пикрит	5	41,75	3,52	12,28	4,87	7,56	0,22	10,40
Ортоклазовый габбро-пироксенит	3	40,12	3,68	13,02	8,62	8,46	0,27	7,52
Щелочное габбро	4	47,90	2,31	15,7	3,85	6,72	0,22	4,83
Сиенит	9	58,65	0,88	18,57	1,98	2,14	0,34	1,15
Щелочной базальт	5	48,32	2,56	12,67	5,10	5,57	0,23	7,72
Трахит	2	60,68	1,65	10,31	9,49	1,31	0,14	2,59

Таблица 55 (окончание)

Породы	Количество анализов	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
Пикрит	5	9,50	1,77	2,83	0,98	2,15	2,11	99,94
Ортоклазовый габбро-пироксенит	3	12,26	1,93	1,31	1,44	0,45	0,78	99,86
Щелочное габбро	4	7,98	3,37	3,75	0,75	1,31	1,33	100,02
Сиенит	9	2,40	3,75	7,63	0,17	0,88	1,27	99,81
Щелочной базальт	5	8,87	2,57	2,46	0,69	1,56	1,62	99,94
Трахит	2	0,89	4,85	4,70	0,31	1,49	1,67	100,08

крупнопорфировые сиениты и их эффузивные аналоги — трахиты. В интрузивных породах наблюдается расслоенность, представленная чередованием меланократовых и лейкократовых полос, сложенных клинопироксеном, оливином, титано-магнетитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, сфеном и апатитом (до 4–7%). В трахитах отмечаются полосы, обогащенные цирконом.

Химизм пород свидетельствует о широких вариациях состава пород комплекса (табл. 55). Для него характерны высокая титанистость и калиевость как в основных, так и в кислых разностях, высокие содержания фосфора, особенность в меланократовых разностях. Геохимическими особенностями являются обедненность щелочных габброидов хромом, никелем, ванадием и обогащение их по сравнению с вулканическими комагматами кобальтом, а также резкая "рафинированность" кислых членов серии фемафильными элементами.

Лакский комплекс в пределах Баджальской зоны объединяет вулканические образования, представленные андезито-базальтами, андезитами, дацитами и липаритами поздненижнемелового возраста. Кислые члены комплекса в объемном отношении занимают не более 7–10%.

Комплекс выделен и описан под разными названиями А.Ф. Болотниковым и др. (1975), В.Г. Сахно (1964, 1976), С.О. Максимовым (1978).

Экструзивные и особенно интрузивные фации развиты ограниченно. За пределами Баджальской зоны аналогом лакского комплекса являются вулканы станолирского комплекса в Тырминско-Ниманинской зоне, а также интрузивный пурильский комплекс и нижняя часть холдоминской свиты Мяо-Чанской структуры (Гоневчук и др., 1978; Сахно, 1976; Максимов, 1978).

Таблица 56

Средние химические составы пород (лакский комплекс), %

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
Андезиты	7	55,40	0,72	16,73	3,01	4,75	0,15	5,17
Андезиты	2	58,77	0,76	17,39	2,38	4,51	0,25	3,23
Андезито-дациты	12	60,59	0,62	16,99	2,68	3,64	0,15	2,86
Гранатсодержащие андезито-дациты	12	63,24	0,49	17,07	2,18	3,38	0,12	1,53
Гранатсодержащие дациты	3	65,83	0,50	16,23	2,50	1,86	0,06	0,97
Гранатсодержащие липариты	7	73,22	0,11	14,28	1,52	0,84	0,04	0,54
Кварцевые диориты	3	62,43	0,68	17,17	0,89	4,47	0,11	2,13
Гранодиориты	4	66,24	0,39	15,99	0,98	2,96	0,10	1,78
Граниты	3	71,54	0,19	14,62	0,32	1,64	0,08	0,48

Породы	Количество анализов	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
Андезиты	7	8,00	2,56	0,94	0,21	1,15	1,24	100,03
Андезиты	2	6,30	2,69	1,60	0,38	0,37	1,23	99,86
Андезито-дациты	12	5,31	3,27	1,60	0,17	0,80	1,25	99,93
Гранатсодержащие андезито-дациты	12	3,94	3,29	2,16	0,22	0,94	1,30	99,86
Гранатсодержащие дациты	3	3,27	3,80	1,65	0,20	1,72	1,50	100,09
Гранатсодержащие липариты	7	1,33	3,49	2,09	0,16	1,11	1,25	99,98
Кварцевые диориты	3	5,38	3,39	2,19	0,15	0,31	0,70	100,01
Гранодиориты	4	4,00	3,28	2,65	0,12	0,49	1,02	100,00
Граниты	3	1,97	3,95	4,08	0,03	0,66	0,41	99,97

Для пород комплекса свойственна дискретность. Тем не менее намечается эволюционная последовательность излияний от андезито-базальтов к андезитам и андезито-дацитам и липаритам. Особенностью являются широкое развитие гранатовой серии пород (от андезитов до липаритов), высокая железистость темноцветных минералов, отсутствие магнетита в качестве первичных выделений, наличие ильменита, муассонита, графита и первичных сульфидов, что указывает на высокий восстановительный режим интрателлурической кристаллизации. Это подтверждено и анализом газов, закапсулированных во вкрапленниках (Сахно и др., 1976).

Для меланократовых пород лакского комплекса свойствен толеитовый характер состава, который сменяется более высокоглиноземистым с известково-щелочным уклоном (для андезитов), а в кислой части снова проявлена толеитовая тенденция.

"Толеитовая" специфика комплекса отражается и в его щелочности — характерны низкая калиевоность (особенно в кислых породах) и общая низкая щелочность и титанистость наряду с высокой глиноземистостью, наиболее высокой в дацитовой части серии.

Для интрузивных фаз в целом характерны те же особенности: резко выраженный натровый тип пород, повышенная глиноземистость, несколько меньшая железистость по сравнению с вулканитами (табл. 56).

Для комплекса свойственна и геохимическая специфика (табл. 57) — повышенная концентрация Ni, Co, V, Cr, особенно в меланократовых породах. По мере раскисления резко падает содержание Cr, Ni, Co, V, Cu. Наиболее "рафинированными" в отношении этих элементов являются липариты. Содержание рудогенных элементов остается близким к эталонному или несколько выше.

Обращают на себя внимание повышенные концентрации серебра (в 2—3 раза), а также молибдена и меди.

Баджальский комплекс позднемелового возраста объединяет породы существенно кислого состава. Описание этого комплекса вошло в геологическую литературу благодаря работам М.И. Ициксона, А.Ф. Болотникова и др. Он представлен тремя фазами извержений: урмийской — липариты, липарито-дациты; аракатской — андезито-дациты, дациты; гербинской — липариты, липарито-дациты. Кроме покровных фаций, широкое развитие имеют экструзивные образования. Экструзии слагают крупные массивы, образуя сложные по форме тела; валобразные постройки, силло- и куполообразные массивы. По площади они занимают более трети всей зоны. К ним относятся Аникский, Гербинский, Ярапский, Гоинский и другие массивы. В отличие от покровных фаций экструзии насыщены большим количеством (до 75%) крупных интрателлурических вкрапленников.

Для пород баджальского комплекса свойственно развитие устойчивых парагенезисов вкрапленников: кварца, плагиоклаза, ортоклаза, гиперстена, ильменита, граната, реже и меньше биотита, роговой обманки и авгита. Для темноцветных минералов характерна их высокая железистость, для плагиоклазов — зональность и высокая основность, а для калишпатов — высокая доля альбитовой компоненты.

К петрохимическим особенностям в целом следует отнести высокую известковистость, глиноземистость, низкую щелочность и повышенную натровость в сравнении со средними типами, хотя для каждой фазы проявлены своеобразные петрохимические черты, которые хорошо видны из анализа табл. 58. Гоинская экструзия отличается повышенной калиевостью, не свойственной Баджальскому своду.

Формирование комплекса завершилось внедрением урмийских гранитоидов, выходы которых прослеживаются на большой площади в виде гранитных интрузий и спутанных тел, являющихся апикальными частями единого батолита (Олгосинский, Ярапский и другие выступы). Это биотитовые, реже — гиперстенсодержащие граниты с устойчивым петрохимическим составом, близким или аналогичным баджальским кислым вулканитам.

Геохимическими особенностями пород баджальского комплекса являются повышенная концентрация элементов, составляющих рудный профиль района: В, Pb, Cu, Sn, Ag, Zn, а также V и Ni. В экструзивных образованиях резко возрастает содержание Zn, Pb, Ag и снижаются — V и Cr.

Повышенные концентрации рудогенных элементов в породах баджальского комплекса могут свидетельствовать о первичной металлогенической специализации кислых вулканитов. Парагенезисы элементов рудного профиля, их корреляционные соотношения (Cu—Sn—Pb—Zn—Ag с бором и фтором) соответствуют характеру гидротермальной рудной минерализации.

Силинский комплекс объединяет андезиты и интрузивные комагматы сложного состава от диоритов до гранитов с четко проявленной монцитонитоидностью (Руб и др., 1978; Изох, 1978; Максимов, 1978; и др.). Породы комплекса прорывают все вулканические образования Баджальского свода и тяготеют к его центральной части. Эффузивные породы комплекса весьма ограничены по площади. Интрузивные тела полифациальны и сложнодифференцированы. По возрасту (95—85 млн. лет) комплекс соответствует завершающему этапу формирования баджальских вулканитов и внедрению верхнеурмийского батолита. В связи с этим можно считать, что завершающие этапы кислого внутрисводового вулканизма совпали с началом трещинных внедрений силинского комплекса, масштабы которого возрастают к востоку и северо-востоку, к зоне перегиба свода и "Амурского вала" (Руб и др., 1978; Радкевич и др., 1971; Максимова, 1978; и др.).

Для пород комплекса характерны следующие парагенезисы:  $Pl_{80-50} - Hpr_{42-48} - Aug_{33-34} - Ilm$  — для средне-основных разностей и более кислых — появление биотита, кварца, а также калишпата и мусковита. В породах монцитонитоидного типа наряду с обычным кварц-калишпатовым межзерновым агрегатом наблюдаются еще и моно-

Таблица 57

**Среднее содержание микроэлементов  
в магматических породах Баджальской зоны, г/т**

Породы	Количество анализов	B	Pb	Cr	Cu	Sn	V	Ag	Zn	Co	Ni
<b>Даянский комплекс</b>											
Пикриты	16	17	10	199	100	4,3	231	0,11	87	36	191
Щелочное габбро	5	47	43	28	77	3,4	84	0,17	75	53	51
Сиениты	3	30	46	11	34	4,0	71	0,09	44	7,1	14
Трахиты	3	35	23	18	15	3,3	105	0,05	50	4,6	22
<b>Лакский комплекс</b>											
Андезиты	18	27	17	335	89	4,1	171	0,13	139	26,4	87
Андезито-дациты	7	33	15	42	41	4,1	83	0,14	119	15	26
Дациты	17	27	31	7	35	4,4	39	0,11	96	11	6,5
Липариты	12	9	18	2,3	16	3,2	11	0,05	71	2,6	12
<b>Баджальский комплекс. Урмийская фаза</b>											
Покровные липариты	25	18	46	20	40	5,2	49	0,13	76	6	9,3
Экструзивные липариты	31	14	61	12	36	5,1	37	0,17	96	5	7,4
<b>Аракотская фаза</b>											
Дациты	47	16	30	39	47	5,0	84	0,13	98	13	14
Дациты Гоинской экструзии	7	18	28	31	39	4,0	79	0,08	96	12	23
<b>Гербинская фаза</b>											
Покровные липариты	54	22	47	10	21	4,3	31	0,14	71	3,2	5
Экструзивные липариты	35	17	51	13	35	6,4	44	0,11	24	6	10
Гранит-порфиры	4	18	48	9	17	5,2	22	0,07	43	5	8
<b>Массивы гранитов</b>											
Верхнеурмийский	12	6	53	4,6	26	4,1	8,7	0,07	28	1,2	5
Сюигачанский	15	9	55	5,5	8	5,3	17	0,05	34	1,9	4
Олгосинский	4	9	43	33	55	6,7	70	0,09	115	9	22
Ярапский	7	11	55	6	30	2,4	5,3	0,12	70	1,3	3,4
Утаканский	5	12	64	6,4	23	4,8	31	0,09	66	4,8	8,2
Сютингский	4	13	37	17	17	4,2	56	0,07	87	9	20
<b>Силинский комплекс</b>											
Андезиты	16	29	18	42	73	4,0	131	0,15	150	24	26
Габбро-диориты	18	43	21	139	78	4,2	154	0,18	147	24	68
Кварцевые диориты	26	22	34	54	66	5,0	108	0,11	105	23	31
<b>Кварцевые диориты по массивам</b>											
Озерный	7	25	25	72	76	3,1	124	0,11	115	30	52
Курун-Гиджинский	6	72	32	63	45	7,8	143	0,07	143	15	48
Куркалтинский	7	15	35	76	85	4,3	98	0,09	95	33	21
Вулканный	7	17	32	32	79	4,1	101	0,21	125	22	30
Средний андезит четвертичных вулканитов Курильских островов	46	21	48	30	74	2,4	220	0,07	80	24	21
Средний андезит Карпатской вулканической зоны	—	—	18	17	43	1,4	88	—	56	11	3,8
Кларк для средних пород (Виноградов, 1962)	—	15	15	50	35	—	100	0,07	72	10	55
Кларк для кислых пород (Виноградов, 1962)	—	15	20	25	20	3,0	40	0,06	60	5	8
Средний андезит (по Тейлору)	—	—	6,7	56	54	0,8	175	0,13	—	24	18

Таблица 58

Средние химические составы магматических пород  
липарит-гранитной формации  
(Баджальский комплекс) Баджальской зоны, %

Породы	n	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
<b>Урмийская фаза</b>							
Липариты	21	69,50	0,31	15,05	0,83	2,05	0,07
Экструзии	14	72,65	0,20	14,79	0,57	1,49	0,07
<b>Арокотская фаза</b>							
Андезито-дациты	5	60,91	0,65	17,13	2,44	4,00	0,15
Дациты	18	66,11	0,51	15,83	1,50	2,89	0,08
<b>Гербинская фаза</b>							
Липариты	25	73,11	0,19	14,00	0,59	1,40	0,06
Экструзии		72,00	0,26	14,93	0,80	1,84	0,07
<b>Гоинская экструзия</b>							
Липариты	4	70,66	0,35	14,09	1,41	1,90	0,07
Дациты	3	65,04	0,55	15,97	3,13	1,66	0,09
Гранит-порфиры	5	71,33	0,24	13,98	1,01	1,72	0,06
Гранит-порфиры ур- мийской фазы	4	71,50	0,23	14,04	0,82	1,73	0,05
Верхнеурмийские граниты	16	76,71	0,09	12,45	0,25	1,04	0,03

калишпатовые обособления (в диоритах), а в гранитах — миароловые пустотки с кварцем, турмалином, мусковитом, флюоритом. В некоторых массивах (Вулканный, Куркальтинский, Санар и др.) встречается гранат альмандинового ряда.

Петрохимический состав комплекса (табл. 59) наследует общие черты, свойственные Баджальскому своду — повышенную кальциевость, глиноземистость и пониженную щелочность, но на фоне составов пород более ранних комплексов они более титанистые и калиевые и менее железистые. Эволюция комплекса также отличается рядом особенностей. Это прежде всего резкое сокращение количества MgO от габбро до диоритов; резкое убывание полевошпатовой извести и появление избыточного глинозема, что приводит к появлению глиноземистой фазы — граната в кислых породах; а в основных разностях проявлена анортитовая тенденция (плагноклазовые габбро с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 23%).

В геохимическом отношении породы силинского комплекса характеризуются повышенными концентрациями В, Ag, Cu, Zn, Pb, Sn, но уровень их содержания колеблется в различных структурах и массивах, что подчеркивает не только их полифациальность, но и условия образования (различную степень воздействия интрателлурических флюидов). Это прежде всего отражается в неравномерности распределения щелочей и особенно рудогенных элементов. Так, кварцевые диориты Каркультинского массива отличаются наиболее высокими концентрациями меди и кобальта, но пониженными бора, серебра и цинка, тогда как диориты Курун-Гиджинской интрузии характеризуются высокими содержаниями В, Sn, V, Zn, а породы массива Вулканного — Ag и Cu.

В целом, для пород комплекса отмечаются высокие содержания элементов рудного профиля — Ag, Sn, Cu, Zn, Pb, а также В и в отдельных структурах F. В сравнении с лакскими андезитами силинские резко занижены в уровнях концентраций по Cr, Ni, V.

Характер корреляционных соотношений показывает общую тенденцию — большую пестроту уровня от массива к массиву, сокращение числа тесных связей сидерофильных элементов между собой, а также с литофильными и появление весьма показательных — Cu—Zn, Sn—Ag и В, что также отличается от их баджальских, для которых устойчивы корреляции рудогенных элементов Sn, Pb, Zn, Ag с медью.

Краткое описание магматических комплексов Баджальской зоны показывает, что позднемезозойский вулканизм независимо от структурно-морфологического характе-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
<b>Урмийская фаза</b>							
0,73	3,06	3,46	3,21	0,10	0,54	1,00	99,91
0,48	2,01	3,38	3,83	0,07	0,21	0,27	100,02
<b>Арокотская фаза</b>							
2,32	5,60	3,04	1,99	0,24	0,45	1,00	99,92
1,33	3,88	3,18	2,65	0,16	0,38	0,42	99,92
<b>Тербинская фаза</b>							
0,35	1,68	3,23	4,04	4,04	0,51	0,74	99,94
0,54	2,44	3,14	3,76	0,09	—	0,15	100,02
<b>Гоинская экструзия</b>							
0,77	2,23	2,94	3,94	0,07	0,58	0,79	99,80
1,56	3,70	2,86	3,02	0,20	1,13	1,10	100,01
0,58	2,04	3,32	4,02	0,06	0,45	1,00	99,81
0,66	1,96	3,47	4,19	0,10	0,45	0,71	99,91
0,23	0,71	3,32	4,55	0,55	—	0,52	99,95

ра проявления фациального и химического состава в целом отличается устойчивостью петрохимических признаков. Главные из них — высокая кальциевость и глиноземистость, низкая щелочность и титанистость. Намечается определенная эволюция расплавов — увеличение общей щелочности (за счет калия) от ранних комплексов к поздним при устойчивых прочих особенностях. В каждом комплексе отмечается определенная тенденция его эволюции: более меланократовые разности (базальт, габбро) несут признаки толеитовой ассоциации, по мере раскисления проявляется анортозитовая направленность — возрастает глиноземистость и известковистость, но в более кислых фазах наблюдается избыточный рост глиноземистости и “дефицит” полевошпатовой извести ввиду нехватки щелочей (натрия). Относительное обогащение калием отмечается в кислых дифференциатах. Для них свойственно и обогащение летучими — бором, фтором (турмалиновые и флюоритсодержащие граниты силинического комплекса).

В геохимическом отношении все породы Баджальской зоны характеризуются повышенными содержаниями элементов, составляющих рудный профиль района: Sn, Zn, Pb, Cu, Ag, В, F, Мо, Ni и т.д. Однако их металлогеническая специализация различна. Особенности геолого-структурного положения, условия выплавления и состав пород комплекса определили их неодинаковую рудоносность. На основании петрогеохимических и минералого-геохимических критериев устанавливается связь магматических комплексов Баджальской зоны с определенным типом рудной минерализации. Подчеркнем некоторые особенности распространения рудной минерализации Баджальской зоны. Ареал профилирующего оловянного и сопутствующего вольфрамового, медного и молибденового оруденения почти полностью повторяет Верхне-Урмийский криптобатолит, выходы которого фиксируются спутательными телами далеко за пределами Урмийского массива. Граница рудной минерализации не выходит за пределы разломной зоны северо-восточного направления, выделяемой как “ось” Баджальской рудоносной структуры. На своем продолжении эта рудоносная структура осложнена Гербинским экстрезивным массивом, но далее к северо-востоку она снова хорошо проявлена. В пределах структуры все рудопроявления связаны с куполовидными выступами гранитных тел.

Следующей рудной структурой является субширотная Урми-Курская, которая прослеживается в восточном направлении от Урмийского массива вдоль широтного

Таблица 59

Средние химические составы пород монзонит-габбро-гранодиорит- (гранитной) формации (силинский комплекс), %

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
Андезиты	12	57,08	0,87	17,66	2,49	5,15	0,14	3,11
Андезито-дациты	4	60,25	0,87	16,76	2,12	4,79	0,13	2,50
Габбро-диориты	14	54,67	0,85	18,76	0,87	6,32	0,17	4,29
Диориты	2	58,20	0,76	18,26	1,76	5,32	0,20	3,33
Кварцевые диориты	16	62,05	0,65	16,19	1,45	4,52	0,12	2,61
Гранодиориты	14	64,22	0,64	16,04	1,07	4,58	0,10	1,99
Граниты	7	74,97	0,24	12,96	0,72	1,55	0,09	0,45

Таблица 59 (окончание)

Породы	Количество анализов	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
Андезиты	12	7,06	2,32	1,70	0,29	1,12	1,10	100,09
Андезито-дациты	4	5,15	2,55	1,77	0,20	1,40	1,48	99,97
Габбро-диориты	14	8,81	2,40	1,10	0,27	0,75	0,68	99,94
Диориты	2	6,87	2,60	1,68	0,20	—	0,73	100,01
Кварцевые диориты	16	5,31	3,07	2,36	0,16	0,57	0,86	99,92
Гранодиориты	14	4,72	3,16	2,60	0,16	—	0,64	99,92
Граниты	7	0,98	2,98	3,87	0,15	0,59	0,48	100,03

валообразного выступа, погружающегося под кровлю эффузивов и выступающего в виде мелких тел (Сиюгачанский, Олгосинский, Якуньский и др.).

Для этих рудных структур характерны проявления контактово-метасоматических изменений с ярко выраженной зональностью вокруг гранитных куполов.

Намечается связь рудной минерализации с интрузивными полифациальными массивами, в которых крайние дифференциаты представлены аляскиотовыми гранитами. Наиболее выдержанное интенсивное оруденение с низкотемпературными рудными ассоциациями приурочено к узлам совмещения интрузивов баждальского и силинского комплексов, для которых характерно широкое площадное развитие кремнисто-калиевого метасоматоза.

Огоджинско-Умлеканский вулканический пояс представляет собой типичный пример пограничной линейной структуры северной части массива.

Для него характерна сложность строения фундамента: разнородность структур, сочетание поднятий и прогибов. Глубинное строение пояса в целом характеризуется сокращенной мощностью земной коры, увеличением "базальтового" слоя, что отражается в магнитных аномалиях. Исключения составляют Октябрьская и Эзопская зоны, представляющие крупные сводовые поднятия с увеличенной мощностью коры.

По структурному положению можно разделить зоны на западные и восточные. Если западные зоны (Гонжинская, Зейско-Депская, Октябрьская, Верхнеселемджинская) заложены вдоль стыка Буреинского массива со складчатой Монголо-Охотской системой, то восточные (Эзопская и частично Ям-Алинская) формируются на различном геосинклинальном фундаменте. Это определило и специфику вулканизма в каждой отдельной зоне, и закономерную его эволюцию. С запада на восток происходит омоложение возраста вулканизма. В этом же направлении происходит увеличение доли кислых вулканитов в общем объеме извергнутых магматических образований.

В гонжинской зоне раннемеловой магматизм проявился гранитоидами, а эффузивная (вместе с плутонической) фация составляет заключительный этап вулканизма этого региона. Вулканы по составу относятся к андезитам, а интрузии — к гранодиоритам и диоритам.

В Зейско-Депской зоне, расположенной восточнее предыдущей, раннемеловой магматизм развит ограниченно. Эффузивная фаза вулкано-плутонической серии (талданский комплекс) главным образом представлена андезитами. Кислые вулканы отсутствуют.

Для Октябрьской и Верхнеселемджинской зон, расположенных еще восточнее и развитых на сочленении Буреинского массива с Джагдинской складчатой областью, характерны мощные проявления раннемелового интрузивного магматизма (гранодиоритовая формация) и в меньшей степени вулкано-плутонические проявления, представленные экструзивно-эффузивными фациями андезитов и интрузиями диоритов и гранодиоритов, а также дайковой фазой малых интрузий. Кислый вулканизм либо не развит, либо весьма ограничен по площади.

Непосредственно к Эзопской зоне по Южно-Тукурингскому глубинному разлому примыкает Ям-Алинская зона, которая представляет собой гигантское сводовое поднятие с центральной просадкой (Лучинская структура), и сложена эффузивно-пирокластическими образованиями кислого и умеренно-кислого состава.

Развитие зоны определяется направлениями двух систем разломов — субширотного (Монголо-Охотских) и северо-восточных (Тихоокеанских). Учитывая ее структурное положение, особенности строения и состав фундамента, относим ее к категории зон восточного обрамления, развитых на геосинклиальном основании. А поэтому она рассмотрена в другой группе.

В Эзопской зоне, располагающейся к югу от Верхнеселемджинской и находящейся на стыке близширотных и близмеридиональных разломов, развиты исключительно кислые эффузивы и интрузии талданского и эзопско-дуссеалинского комплексов, охватывающих конец раннего и начало позднего мела.

Магматические образования Огоджинско-Умлеканского пояса наиболее хорошо изучены в восточной части его: в Верхнеселемджинской зоне, комплексы которой сопоставляются с образованиями Селитканской и Ям-Алинской зон, что позволяет проследить влияние пород фундамента на петрогеохимические особенности, металлогеническую специализацию магматических комплексов и формаций.

Верхнеселемджинская зона. Магматические формации этой зоны характеризуют магматизм восточной части Огоджинско-Умлеканского пояса, структуры приуроченной к сочленению северной окраины Буреинского массива с Монголо-Охотской складчатой областью. Вулканические образования зон представлены андезитовой формацией с субвулканическими фациями диорит-гранодиоритовых массивов. Эта формация в Огоджинско-Умлеканском поясе наиболее хорошо изучена в пределах Верхнеселемджинской зоны (Сухов, Феклович, 1968; Моисеенко и др., 1971), где в ее составе выделяется толща туфов, туфоконгломератов и лавобрекчий мощностью 250–400 м, толща андезитов и их туфов мощностью 500–800 м, толща андезито-дацитов мощностью до 300 м.

Абсолютный возраст андезитов и дацитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 134–122 млн. лет.

Пирокластическая толща сложена исключительно псаммитовыми и псефитовыми туфами. Толща андезитов представлена в основном лавами. Андезиты относятся к плагиоклазовым, двупироксеновым, пироксеновым и, реже, пироксен-роговообманковым типам.

Андезито-дациты и дациты, развитые в верхней части толщи, представлены пироксеновыми и роговообманковыми разностями. Химический состав пород формации приведен в табл. 60.

Структурно с эффузивными фациями сопряжены субвулканические и гипабиссальные массивы, которые являются либо близко-одновременными, либо внедрение их завершает магматический этап вулканизма. К субвулканическим относятся штокообразные тела Карауракского, Бургулинского массивов, лополиты Афанасьевский, Осипканский, а также малоглубинные интрузии (массив Брюс), дайковые тела и штоки, связанные с формированием эффузивной формации.

Карауракский массив сложен микрогранит-порфирами, а в эндоконтакте — кварце-

Таблица 60

Средний состав пород магматических формаций Верхнеселемджинской зоны  
Огоджинско-Умлеканского пояса, %

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
<b>Андезит-диорит-гранодиоритовая формация</b>								
Андезиты	8	58,76	0,71	16,71	3,07	2,49	0,12	3,92
Дациты	5	66,72	0,47	15,26	1,54	2,43	0,08	2,00
Гранодиориты	1	63,64	0,47	16,01	0,74	3,56	0,06	3,27
Диориты	1	55,04	0,90	16,20	2,22	4,48	0,16	5,50
Диоритовые порфириты		52,99	0,63	15,50	2,08	5,12	0,12	6,77
<b>Гранитная формация</b>								
Граниты	1	71,64	0,18	13,78	1,05	1,90	0,06	0,61

Таблица 60 (окончание)

Породы	Количество анализов	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
<b>Андезит-диорит-гранодиоритовая формация</b>								
Андезиты	8	6,02	3,32	1,85	0,12	1,47	1,41	99,97
Дациты	5	3,15	3,54	3,35	0,10	0,31	0,90	99,85
Гранодиориты	1	5,56	2,59	2,58	0,15	1,12	1,27	100,02
Диориты	1	4,76	4,12	2,42	0,08	1,70	2,50	100,08
Диоритовые порфириты		5,88	3,22	1,66	0,09	2,72	3,10	99,93
<b>Гранитная формация</b>								
Граниты	1	1,11	4,21	4,60	0,12	0,31	0,38	99,95

выми порфирами и фельзит-порфирами. По минеральному составу они относятся к биотитовым разновидностям с общим количеством вкрапленников, не превышающим 15% (плагиоклаз, кварц, калишпат, биотит).

Массив Брюс сложен биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Характерным для него является высокая основность плагиоклаза до лабрадора № 55. Помимо крупных тел, в составе комплекса известны дайкообразные и пластовые тела, по составу близкие к крупным интрузивным массивам.

Следующая группа интрузивных образований представлена небольшими телами основного и среднего состава, которые в виде протяженных зон простираются в широтном и меридиональном направлениях. По составу они подразделяются на диабазовые, диоритовые порфириты и на группу габбро-диоритов, монзонитов и диоритов. Диабазовые и диоритовые порфириты слагают дайковый комплекс, связанный с андезитовой формацией, либо находятся в обратных взаимоотношениях, что свидетельствует о близких по времени этапах формирования вулканоплутонических и малых интрузий. По данным калий-аргонового метода абсолютный возраст этих комплексов лежит в пределах 98–108 млн. лет.

Таким образом, магматические образования зоны относятся по составу к диорит-гранодиоритовому и андезитовому типам. При этом среди магматических комплексов массивы гранодиоритового состава в объемном отношении значительно больше основных членов формации.

Эзопская вулканическая зона представляет юго-восточный фрагмент Умлекано-Огоджинского пояса. Ее структурное положение определяется приуроченностью к сочленению тектонических зон (Южно-Тукурингского разлома) широтного и северо-северо-восточного сихотэ-алинского направлений. Фундаментом зон служат пермояурские и юрские, преимущественно терригенные образования Сихотэ-Алинской миегосинклинали.

Магматические образования зоны можно объединить в две формации — андезитовую и липарит-гранитную. В западной части зоны значительное развитие получил андезитовый вулканизм (селемджинский комплекс), проявившийся в линейных приразломных прогибах в бассейнах рек Акишма, Малый Амнус и др. Покровные образования сложены лавовыми и пирокластическими породами пироксеновых, двупироксеновых, роговообманковых андезитов. Грубообломочные и пирокластические фации тяготеют к низам разрезов. Мощность покровов колеблется, но не более 500 м. В составе комплекса известны экструзии среднего состава.

В восточной части эти образования почти полностью редуцированы, и там широко проявлены кислые вулканы и интрузии (эзопский комплекс). Вулканические образования собственно эзопского комплекса представлены флюидальными лавами липаритов и кристаллолипаритов с незначительными объемами туфов и игнимбритов. Кислые эффузивы, преобладающие в строении зоны, относятся к слабостратифицируемым образованиям и по аналогии с Ям-Алинской и Баджальской зонами могут быть отнесены к экструзивно-купольным сооружениям.

Согласно С.Ф. Усенко (1964), в составе эзопского комплекса среди вулканитов резко преобладают лавы кристаллолипаритов, в которых варьируют только состав и количественные соотношения вкрапленников.

Интрузивные фазы эзопского комплекса представлены (в последовательности проявления) диоритами, гранодиоритами, гранитами. Диориты и гранодиориты слагают небольшие штокообразные тела и дайки, приуроченные преимущественно к приводораздельной части хребта. Они прорывают вулканогенные образования, но сами интродированы и метаморфизованы эзопскими гранитами. Последние, в бассейне р. Олгакан и междуручье рек Правая Буря и Олги, слагают несколько крупных массивов, вероятно "сливающихся" на глубине в единый батолит.

Петрохимическая особенность магматических образований селемджинского и эзопского комплексов (табл. 61) является высокая пересыщенность всех пород глиноземом, высокая известковистость, наиболее ярко проявленная в кислых разностях, и низкое содержание щелочей. В то же время существует и своеобразие петрохимического состава среди отдельных пород комплексов. Так, в целом для селемджинского комплекса проявлена резкая натровость. Наряду с высокой известковистостью пород эзопского комплекса выделяются низкоизвестковистые фельзиты при той же пересыщенности их глиноземом. Высокое отношение  $K_2O/Na_2O$  устойчиво во всех кислых вулканитах и магматитах. А эзопские граниты близки к аляскитам и относятся к калиевому типу.

Эти особенности являются общей петрохимической чертой всех вулканических зон восточного края Бурейнского массива.

В металлогеническом отношении Эзопская зона может быть разделена на западную и восточную части. Западная, с проявлениями полиметаллического профиля, несет черты, свойственные Верхнеселемджинской зоне. Восточная представляет собой оловяноносный район (Усенко, Чеботарев, 1973) с сопутствующими проявлениями вольфрамового, висмутового, молибденового оруденения. Основная оловянная минерализация приурочена к апикальным выступам эзопских гранитов и представлена грейзеновым и кварцево-жильным типами. Характерной особенностью грейзеновых ассоциаций эзопских оловяноносных зон является высокое содержание в них сульфидов (As, Cu, Bi), близких по времени отложению профилирующего оруденения.

Не меньшее значение имеют проявления кварц-хлоритового типа, характеризующиеся часто иными факторами структурного контроля и пространственно удаленные от выходов гранитов.

Анализ магматических формаций, состава и объемных соотношений в пограничных зонах Амурского геоблока позволяет выделить два типа ассоциаций: Баджальский и селемджинский. Последний близок к Тырмо-Гуджальскому, но отличается спецификой петрохимического состава и структурными особенностями локализации.

Таблица 61

Средние химические составы магматических пород Эзопской зоны, %

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
<b>Западный Эзоп: селемджинский комплекс</b>							
Андезиты	2	58,91	0,92	18,02	4,52	1,65	0,10
<b>Восточный Эзоп: эзопский комплекс</b>							
Липариты (по Г. Т. Татаринovu)	7	73,12	0,17	14,72	0,39	1,87	0,07
Фельзиты (по Г. Т. Татаринovu)	5	76,77	0,13	12,54	0,28	1,64	0,04
Игнимбриты липаритов (по С. Ф. Усенко)	4	73,23	0,24	15,01	0,23	2,21	0,03
Граниты (по Г. Т. Татаринovu и С. Ф. Усенко)	10	76,35	0,11	13,36	0,24	1,38	0,07

Баджальский тип вулcano-плутонических ассоциаций свойствен для вулканических зон восточного обрамления Буреинского массива, развитых на его стыке со складчатыми структурами Сихотэ-Алинской миогеосинклинали и представляющих собой сводовые поднятия.

Для него характерно ограниченное развитие пород андезитовой формации. Наиболее широкое распространение имеют комплексы липарит-гранитной формации, особенно экструзивные и субинтрузивные фации, связанные со сводовыми и купольными поднятиями. Породы трахиандезит-монциодорит-гранодиоритовой формации имеют локальное развитие в некоторых вулcano-структурах.

Для пород ассоциации проявлены следующие особенности. Породы андезитовой формации отличаются натровой спецификой и высокой глиноземистостью, особенно резко проявленной в кислых членах формации. Кислые эффузивы липаритовой формации в отличие от олонойского и мяочанского типов более натровые, соотношение Na/K — 0,8—0,9 для начальных фаз, в последующие фазы содержание щелочей понижается, а отношение Na/K увеличивается (0,9—1,2).

Циклическое развитие для этой серии имеет антидромное направление. Интрузивные фации этой серии более щелочные и кремнекислотные по сравнению с эффузивными. Породы трахиандезит-монциодорит-гранодиоритовой формации по сравнению с таковыми породами мяочанской ассоциации менее щелочные и калиевые, а также менее магнезиальные.

В целом, для всех пород баджальской ассоциации петрохимическими и петрологическими особенностями являются высокая глиноземистость (но более низкая, чем в олонойском), высокая известковистость (наиболее ярко проявленная для кислых пород), устойчивость минеральных гранат-ильменитовых парагенезисов во всех сериях, высокое содержание летучих (но меньшее, чем в мяочанском), их восстановительный характер и фтор-борный профиль, что реализуется появлением флюорит- и турмалин-содержащих интрузий и широко проявленным высокотемпературным фтористо-борным метасоматозом, связанным с ними.

Селемджинский тип вулканической ассоциации распространен несколько реже, в основном в пограничном Огоджинско-Умлеканском поясе, но встречается и в других зонах. Намечается приуроченность этого типа к субширотным разломным структурам, в которых растяжение сменяется сжатием в более поздние этапы. Это обусловило в начальный этап формирование покровных фаций средне-основного состава в приразломных впадинах и грабенах, а в завершающие этапы вулканизма — кислых интрузивных фаций в купольных и кольцевых структурах в зонах сжатия. Для этого типа ассоциации при общей "натровой" специфике и высокой глиноземистости характерны обогащение расплавов щелочами и рост калиевости в кремнекислых членах серии,

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
3,23	6,56	2,58	1,27	0,10	1,03	1,10	99,99
0,30	2,05	3,03	3,48	0,06	—	0,71	99,96
0,14	0,54	2,63	4,02	0,08	0,18	0,73	99,72
0,44	1,54	2,55	3,34	0,04	0,15	0,77	99,78
0,29	0,85	2,70	3,70	0,05	—	0,64	99,92

но натровая специфика сохраняется. Это свойственно и метасоматическим изменениям, связанным с интрузиями.

Металлогения определяется наличием полиметаллического, а также молибденового и ртутного типов оруденения (Верхнеселемджинская, Гонжинская и другие зоны, Пурильско-Лакско-Станолирская широтная структура и др.).

### Вулканические пояса Северо-Востока СССР

Вулканические пояса также широко распространены в складчатых системах мезозойд Восточной Азии — в Яно-Колымской и Чукотской складчатых системах. К ним относятся Уяндинско-Ясачненский, Северный Олойский, Олойско-Березовский, Курьинский пояса (Шило и др., 1973; Белый, 1971; Матвеевко, 1960; и др.).

Фундаментом рассматриваемых вулканических поясов является территория "Колымского массива", подвергшаяся деструкции в послерифейское время и предстает как породами метаморфического комплекса условно протерозойского возраста, так и геосинклинальными образованиями среднего палеозоя (возможно, рифея) — низов средней юры. Раскрытие дорифейской (протерозойской) континентальной коры происходило (начиная с девона, а в некоторых местах — Рассошинская зона Омудевско-го поднятия — с ордовика) образованием вторичной геосинклинальной зоны (Орловский выступ, Сиверское поднятие, Надеждинский блок) различной глубины раскрытия (Тильман и др., 1977). В этом районе выделено три типа блоков:

1) блоки с дорифейской континентальной корой, не претерпевшие значительной переработки, сложенные главным образом метаморфическими породами — сланцами, кварцитами, мраморами предположительно протерозойского возраста;

2) блоки (средний палеозой — средняя юра), прошедшие грабеновую стадию, сопровождающуюся дроблением сиалической коры и образованием первых тектонических рифтов (Ум-Уракчанское, Моланджинское, Лево-Олойское поднятия). Здесь широко распространены туфогенные гравелиты и песчаники, конгломераты, кремнистые сланцы, горизонты мраморов, иногда спилиты, андезиты, их туфы, внизу разреза преобладают трахибазальты, трахиандезиты и липариты;

3) блоки (средний палеозой — средняя юра) с глубоким раскрытием коры до мантийного субстрата (близкие к океаническим; Еропольское, Яракваамское, Алазейское поднятия). Здесь распространены также разнообразные породы. Это — граувакки, туфы андезитов и базальтов с единичными потоками базальтов, андезито-базальтов и андезитов, кремнистые породы с линзами яшм и пелитоморфных известняков, спилиты, кератофиры, карбонатно-терригенные породы.

Для среднего палеозоя характерна резкая фациальная изменчивость отложений

как по вертикали, так и по латерали (Шило и др., 1973; Тильман и др., 1977; Тильман, 1980). В пределах Алазейской зоны геосинклинальный комплекс представлен многокилометровой толщей терригенно-вулканогенных морских сильно дислоцированных образований — базальтов и их туфов, кератофиров, кремнистых пород с радиолариями, граувакк, конгломератов и глинистых сланцев, — незначительно распространены известняки. Эта толща вмещает тела гипербазитов и ассоциирующих с ними глаукофановых сланцев. Породы подверглись зеленокаменному преобразованию. Сходные толщи развиты и в Олойской зоне — Яблонский и Еропольский массивы (девон, нижний и средний карбон и пермь), где появляются также спилиты, андезиты и др.

Поздний палеозой на площади Алазейско-Олойской системы также характеризуется сложной палеотектонической обстановкой — одновременным сочетанием в пространстве подводных и надводных возвышенностей, рифтовых долин и узких геоантиклинальных трогов (Тильман и др., 1977) с широким развитием вулканогенно-терригенных образований. Для верхнего палеозоя характерно смещение фаций по отношению к среднему палеозою. В тех местах, где в среднем палеозое образовались грабеновые фации, в позднем палеозое произошло дальнейшее раскрытие коры мантийного субстрата, создавались условия для накопления океанического комплекса (правый берег р. Большой Анюй, против устья р. Алучин) или морских геосинклинальных отложений без вулканитов. В местах, где в среднем палеозое формировались фации, близкие к океаническим, в позднем палеозое образовывались прибрежно-морские и континентальные фации.

Начиная с позднего палеозоя широкое развитие получили прибрежно-морские и континентальные отложения, принадлежащие комплексам поднятий островных дуг (Шило, Тильман, 1979). На этой площади (Тильман и др., 1977) до нижнего мела включительно находился обширный залив окраинного моря, открывающегося на восток в сторону океанического Корякско-Камчатского бассейна. Это подтверждается и структурным ограничением системы — на северо-западе в Селеннях-Уяндинском междуречье она замыкается кольцеобразно, а на юго-востоке — приведена в торцевое сочленение с Коми-Тайгоносской зоной, где в течение палеозоя и мезозоя находилась островная дуга северо-восточного простираения длиной более 1500 км.

Не менее сложная обстановка была и в раннем мезозое. Триасовые и юрские образования представлены морскими и прибрежно-морскими породами с сокращенной мощностью на поднятых и возрастающей — в прогнутых участках. Морские отложения широко развиты только в центральной и западной частях Олойской зоны, в бассейнах рек Кричальской, Банной, Куры и др. (Шило и др., 1973). Они представлены граувакковой формацией нижнеюрского возраста, в основании которых находятся базальты, андезиты и их туфы и породы аспидной формации.

В поздней юре (возможно, с конца средней юры) и нижнем мелу в Илин-Тасской зоне формировались вулканические толщи островодужного типа, представленные морскими терригенными отложениями с лавами основного, среднего и в небольшом количестве кислого состава (Красный, 1974). В это же время (с поздней юры) в Уяндинско-Ясачненском поясе вулканические образования формировались в континентальных условиях, выполняя грабены, а также слагая вулканические поля за их пределами (Гринберг и др., 1974).

В альб-сеноманское время в Алазейской и Олойской зонах формировалась верхняя моласса, наращивающая нижнюю морскую молассу. Иногда это угленосные отложения (Зырянский прогиб) или грубообломочные образования — конгломераты с песчаниками, туфами, лавами разного состава (Айнахургенская и Умкувеемская впадины). В последнем случае верхняя моласса по латерали замещается вулканитами контрастной формации (по составу и возрасту тождественными эффузивам внешней зоны Охотско-Чукотского пояса). Обычно это липариты, липарито-дациты, игнимбри-ты, трахилипариты, трахиты, туфы мощностью 150–500 м, залегающие, как правило, несогласно на нижележащих образованиях и образующих изолированные вулканоструктуры (Палымский, 1971). Отдельные покровы подобных эффузивов, а также основных (возможно, палеогеновых), сохранились и в Алазейской зоне, где они залегают несогласно на нижней молассе и более древних образованиях.

## Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс

Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс относится нами вслед за В.Ф. Белым (1971) к категории поясов пограничного типа. Он формируется вдоль крупных тектонических швов по границе мезозойских складчатых структур Яно-Колымской геосинклинали и жестких докембрийских блоков Колымского массива (?). Пояс находится в Колымо-Индигирском междуречье, протягиваясь в северо-западном направлении от бассейна р. Ясачной на юго-востоке до бассейна р. Уяндины на северо-западе, располагаясь параллельно Илинью-Тасскому рифту. Протяженность пояса около 800 км. Он состоит из серии кулисообразно расположенных грабенов (Тильман, 1980), приуроченных к глубинным разломам. Главный из них — Догдинский грабен, занимающий северо-западную часть пояса; юго-восточнее него располагаются Лыглыхтахский, Элекчанский и др. Длина грабенов 100–150 км, ширина 10–30 км.

Формирование Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса происходило в оксфордском, кимериджском и волжском веках и бериясе. Тильман и др. (1977) считают, что его образование сопряжено с синхронным развитием Илинью-Тасского рифта (регенерированного геосинклинального прогиба).

Вулканический пояс сложен в основном молассовым комплексом, залегающим с разрывом на более древних отложениях. Комплекс представлен разнофациальными толщами — базальтами, андезитами и их туфами, конгломератами, гравелитами с горизонтами вулканических песчаников, формировавшихся в морских и континентальных условиях. Терригенные породы позднеюрского возраста смяты в крутые брахискладки и складки коробления северо-западного простирания, которые иногда осложнены надвигами и взбросами. В верхах нижнего мела преобладают угленосные отложения и вулканиты (Тильман, 1962; Афицкий, Палымский, 1971).

Догдинский грабен выполнен морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями, представленными конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, чередующимися с лавами и туфами кислого состава.

Вулканогенные толщи в Лыглыхтахском и Элекчанском грабенах в нижних частях представлены преимущественно андезитами и туфами, в Элекчанском грабене распространены базальты и андезитово-базальты, а в верхних частях грабенов — кислые лавы. Их общая мощность 1500–3000 м.

Тектоническая позиция пояса изучена недостаточно; данные о ней противоречивы. Не исключено, что формирование пояса происходит синхронно с развитием Яно-Колымской геосинклинали в ее бортовой части на структурах жесткой рамы. В этом случае пояс должен быть отнесен к особой категории вулканических поясов, возникающих на гетерогенных структурах жесткой рамы геосинклинальных прогибов одновременно с их образованием. Такая структурная позиция вулканических поясов не характерна для Востока Азии; возможно, пояса такого рода изучены плохо или в этом регионе не выявлены совсем. Во всяком случае, Уяндинско-Ясачненский пояс, несомненно, несет черты "отраженных" вулканических структур, формирующихся в пределах жесткой рамы геосинклинальных прогибов. Если это действительно так, то данный пояс является представителем третьей генетической группы вулканических континентальных поясов, развитых на Востоке Азии (помимо поясов областей Тектоно-магматической активизации и окраинно-континентальных). Эти пояса в некоторых других регионах, несомненно, интересны для поисков медно-молибденовых месторождений порфиорового типа (например, в Иране, Пакистане, Средней Азии (?)).

Н.А. Шило и С.М. Тильман (1979) позднемезозойские вулканические пояса этого региона рассматривают как древние островные дуги (гряды), образовавшиеся "вследствие резонансных движений, реагировавших на растяжение коры в соседних районах". С.М. Тильман и др. (1977) считают; что такие парные тектонические элементы (рифт-островная дуга) отражают, по-видимому, закономерности, свойственные структурным ограничениям краевых морей.

## Северный Олойский пояс

Обширные вулканические поля, принадлежащие поясу, простираются в северо-западном направлении от правобережья р. Большой Анной — устья р. Ангарки до р. Колымы, далее к северо-западу они перекрыты мезозойскими образованиями. Протяженность пояса около 500 км, ширина 40–60 км. В структурном отношении пояс приурочен к

северной части Омолонского массива в пределах его Анюйско-Олойского блока (Палымский, 1971), в западной и восточной частях Южно-Аньюйского прогиба.

В строении пояса принимают участие верхнеюрские отложения мощностью до 1500 м, сложенные прибрежно-морскими и морскими образованиями, а также наземными вулканитами, несогласно залегающими на нижнемезозойских толщах. Они представлены кремнисто-спилитовыми и терригенными отложениями, перекрытыми нижнемеловыми, преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Среди последних преобладают эффузивы основного и среднего, реже — кислого состава, охарактеризованные неокомской флорой. В основании нижнемеловых вулканитов местами распространены конгломераты, конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники, мощность которых достигает 300 м, в верхней части — андезиты, андезито-дациты, их туфы мощностью 300–1000 м.

Верхнемеловые вулканические толщи преимущественно кислого состава (Палымский, 1971) распространены в западной и восточной частях блока.

### Курьинский вулканический пояс

Пояс находится в междуречье Омолона—Большого Анюя в пределах центральной части Олойской зоны Чукотских мезозойд (Белый, 1971). Он простирается в северо-западном направлении. Его длина 200 км, ширина 15–40 км. Начало формирования Курьинского вулканического пояса относится к позднеюрскому времени. Пояс приурочен к кулисообразно расположенным горстообразным геосинклинальным поднятиям, сложенным геосинклинальными формациями верхнего триаса, которые к началу формирования пояса были уже дислоцированы.

В центральной части вулканического пояса распространены главным образом базальты, их туфы и туфобрекчии с пачками морских образований, по его периферии вулканические толщи фациально замещаются морской и континентальной вулканогенно-осадочной молассовой формацией.

Т. В. Молчанова (1981) и др. с вулканическими образованиями связывают не только субвулканические тела, дайки и sillы основного ( $J_3$ ) и кислого ( $K_1$ ) состава, но и гранитоиды Главного интрузивного пояса, находящиеся в основном в пределах Иньяли-Дабинского синклинория. К Уяндинско-Ясачненскому вулканическому поясу приурочены единичные гранитоидные массивы (Догдинский и др.), прорывающие верхнеюрские эффузивы. И эффузивы, и интрузивные породы принадлежат сильноизвестковому известково-щелочному типу, причем вулканические породы несколько менее известковистые. Все они высокоглиноземистые (от основных до кислых), характеризуются высоким суммарным количеством Fe, отношением суммы FeO к MgO, возрастающим с увеличением содержания  $SiO_2$ . Количество щелочей близко. В вулканических породах несколько ниже отношение  $K_2O : Na_2O$  (за счет метасоматоза гранитов) и только содержание  $TiO_2$  выше по сравнению с интрузивными породами.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ НА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ОСНОВАНИИ

К этой категории относятся зоны Амурского геоблока, развитые на структурах складчатого обрамления древних консолидированных блоков — Буреинского и Ханкайского массивов. Типичный представитель зон, заложенных на эвгеосинклинальных толщах, — Селитканская зона, структурно связанная с субширотными разломами, обусловившими формирование широтного пограничного Огоджинско-Умлеканского пояса в пределах кристаллического массива.

В складчатом обрамлении восточной части Буреинского массива формировались Ям-Алинская, Мяо-Чанская и другие зоны, заложенные на структурах Сихотэ-Алинской миогеосинклинали, но структурно связанные с системой северо-восточных глубинных разломов (Кур-Торомской, Куканской и др.), обусловивших развитие транзитного, линейного Малохинганского пояса, продолжением которого на юго-западе являются зоны, развитые на кристаллических массивах (Малохинганском, Кэнтэйском и др.) Северо-Восточного Китая.

В центральной и южной частях Сихотэ-Алиня на миогеосинклинальных толщах Сихотэ-Алинской складчатой области развиты зоны: Верхнебикинская, Арминская, Кавалеровская, Фурмановская.

## Зоны восточного обрамления Буреинского массива

Рассмотрим зоны, наиболее типичные и интересные с точки зрения эволюции магматизма и его связи с общими процессами позднемезозойского этапа активизации.

Среди этой группы можно выделить два типа зон — а) развитые на эвгеосинклинальном и б) на миогеосинклинальном основании. К первому типу относится Селитканская, ко второму — Ям-Алинская, Мяо-Чанская и другие зоны.

Селитканская вулканическая зона занимает осевую часть Тыльского и отрогов Ям-Алинского хребтов. Морфологически она образует коленообразной формы линейную структуру, протягивающуюся в северо-восточном направлении на 180 км и имеющую в поперечнике 25—30 км. Магматические образования этой зоны представляют собой латеральный ряд формаций с выраженной петрогеохимической и магматической зональностью. Если на восточном ее отрезке широко развиты кислые образования, представленные селитканским комплексом липарит-гранитной формации, то на западном, где она смыкается с Верхнеселемджинской зоной, кислые вулканы весьма ограничены и известны в составе селемджинского комплекса (Максинская структура) андезитовой формации. Кроме того, в восточной половине зоны вдоль обрамления гранитных сводов и купольных поднятий выделяется бургалинский комплекс, представленный крупными и мелкими интрузиями гранодиорит-монцитонит-гранитной формации.

В строении Селитканской вулканической зоны выделяются несколько звеньев. Западное звено образует субширотную полосу протяженностью около 50 км при ширине 15—20 км. На этом участке исключительным развитием пользуется андезитовый вулканизм. Излияние кислых эффузивов происходило в ограниченном объеме лишь в локальных долгоживущих структурах типа Максинской. На восточном субмеридиональном фланге (звена) зоны мощность раннего андезитового комплекса значительно сокращена. В пределах этой части зоны сформировался дацит-риолитовый вулканический покров, а на завершающей стадии произошло внедрение трещинных тел биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов.

Ранний андезитовый вулканизм Селитканской вулканоструктуры, вероятно, сопоставим с андезитовым комплексом Селемджинской структурной зоны (Унериканская, Огоджинская вулканоструктуры). В составе молассоидных толщ, подстилающих андезиты, на северном фланге Торомского прогиба обнаружена флора апт-альбского возраста (Лебедев, 1969), что позволяет считать возраст андезитового вулканизма послельбским.

Строение разрезов покровных образований селитканского комплекса свидетельствует о резкой фациальной изменчивости их в зависимости от положения в локальных вулканотектонических структурах.

Девисендская вулканоструктура, занимающая левобережье р. Селиткан и бассейн р. Нежняя Девисенда, представляет собой, вероятно, сильно эродированную постройку. Центральная ее часть выполняет вулканический аппарат, сложенный агломератовыми, лахаровыми туфами, ксеноигмбридами, мелкими экструзивами вулканических стекол, трещинными субвулканическими телами липаритов и гранит-порфиров. Вулканический аппарат прорывает нижележащую толщу двупироксеновых андезитов. Северный фланг структуры сложен флюидальными лавами липаритов мощностью до 300 м с горизонтом слабоспекшихся игнимбридов липарито-дацитов мощностью около 40—50 м. На северо-западном фланге структуры сохранились остатки кровли роговообманковых кристаллолипарито-дацитовых лав.

В строении Сэгинской вулканоструктуры можно выделить две фазы: образование эксплозивно-туфовой толщи и лавовой пачки базокварцевых липаритов с постоянным присутствием в разрезе потоков сферолитовых лав. В водораздельной части, р. Левая Сэги и р. Муникан в верховьях левых притоков р. Сэги грубообломочная толща практически выклинивается.

Автономным строением отличается Авланская структура, выполненная эксплозивной (преимущественно туфовой) субфацией с маломощными потоками сферолоидных, афировых лав липаритов. Венчает разрез толща роговообманковых кристаллолипарито-дацитов. Мощность толщи максимальна в междуречье р. Авлан и Авлан-Макит — 400—450 м. Здесь игнимбриды липарито-дацитов падают под углами до 15—20° на восток, под экструзивный массив кристаллолипаритов, что, вероятно, отражает кальдерообразные просадки в этой структуре. За пределы Авланской структуры ареал рас-

пространения толщи кристаллолипарито-дацитов не выходит. В составе мощной однородной толщи липарито-дацитов прослеживается горизонт грубообломочных зеленых туфов мощностью до 60 м.

Солоникская структура расположена в междуречье Верхняя Солони—Улун—Инарагда. В пределах этой структуры развиты исключительно взрывные эксплозивные фации, представленные туфами лахаровой размерности и лавобрекчиями липаритового состава. Эксплозивные образования прорваны многочисленными экструзиями флюидальных липаритов кремевой окраски.

Структура покровных вулканических образований центральной и большей части северо-восточных флангов Селитканской вулканической зоны в значительной степени уничтожена внедрением крупной трещинной гранитной интрузии. В истоках р. Тором в низах видимой части разреза залегает эксплозивная толща дацитового состава, близкая по составу образованиям Авланской и Сэгинской структур.

В междуречье левых притоков верхнего течения р. Муникан и кл. Скалистого развит своеобразный комплекс андезитовых лав и пирокластов (водораздельная фаза), выполняющих грабенообразную вулканоструктуру оседания (просадки) размером 15 x x 8 км. Более мелкие структуры известны в локальных участках на северо-восточном фланге зоны. На эксплозивных образованиях нижней толщи залегает толща андезитового, андезито-дацитового состава; мощная вспышка андезитового вулканизма, по-видимому, знаменует активизацию глубинных разломов и проявление новой фазы магматизма. Строение толщи изучено по кл. Скалистому, истоку кл. Тонум-Маки и р. Каменистой. Толща андезитов здесь перекрывает эксплозивные образования липарито-дацитового состава. В подошве андезитового потока, залегающего на липарито-дацитах в истоках р. Тором, фиксируется зона закалки. Судя по строению разрезов в потоках рек Тонум-Маки, Скалистая, водораздельной части рек Каменистая — Большой Тонум, в низах толщи преобладают спекшился туфы андезитов, иногда отмечаются ритмично-полосчатые туфы; кристаллокластический материал туфов обогащен клинопироксенами. Выше по разрезу в составе толщи преобладают флюидальные лавы двупироксеновых андезитов и плагноклазовых андезито-дацитов, дацитов, псаммитовые туфы андезитов образуют лишь маломощные прослои. Мощность андезитового покрова на водоразделе Каменистая — Большой Тонум достигает 700—800 м. Судя по расположению этой толщи на наиболее возвышенных участках рельефа, субгоризонтальному залеганию, отсутствию каких-либо более молодых образований, перекрывающих эту толщу, ее можно отнести к наиболее молодым покровным образованиям района.

В заключительную стадию вулканической деятельности сформировались громадные по объему экструзии кристаллолипаритов (инарагдинская фаза). Последние прорывают все покровные вулканические образования района. Наиболее крупная валлообразная постройка прослеживается от истоков р. Коврижка до истоков р. Оонган более чем на 60 км при ширине около 10 км. Более мелкие купольные постройки зафиксированы в бассейне рек Сололи, Инарагда, Тонум, Сэги. Экструзивные массивы сложены однообразными кристаллолипаритами с высокой концентрацией интрателлурической кристаллической фазы. Темноцветные минералы представлены гиперстеном, биотитом, реже—роговой обманкой. Массивы липаритов имеют преимущественно крутые интрузивные контакты, но на отдельных участках они выколаживаются и близки покровным фациям. Даже в наиболее крупных и сильно расчлененных экструзивных постройках кристаллолипаритов (муниканский массив) почти не устанавливается какая-либо стратификация.

Интрузивные фации этого комплекса представлены двумя структурно разобобщенными фазами—муниканской и тонумской. Геологические данные указывают, что Муниканская фаза по возрасту более ранняя, а граниты Тонумской фазы завершают магматизм региона.

Муниканская фаза представлена гранитным массивом в истоках р. Муникан. Интрузия сложена роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гранитами. В аликальной ее части распространены мелкозернистые, аплитовидные граниты. Муниканские граниты отличаются площадной эпидотизацией. Установлено, что муниканские граниты прорываются дайками фельзитов. Непосредственных взаимоотношений тонумских и муниканских гранитов не установлено. Весьма возможно, что муниканские граниты представляют более раннюю интрузивную фазу по отношению к тонумским гранитам.

Тонумская фаза магматизма выразилась внедрением пластинообразной интрузии

биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, однообразных по составу на большом протяжении. Тонумская интрузия обнажается вдоль осевой части хребта, образуя крупное трещинное тело протяженностью около 86 км при ширине около 10 км с падением интрузива на юго-восток от оси хребта. По составу среди гранитов преобладают биотит-роговообманковые разновидности; существенно биотитовые характерны только для участков развития лейкогранитов, гранит-аплитов. К отличительным минералогическим признакам гранитов можно отнести постоянную обогащенность их сфеном.

Бургалинский комплекс объединяет магматические образования трещинного и штокообразного массивов монцо-гранодиоритового состава, а также коагматичные им дайки субвулканических андезитов, которые представляют самостоятельный этап магматизма, связанный с глубинными разломами. Их формирование началось после экструзии кристаллолипаритов ям-алинского комплекса, которые они прорывают; они, в свою очередь, интродуцируются телами гранитов тонумской фазы.

Наиболее крупные интрузии среднего состава известны в среднем течении р. Тонум, истоках р. Тыль и в устье р. Сололи. Преобладают интрузии кварц-диоритового состава с монцонитоидным уклоном. В основной массе кварцевых диоритов постоянно наблюдается микропегматит кварц-калишпатового состава, иногда появляются и мегабласты калиевого полевого шпата. За счет своеобразного раскисления и расщелачивания пород в составе массивов отмечаются несколько фациальных разновидностей — от диоритов до гранодиоритов, а иногда, например, в Нижне-бургалинском массиве, устанавливаются небольшие участки розовых калишпатовых гранитов, вероятно, метасоматического происхождения.

Петрохимические исследования магматических образований Селитканской зоны выявили черты сходства и различия с описанными выше породами других вулканических зон восточной части Бурейнского массива (табл. 62, 63).

Андезиты Селитканской зоны, относимые к селемджинскому комплексу, по кремнекислотности укладываются в интервал 57–61%, отвечая более кремнекислым разновидностям по сравнению с лакскими андезитами Баджальской зоны. Исключение составляет Максинская структура, которая в верхней части представлена кислыми лавами с калиевой спецификой. Глиноземистость андезитов варьирует значительно, что отражается в различиях состава от плагиоклазовых до существенно клинопироксеновых разновидностей. Содержание MgO имеет обратную корреляцию с глиноземом, что также определяется плагиоклаз-клинопироксеновым минеральным соотношением. По распределению извести и щелочей андезиты селемджинского комплекса отличаются от лакских и ям-алинских меньшей известковистостью и большим содержанием калия. Андезиты и особенно дациты Максинской структуры отличаются повышением глиноземистости и некоторым снижением общей щелочности. Среди них развиты гранатовые разновидности, аналогичные по составу баджальским и ям-алинским. Учитывая их крайне западное положение в Селитканской зоне, где структурами основания служат древние комплексы Бурейнского массива, петрохимическая и петрологическая аналогии эффузивов Максинской структуры вполне закономерны. Еще в большей степени она подтверждается при анализе геохимических данных (табл. 62).

Кислые вулканы селитканского комплекса резко обособляются по петрохимическим характеристикам от вулканитов Ям-Алинской и Баджальской зон прежде всего своей пониженной кальциевостью и более высокой суммарной щелочностью пород при преобладании натрия над калием. Те же химические особенности характеризуют и субвулканические разновидности кристаллолипаритов (табл. 64).

Андезиты верхней толщи селитканского комплекса по петрохимическим характеристикам близки андезитам нижней части толщи, отличаясь лишь более высоким содержанием щелочей.

Граниты Муниканского массива по сравнению со средним типом баджальских гранитов характеризуются прежде всего более умеренной кремнекислотностью и более высоким содержанием натрия, что обуславливает и общее повышенное содержание щелочей. Еще более низкой кремнекислотностью отличаются граниты Тонумского массива, в них выше по сравнению с муниканскими отношение калия к натрию, что определяет отличие минерального состава этих гранитов: существенно роговообманково — для муниканских, биотитового — для тонумских.

Анализ распределения малых элементов в магматических породах Селитканской зоны показал устойчивые различия как между комплексами, так и структурами запад-

Таблица 62

Средние химические составы вулканических пород андезитовой формации (селемджинского комплекса) Селитканской зоны, %

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
<b>Девисендская структура</b>							
Двупироксеновый андезит	9	57,64	0,72	17,07	2,33	4,15	0,13
Плагиоклаз-гиперстеновый андезит	3	60,73	0,76	17,03	1,56	3,63	0,10
<b>Максинская структура</b>							
Гранатовый андезито-дацит	2	59,81	0,84	18,44	1,69	3,82	0,10
Пироксеновый андезито-дацит	1	60,31	0,57	16,38	2,50	3,31	0,12
Гранатовый дацит	1	67,97	0,22	16,00	1,39	2,07	0,05
Липарит	3	74,53	0,08	13,00	0,42	1,33	0,00

Таблица 63

Средние химические составы вулканических пород Селитканской зоны, %

Породы	n	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
<b>Селитканский комплекс</b>							
<b>Сэгская фаза. Сэгская структура</b>							
Флюидалльные базокварцевые лавы липаритов	4	73,17	0,18	14,34	0,74	1,10	0,06
	4	68,92	—	14,85	1,10	1,82	0,10
<b>Авланская фаза. Авланская структура</b>							
Покровные кристаллоигнимбриты	5	66,75	0,37	15,91	1,29	2,43	0,08
	6	69,66	0,44	14,51	1,12	1,89	0,07
То же	2	70,87	0,17	14,42	1,63	0,98	0,08
<b>Водораздельная фаза. Скалистая структура</b>							
Андезиты	4	55,23	0,93	17,22	2,96	5,76	0,16
"	5	58,72	0,89	18,34	2,60	3,73	0,13
"	3	60,55	0,69	17,83	2,24	3,63	0,12
Дациты	3	62,35	0,61	17,85	1,84	3,03	0,11
"	4	64,80	0,55	15,90	2,75	2,65	0,10
"	6	66,00	0,61	16,59	1,91	2,23	0,10
"	4	69,00	0,35	15,76	0,72	2,59	0,06
<b>Инорагдинская фаза</b>							
Экструзивные кристалло-липариты	6	74,00	0,19	13,14	0,54	2,18	0,06

ного и восточного флангов. Среди пород андезитовой формации наиболее сильные различия характерны для андезитов западных (Максинская) и восточных (Девисендская) структур по уровню содержания таких элементов, как хром, никель, кобальт. Они выше в западных в несколько раз. Повышенные содержания (против кларка) отмечаются также для олова и свинца. В андезитах восточных структур несколько выше уровни концентрации для молибдена, цинка и бора. Таким образом, можно говорить об определенной геохимической специфике андезитовых лав фланговых структур зоны.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
<b>Девисендская структура</b>							
4,05	6,59	2,92	1,89	0,28	1,20	1,00	99,97
2,60	4,57	3,10	2,47	0,24	1,40	1,68	99,87
<b>Максинская структура</b>							
2,37	5,70	3,54	2,61	0,31	—	0,61	99,85
4,40	5,70	2,86	2,51	—	0,75	0,60	100,0
1,91	3,19	2,39	2,82	0,14	0,80	1,03	99,98
0,31	0,69	3,81	4,77	0,04	—	0,61	99,64

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
<b>Селитканский комплекс</b>							
<b>Сэгская фаза. Сэгская структура</b>							
0,44	0,80	3,54	3,97	0,10	0,35	1,20	99,99
0,53	1,55	4,22	3,92	0,16	1,22	1,50	99,89
<b>Авланская фаза. Авланская структура</b>							
1,23	3,09	3,80	3,00	0,15	0,96	1,00	99,96
1,12	2,28	3,68	2,94	0,08	0,84	1,21	99,84
0,46	1,07	4,45	3,96	0,12	0,55	1,17	99,93
<b>Водораздельная фаза. Скалистая структура</b>							
4,36	7,36	2,93	1,74	0,28	0,10	0,85	99,87
2,30	6,26	3,50	2,35	0,34	0,12	0,62	99,90
1,84	5,38	3,67	2,50	0,28	0,38	0,71	99,82
2,46	4,84	3,80	2,05	0,21	—	0,70	99,84
1,61	3,51	3,15	4,00	0,26	—	0,76	100,04
1,28	3,44	4,00	3,00	0,22	—	0,59	99,97
0,45	1,90	4,20	4,15	0,11	—	0,78	100,07
<b>Инорагдийская фаза</b>							
0,39	1,20	3,58	4,00	0,09	0,15	0,40	99,92

Селитканскому комплексу, представляющему собой формацию в основном кислого состава, за некоторым исключением характерен определенный геохимический спектр среди элементов как рудного профиля, так и фемафильного. Для всех пород почти без исключения свойственны низкие содержания хрома, никеля, кобальта (в 2–3 и более раз для хрома ниже кларковых). В поведении рудных элементов наблюдается определенная специфика: для всех без исключения характерны повышенные содержания олова, молибдена, но наиболее высокие концентрации, а также появление рудных ореолов приурочены только к определенным фазам магматизма. Олово характерно для

*Таблица 64*  
Средние химические составы  
интрузивных пород Селитканской зоны, %

Порода	n	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
<b>Муниканская фаза</b>								
Граниты	5	73,17	0,20	13,65	0,64	1,58	0,05	0,40
<b>Тонумская фаза</b>								
"	7	72,10	0,24	14,13	0,57	2,16	0,04	0,61
Аплиты	4	77,10	0,04	12,73	0,42	0,43	0,03	0,10
<b>Бургалинский комплекс</b>								
Монцо-гранодиориты	3	66,58	0,55	15,99	1,12	2,65	0,06	1,45
"	2	64,55	0,63	15,97	1,26	4,09	0,10	1,88

*Таблица 64 (окончание)*

Порода	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
<b>Муниканская фаза</b>							
Граниты	1,28	3,82	4,45	0,08	—	0,57	99,89
<b>Тонумская фаза</b>							
"	1,78	3,48	4,26	0,09	0,11	0,40	99,97
Аплиты	0,63	3,20	4,65	0,03	0,08	0,58	100,02
<b>Бургалинский комплекс</b>							
Монцо-гранодиориты	3,77	3,83	2,87	0,14	0,17	0,69	99,87
"	4,40	3,64	2,60	0,20	0,10	0,38	99,80

муниканских гранитов, молибден — для тонумских. Что касается серебра, то его содержание испытывает значительные колебания как в породах различных структур, так и магматических фаз. Наибольшие концентрации свойственны Сэгской и Авланской вулканоструктурам, где в большей степени проявились кислые, наиболее калиевые липариты экстрезивных фаций (табл. 65).

Таким образом, каждая фаза селитканского комплекса имеет рудную и геохимическую специфику.

Бургалинский комплекс, выделяющийся по петрографическому и петрохимическому составу монцитонитоидным уклоном, отличается от вышеописанных пород своеобразным геохимическим профилем — наряду с высоким содержанием фемафильных элементов отмечаются высокие концентрации олова, меди, бора, молибдена. И только серебро в породах имеет низкие уровни концентрации.

Ям-Алинская зона. Зона расположена в юго-западной части Амгуньского прогиба, выполненного кремнисто-терригенными юрскими отложениями Сихотэ-Алинской миогеосинклинали. Она является существенно вулканогенной; интрузии в ее пределах имеют субвулканический характер и располагаются в основном по периферии зоны, которая на космических снимках дешифрируется в виде крупной кольцевой структуры с опущенным блоком в центральной части. В опущенном блоке сохранился крупный покров позднемеловых вулканитов площадью 50 x 25 км, вытянутый по длинной оси в северо-западном направлении вдоль ограничивающих его разломов. На западе Ям-Алинская зона ограничивается интенсивно дислоцированными палеозойскими комплексами Харгинского купольного поднятия. На юге и юго-западе район смыкается с Эзопской магматической зоной и ограничен Кербинской зоной смятия. Северная и восточ-

ная граница ареала проходит по Кумусунской разломной зоне, ограничивающей Джамдинскую зону палеозойской складчатости и мезозойды Амгуньского синклинария. Ранне-среднеюрские структуры фундамента зоны представлены мощным комплексом однообразных миогеосинклинальных отложений, образующих крупную синклинальную структуру. Зона насыщена разрывными нарушениями. Наиболее крупная разрывная структура — Кумусунская шовная зона, субширотно-северо-восточного направления. Разломы Кумусунской зоны имеют южное падение под углами 60–70°. О глубинном заложении и древнем возрасте этой шовной зоны свидетельствует приуроченность к ней трещинных тел палеозойских габброидов, а также ее роль как пограничной структуры, разделяющей Ям-Алинскую и Селитканскую магматические зоны, резко отличающиеся по петрохимическим и геохимическим характеристикам и имеющим разный рудный профиль.

Непосредственно в пределах зон широко развиты северо-восточные, субмеридиональные разломы, контролирующие размещение субвулканических тел и являющиеся структурными ограничениями блоков.

В пределах зоны прослеживаются несколько вулкано-структур, в которых развиты наиболее полные разрезы покровов, представляющие отдельные фазы магматической деятельности. Среди них выделяются Стланиковая и Лучинская структуры, представляющие депрессионного типа кальдерные просадки. Экструзивные и особенно интрузивные образования развиты ограниченно как в пределах вышеперечисленных структур, так и вдоль разломов у северо-восточного борта Центрально-Ямалинского вулканического поля.

За пределами этого поля к западному краю Ям-Алинского сводового поднятия размещаются крупные интрузивные массивы (Кугинский, Харгинский), относимые к раннемеловому возрасту. По составу и особенностям строения они однообразны и могут быть отнесены к раннему этапу магматизма сводового поднятия, эффузивные аналоги которого либо не проявлены, либо были эродированы в процессе воздымания свода; массивы по ряду геолого-петрологических признаков и должны относиться к среднеглубинным фациям. Есть все основания считать эти массивы интрузивными аналогами селемджинского комплекса, широко развитого в вулканических прогибах в Верхнеселемджинской и Селитканской зонах.

Породы этой формации представлены биотит-роговообманковыми гранодиоритами и, реже, биотитовыми гранитами, для которых характерны выдержанный состав, высокая глиноземистость, низкая общая щелочность и калиевость. Они относятся к калинатровому ряду. По петрохимическому типу и особенностям минерального состава (наличию альмандина, ильменита) они близки к интрузивным фациям лакского комплекса Баджала.

Следующий этап магматизма ознаменовался широким развитием кислых извержений в основном покровных фаций, проявившихся в стадию наибольшего купольного поднятия и формирования приосевых зон проседания. Структурами такого типа являются Стланиковая и Лучинская кальдеры с последовательным формированием тохуракской и лучинской фаз липарит-гранитной формации.

В строении Стланиковой кальдеры участвуют кристалло-игнибриды липарито-дацитов и туфы. В последовательности извержений устанавливается двухкратное возрастание основности пород от липарито-дацитов до дацитов. Мощность толщи в этой структуре составляет около 1000 м. Весьма выдержаны по составу разрезы Тох-Уракской толщи в междуречье р. Кумусун — Тох-Урак и в бассейне р. Сеямни-Макит. Здесь в ее составе подавляющим распространением пользуются кристаллодацитовые лавы. В основании разреза по левобережью р. Сорукан залегает пачка грубообломочных насыщенных гранатом туфов и лавобрекчий дацитового, липарит-дацитового состава мощностью 15–20 м, сменяющихся выше игнибридами липарито-дацитового состава с прослоями туфов дацитов. Мощность толщи здесь не превышает 300 м. Петрографический состав пород Тох-Уракской толщи определяется сменой двупироксеновых ассоциаций в андезито-дацитах на гиперстен-роговообманковые с биотитом в дацитах и роговообманково-биотитовые в липарито-дацитах. Для вулканитов характерно постоянное присутствие в составе вкрапленников альмандинового граната. Жерловая фация Тох-Уракской толщи представлена лавобрекчиями дацитов, выполняющими крупную трещинную жерловину на северо-восточном фланге вулканогена в бассейне р. Сеямни-Макит. Жерловина вытянута в северо-западном направлении на 10 км и контроли-

Таблица 65  
Средние содержания микроэлементов  
в магматических породах Селитканской зоны, г/т

Порода	n	B	Pb	V	Cr	Sn	Mo	Ni	Cu	Ag	Zn	Co
<b>Селемджинский комплекс</b>												
Максинская структура												
Андезиты	12	7,0	16,8	157	462	4,5	1,3	91,7	58,7	0,02	82,5	23,2
Девисендская структура												
"	10	16,0	11,5	230	28,5	2,8	2,0	16,3	46,7	0,02	104	14,5
<b>Селитканский комплекс</b>												
<i>Авланская фаза</i>												
Авланская структура												
Дациты, липарито-дациты	12	17,0	19,5	53,5	14,0	2,8	2,5	8,5	22,5	0,12	58,7	7,5
<i>Сэгская фаза</i>												
Сэгская структура												
Базокварцевые липариты	7	8,0	21,3	7,3	7,0	4,3	0,7	6,0	20,0	0,03	42,0	2,3
флюидальные	6	13,7	40,7	13,8	2,2	4,2	1,7	4,5	24,7	0,09	106	0,8
<i>Водораздельная фаза</i>												
Скалистая структура												
Дациты	9	7,3	22,9	57,1	133	3,0	2,9	7,4	18,7	0,02	43,9	5,7
Андезиты, лавы	11	7,2	14,8	133	15,7	2,8	3,0	9,5	31,8	0,03	68,0	9,2
Туфы	8	8,4	10,4	224	162	3,0	3,2	46,8	58,6	0,01	89,8	21,4
<i>Инорагдинская фаза</i>												
Экструзивные кристаллолипариты	7	9,8	24,0	21,3	2,5	4,5	2,7	5,5	10,0	0,05	39,7	2,2
<i>Муниканская фаза</i>												
Граниты	6	1,7	27,7	20,0	5,0	6,0	2,0	4,3	7,0	0,09	40,3	1,3
<i>Тонумская фаза</i>												
"	5	—	32,5	18,5	5,0	3,0	3,0	3,5	6,5	—	21,5	1,5
<b>Бургалинский комплекс</b>												
Гранодиориты	5	18,0	21	97,0	47,0	6,0	4,5	26,0	46,0	0,05	61	11,0

руется полукольцевым разломом этого же направления. Лавобрекчии состоят из цементирующего материала, аналогичного лавам дацитов, многочисленных ороговикованных обломков осадочных пород фундамента и линзовидных включений, представляющих резко порфировые участки того же дацитового состава. Содержание включений и обломков достигает 40—50% объема пород.

Лучинская структура. Занимает центральную юго-восточную часть зоны. Морфологически она представляет почти нестратифицированную лаво-экструзивную постройку, сложенную исключительно кристаллолипаритами.

Разрез толщи по кл. Широкому состоит из мощной пачки кристаллолипаритов (до 350—400 м), на которых субгоризонтально залегает горизонт (100—150 м) игнимбригов с маломощными прослоями пелитовых туфов. Венчает разрез пачка обогащенных кварцем ультракислых лав (150 м). В бассейне р. Сеями-Макит и в междуречье рек Лучи—Сеями—Макит строение толщи осложнено наличием куполообразных экструзивно-субвулканических тел, сложенных аналогичными кристаллолипаритами несколько более упорядоченной структуры и имеющими постепенные переходы к покровным образованиям. Общая мощность покрова липаритов составляет не менее 1000 м.

Собственно субвулканический комплекс развит ограниченно и представлен трещинными телами липаритов, гранит-порфиров, трассирующими зоны разломов северо-западного, северо-восточного направления. Наиболее крупные массивы известны в приводораздельной части рек Бараджа и Тох-Урак и вдоль юго-западной кромки эффузивного поля в пределах Сорукан-Семджинской разломной зоны. Здесь наблюдаются постепенные переходы от липарит-порфиров к гранит-порфирам и порфиroidным гранитам. По составу породообразующих минералов гранитпорфиры относятся к гиперстеновому типу; в наиболее кислых разностях появляются биотит и роговая обманка. Рудный минерал представлен исключительно ильменитом. К экструзивным фациям лучинской риолитовой фазы отнесены трещинные тела сфероидальных ультракислых лав, развитые на правом берегу р. Тох-Урак. Лавы практически не содержат вкрапленников и состоят из полевошпатовых сфероидов, достигающих размера 3 см и более.

Экструзии и субвулканические тела андезитов образуют собственную фазу внедрения и прорывают покровные образования умеренно-кислого и риолитового состава. Штоки и трещинные тела андезитов известны на левобережье и правом берегу р. Деримикан и районе устья кл. Широкого, в среднем течении р. Сорукан, а также на левобережье р. Лучи в верховьях его левых притоков. На правом берегу р. Сорукан андезиты слагают крутопадающий некк. В центральной его части наблюдаются переходы андезитов к субинтрузивным диоритовым порфирирам. Установлено, что андезиты прорывают покровные образования Тох-Уракской толщи.

Трещинные тела гранит-порфиров, переходящих иногда в порфиroidные граниты и гранодиориты, выделяются нами в Баранджинскую фазу магматизма. Тесная пространственная ассоциация гранит-порфиров и гранодиоритов, наличие гаммы переходных разностей, единый минеральный парагенезис вкрапленников позволяют рассматривать их как производные единого гомодромно развившегося интрузивного комплекса. Гранит-порфиры трассируют Сорукан-Семджинскую трещинную зону разломов северо-западного простирания на протяжении 36 км. Отдельные штоки гранит-порфиров вскрываются в среднем течении р. Баранджи. На всех участках выходов гранит-порфиров характерны интенсивный гидротермальный метаморфизм вмещающих юрских осадочных толщ, конфигурация же ареалов метаморфизма свидетельствует о наличии крупного интрузивного массива, залегающего, очевидно, на небольшой глубине. Это находит подтверждение и в его геофизических полях. Отличительными чертами минерального состава вулканитов умеренно-кислой и риолитовой групп являются высокоосновной состав вкрапленников плагиоклаза, достигающих в липаритах 43—45%  $Al_2O_3$ , постоянная обогащенность (особенно взрывных фаций вулканитов и лавобрекчий) гранатом альмандинового ряда, безмагнетитовый характер вулканитов; рудный минерал их, так же как и интрузивных пород, представлен исключительно ильменитом. Железомagneзиальные породообразующие минералы эффузивных и интрузивных пород отличаются высокой железистостью. Железистые граниты распространены в широком диапазоне составов пород — от кварцевых андезитов до гранитов — и имеют закономерные колебания состава в зависимости от кислотности пород.

Гранаты в вулканитах представлены двумя типами — реликтовым, оставшимся после переплавления осадочно-метаморфических пород, и более широко распростра-

Таблица 66  
Химические составы пород гранодиоритовой формации  
Ям-Алинской зоны (Кугинский массив), %

Породы	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
Гранодиорит	69,12	0,40	14,85	0,57	2,33	0,66
"	69,47	0,42	14,73	0,34	2,65	0,08
Гранит	73,09	0,13	14,61	0,33	1,88	0,04

Таблица 67  
Средние химические составы  
вулканических пород ям-алинского комплекса, %

Породы	n	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
<b>Тох-Уракская фаза</b>							
Покровные							
Дацит	4	68,49	0,32	16,09	0,96	2,04	0,06
Андезит	1	57,23	0,54	16,77	3,05	3,82	0,16
Андезито-дацит	6	63,19	0,56	17,19	1,22	3,11	0,13
Дацит	8	66,14	0,43	16,49	1,31	2,28	0,06
Экструзии, интрузии							
Дацит	2	58,66	0,63	16,54	1,09	5,25	0,11
Баранжинский массив							
Кварцевый диорит	5	61,27	0,65	18,08	1,72	3,35	0,11
То же	3	63,69	0,55	17,29	1,32	2,80	0,06
"	3	66,89	0,38	16,45	0,75	2,48	0,07
<b>Лучинская фаза</b>							
Кристаллолипарит	17	71,77	0,23	14,90	0,63	1,36	0,05
"	4	74,66	0,12	12,95	1,02	0,98	0,05
Баранжинская фаза							
Гранодиорит-порфиры	3	69,61	0,42	14,99	0,54	2,51	0,10
Гранит-порфиры	3	72,47	0,30	14,05	0,68	1,68	0,04

ненным гранатом магматического происхождения, кристаллизация которого происходила непосредственно из расплава. Химический состав магматических гранатов резко отличен от состава гранатов первого типа.

Интрузивные породы ям-алинского комплекса по минеральному составу отвечают в целом гиперстеновому ряду. Сквозным минералом интрузивной ассоциации является альмандиновый гранат, нередко образующий крупные (до 1 см) выделения. Если провести аналогию минеральных ассоциаций ям-алинского и баджальского комплексов, то намечается очень близкое их соответствие, причем при наиболее интересных специфических особенностях: высококальциевом составе плагиоклаза для пород различной кремнекислотности, отсутствии магнетита, устойчивости в широком диапазоне составов пород альмандина и других высокоглиноземистых минералов. Отличительная черта магматических пород Ям-Алиния — лишь значительно более широкая распространенность водосодержащих минералов — биотита и особенно роговой обманки (даже в умеренно кислых и среднекислых породах).

Соруканский комплекс объединяет породы в основном дайковой, экструзивной и субинтрузивной фаций, развитых как в центральной части ям-алинского покрова, так и вдоль его бортов. Формирование комплекса связано с новой фазой тектонической активности, вызвавшей подновление глубинных разломов. Это трещинные протяженные тела или субвулканические экструзии диоритов, а также дайки андезитов и

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
1,24	3,60	3,33	3,28	0,10	0,15	0,20	99,93
1,33	3,04	3,24	3,46	0,12	0,18	0,97	99,83
1,09	1,83	3,08	3,47	0,04	0,52	0,81	99,91

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	------------------	--------	---

**Тох-Уракская фаза**

0,97	3,19	2,73	2,99	0,17	1,10	1,87	99,98
3,85	5,68	2,66	2,05	0,29	1,55	2,37	100,02
1,43	4,70	3,22	2,28	0,14	1,18	1,43	99,78
1,17	4,03	3,00	2,85	0,13	0,88	1,09	99,86

4,26	6,73	2,31	2,24	0,19	0,69	1,12	99,82
1,96	4,45	3,49	2,39	0,24	0,78	1,20	99,89
1,16	4,87	3,52	2,31	0,14	0,89	1,27	99,87
0,92	3,49	3,34	2,73	0,14	0,64	1,65	99,93

**Лучинская фаза**

0,50	2,30	3,22	3,84	0,12	0,35	0,78	100,05
0,34	0,85	2,98	4,46	0,06	0,29	0,74	100,00

0,96	2,58	3,19	3,79	0,13	0,18	0,73	99,73
0,39	1,96	3,44	4,19	0,11	—	0,52	99,83

андезито-дацитов. Покровные фации весьма ограничены; они представлены двупироксеновыми и пироксеновыми андезитами. Главной особенностью петрографического состава пород комплекса является монцонитоидность — присутствие своеобразных минеральных ассоциаций основного плагиоклаза, пироксена, ортоклаза, рои овой обманки, а также пестрота и резкая изменчивость состава пород в пределах мелких массивов и тел. Для них, особенно в более кислых дериватах, характерны метасоматические изменения. В связи с этим можно провести аналогию между породами этого комплекса и интрузивными образованиями силянского комплекса в Мяо-Чанской и Баджальской вулканических зонах.

Для умеренно-кислых вулканитов типичны высокоглиноземистый характер (корундово-нормативного составов), аномально высокая известковистость и пониженная щелочность, определяемая прежде всего дефицитом натрия.

Липариты лучинской фазы выдержаны по петрохимическим характеристикам. Кремнекислотность пород варьирует в интервале 70—72%. Содержание CaO в липаритах достигает 3%, а сумма щелочей колеблется около 7%, причем калий постоянно преобладает над натрием. Химические составы интрузивных пород Ям-Алинской зоны в целом характеризуются теми же закономерностями, что и их вулканические аналоги. Породы отличают повышенные глиноземистость и известковистость (корундово-нормативный тип) (табл. 66—68).

Таблица 68

Средние химические составы пород андезит-трахиандезит-монцит  
диорит-гранитной формации (соруканский комплекс) %

Порода	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
Андезит, дайка	1	55,78	0,90	17,86	1,22	5,60	0,12	4,16
Андезито-дацит, дайка	1	61,10	0,70	16,74	1,82	3,85	0,12	3,16
Андезито-дацит, экструзия	2	61,11	0,76	16,69	1,56	4,08	0,11	2,65
Дiorит	2	58,66	0,63	15,54	1,09	5,25	0,11	4,26
Гранит	2	72,08	0,14	15,29	0,91	0,73	0,04	0,08

Таблица 68 (окончание)

Породы	Количество анализов	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
Андезит, дайка	1	7,43	2,46	1,20	0,15	1,20	1,83	99,91
Андезито-дацит, дайка	1	5,22	2,68	2,10	0,14	0,85	1,40	99,88
Андезито-дацит, экструзия	2	5,17	2,87	2,08	0,19	0,78	1,77	99,82
Дiorит	2	6,73	2,31	2,24	0,19	1,03	1,80	99,84
Гранит	2	1,13	4,16	4,60	0,12	0,27	0,44	99,99

Анализ распределения микроэлементов (табл. 69) в вулканитах и экструзивно-интрузивных образованиях зоны показал, что независимо от формационной принадлежности для некоторых элементов характерна определенная закономерность. Прежде всего отмечается высокое содержание олова, являющегося элементом этой структуры. В распределении серебра отмечается следующая особенность: в ям-алинском комплексе наиболее высокие содержания фиксируются в гранит-порфирах Баранджинской фазы, для которых характерны и высокие концентрации олова и бора.

Для этих пород типичны весьма низкие концентрации никеля (в 2—3 раза ниже кларка) и хрома для кислых образований, в средних по составу экструзивных и интрузивных фациях его количество резко возрастает. Это же свойственно меди и кобальту. Таким образом, намечается геохимическая специализация магматических комплексов Ям-Алинской зоны: для кислых образований ям-алинского комплекса, особенно для заключительных фаз, характерны повышенные содержания олова и его тесная корреляция с бором, свинцом, серебром, а для соруканского — проявлена высокая связь и уровень содержания фемафильного профиля — хрома, кобальта, ванадия (табл. 70). Особенности геохимического характера отражаются и в металлогенической специализации Ям-Алинской зоны, которая относится к Нимеленскому оловорудному району (Усенко, Чеботарев, 1973), включающему собственно Нимеленский и Кумусунский оловорудные узлы.

Для проявлений Ям-Алинского района типична высокая фтороносность всех рудно-метасоматических образований; их ведущий наиболее продуктивный кварц-хлорит-флюоритовый оловорудный тип позволяет проводить тесную аналогию между Ям-Алинским и Хинганским, а также Баджалским рудными районами. В то же время минерализация Баджалского района отличается большей бороносностью, что, в свою очередь, сближает его с Мюо-Чанским рудным полем.

Анализ особенностей магматических образований зон Амурского геоблока, развитых на геосинклинальном основании, позволяет выделить мяс-чанскую вулканическую ассоциацию и среди нее селитканский подтип.

Мяо-Чанский тип вулканоплутонических ассоциаций свойствен для вулканических зон восточного обрамления Буреинского массива, развитых на мезозойских миогеосинклинальных толщах Сихотэ-Алинской складчатой области.

Для него характерны почти полное отсутствие пород андезитовой формации (за редким исключением), ограниченное развитие эффузивных фаций липаритовой и более широкое распространение трахиандезит-монцодиорит-гранодиоритовой формаций (силинский комплекс). Для пород этой ассоциации по сравнению с другими свойственны более высокая общая щелочность и особенно калиевость, повышенная магнезиальность, несколько меньшая известковистость и глиноземистость кислых членов ассоциации; высокое содержание летучих и особенно бора, что реализуется появлением турмалиновых интрузий и интенсивными метасоматическими изменениями, связанными с интрузивными фациями липаритовой (чалбинский) и трахиандезит-монцодиорит-гранодиоритовой (силинский комплекс) формациями.

Селитканский тип свойствен зонам, развитым на эвгеосинклинальном основании, в котором широко представлены вулканогенные образования. Для него характерно развитие как средне-основного вулканизма ранних этапов, так и кислого в сводовых поднятиях и монцитонитовидного, более глубинного, связанного с активизацией внутрисводовых разломов. Для пород магматической ассоциации типичны более высокая натровость и повышенная общая щелочность, что сближает их с комплексами окраинных поясов, с одной стороны, а также с Мяо-Чанской ассоциацией — с другой.

### Зоны Сихотэ-Алиня

К зонам указанного типа в Сихотэ-Алине в достаточной мере условно относятся (с севера на юг) Верхнебикинская, Арминская, Кавалеровская и Фурмановская вулканические структуры (рис. 34). Не исключено, что эти зоны являются эродированными фрагментами Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса. Однако по ряду характерных особенностей они отличаются от образований последнего. Геологическое строение этих зон характеризуется следующими общими чертами: блоковым строением фундамента и развитием глубинных разломов; наличием изолированных интрузивно-эффузивных структур среди терригенных толщ Главного синклинория Сихотэ-Алиня; развитие малых интрузивов и даек монцитонитовидно-гранитоидных формационных рядов; сопряженностью проявления магматических образований с оловянной, олово-полиметаллической минерализацией.

По геолого-геофизическим данным, рассматриваемые зоны имеют блоковое строение (Василенко, Ключев, 1973; Радкевич, Аргентов и др., 1975; Кулинич, 1969). Арминская зона отчетливо подразделяется на Дальне-Арминский, Колумбинский и Верхнеуссурийский блоки. Верхнебикинская зона и Верхнеуссурийский блок приподняты, Дальне-Арминский и Колумбинский блоки, Кавалеровская и Фурмановская зоны относительно опущены. Они ограничены с запада Центральным структурным швом, а один от другого отделяются зонами субширотных разломов.

К юго-востоку от Дальне-Арминского блока располагается Колумбинский клиновидный блок, расширяющийся к юго-западу и ограниченный с востока шовной зоной, или Колумбинским разломом (Радкевич и др., 1975), затухающим в пределах гранито-метаморфического слоя. Подошва земной коры этого блока приподнята (относительно Дальне-Арминского) на 1–2 км и наклонена к востоку (рис. 35). В этом же направлении плавно увеличивается мощность базальтового слоя с 10 до 12 км за счет погружения границы Мохо. Общая мощность метаандезитового и гранито-гнейсового слоев та же, что и в Дальне-Арминском блоке, мощность осадочно-вулканогенного слоя снижается до 2–3 км, а мощность земной коры в целом снижается до 36 км за счет осадочно-вулканогенного слоя.

В зоне сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом мощность базальтового слоя около 12 км, а подошва его полого поднимается к поверхности. Характерно снижение осадочно-вулканогенного (с 5 до 2 км) слоя и земной коры в целом (до 35 км).

Гравитационное поле зон Сихотэ-Алиня характеризуется минимальными, большей частью отрицательными значениями, на фоне которых выделяется ряд крупных аномалий разного знака. В северо-западной части Верхнебикинской зоны выделяется обширный гравитационный минимум, обусловленный выступом кристаллического фун-

Таблица 69

Средние содержания микроэлементов в породах соруканского комплекса, г/т

Породы	Количество анализов	B	Pb	V	Cr	Sn	Mo	Ni	Cu	Ag	Zn	Co
Андезиты	4	19	11	133	139	4,0	0,5	36	35	0,05	122	19
Диориты	4	24	7	121	132	4,8	—	37	56	—	108	29
Андезито-дациты, (экструзивные)	3	9	15	85	27	3,7	—	11	33	0,02	98	15

Таблица 70

Среднее содержание микроэлементов в магматических породах Ям-Алинской зоны, г/т

Породы	n	Ni	Co	V	Cr	Cu	Sn	Mo	B	Pb	Ag	Zn
<b>Тох-Уракская зона</b>												
Дациты	9	5,5	5,8	48	14,5	17,1	3,3	—	10,9	16,6	0,05	59,3
Андезито-дациты	2	20,0	11,5	86	31	37,5	3,0	—	7,5	9,0	0,07	110
<b>Лучинская фаза</b>												
Покровные кристаллопариты	32	2,8	1,8	24,1	2,2	10,7	4,1	—	16,0	24,1	0,08	54,1
Андезиты (дайки, экструзии)	4	36,0	18,5	132	139	35,3	4,0	—	19,0	11,0	0,05	121
Андезито-дациты (экструзия)	3	10,7	15,3	84,7	26,7	32,7	3,7	—	9,3	15,0	0,02	97,7
Диориты	4	36,5	26,5	121	131	55,7	4,7	—	24	7,0	—	107,8
<b>Баранджинская фаза</b>												
Гранодиориты	11	10,8	12,2	73,6	17,6	30,4	4,0	—	14,1	12,2	0,02	110,2
Гранит-порфиры	5	4,0	3,6	40,8	4,8	15,4	4,6	—	32,2	25,0	0,12	98,0

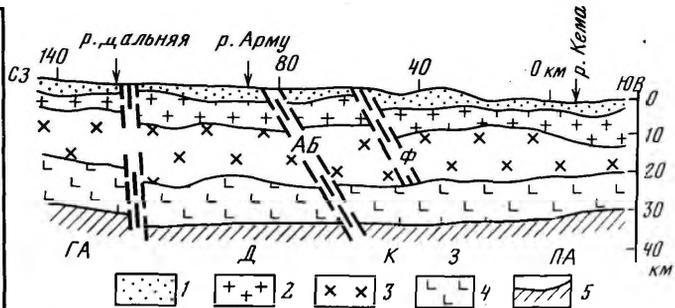
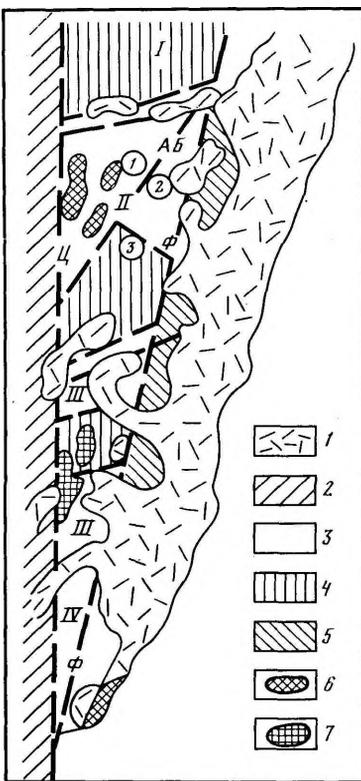


Рис. 34. Схема глубинного строения тыловых вулканических зон Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена

1 - вулканический пояс; 2 - Главный антиклинорий; 3-4 - Главный синклинорий; 3 - относительно опущенные и 4 - приподнятые блоки; 5 - приподнятые блоки зоны сочленения Синклинория с Прибрежным антиклинорием; 6 - крупные гранитоидные и 7 - монзонитоидные массивы. Б л о к и : I - Верхнебикинский, II - (цифры в кружочках) 1 - Арминский; II - Колумбинский; 3 - Верхнеуссурский; III - Кавалеровский; IV - Фурмановский; Разломы: Ц - Центральный; АБ - Арму-Бикинский; Ф - Фурмановский

Рис. 35. Разрез ГСЗ по профилю г. Бикин - пос. Великая Кема (по Е.А. Радкевич и др., 1975)

Слои: 1 - осадочно-вулканогенный; 2 - гранито-гнейсовый; 3 - метаандезитовый (диоритовый); 4 - метабазальтовый (габбровый); 5 - верхняя мантия (гипербазитовый); ГА - Главный антиклинорий; Д - Дальне-Арминский и К - Колумбинский блоки; З - зона сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием - ПА - Прибрежный антиклинорий, Ц, АБ, Ф - разломы те же, что и для рис. 34

дамента, сложенного слюдяными кристаллическими сланцами и гнейсами. В южной части Верхнебикинской зоны установлена обширная аномалия гравитационного максимума, связанная, вероятно, с подъемом базальтоидов. Магнитное поле зон характеризуется спокойными слабоотрицательными значениями. Положительные аномалии пространственно совпадают с полями развития вулканитов среднего и основного составов.

### Верхнебикинская зона

Верхнебикинская зона находится на севере Приморья и охватывает верховья рек Катен и Бикин. Она ограничена с юга и севера субширотными зонами разломов, а с востока - структурами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Большая часть ее сложена геосинклинальными терригенными образованиями нижнего мела, верхне-меловыми вулканогенными породами и неогеновыми базальтами. Нижне-меловые образования представлены апт-альбскими песчаниками, алевролитами и линзами конгломератов, принадлежащими граувакковой и флишевой формациям мощностью 3600 м, альбскими песчаниками и алевролитами, находящимися в флишеидном переслаивании и принадлежащими раннеорогенной молассовой формации мощностью 1100 м. Они образуют фундамент зоны.

Вулканогенные породы залегают с резким угловым несогласием на более древних комплексах. Представлены они туфогенно-осадочными образованиями сеноман-турона и согласно залегающей на них толщей андезитовых порфиритов, в верхней части которой появляются дациты и их туфы, а еще выше залегают туфы кислого состава, кварцевые порфиры, фельзиты, туфопесчаники и туфоалевролиты приморской свиты (турон-сантон). Вулканические породы выполняют вулкано-тектонические впадины, будучи приурочены к зонам крупных разломов. Незначительно распространены вулканические породы андезитового состава маастрихта (самаргинская свита). Для вулка-

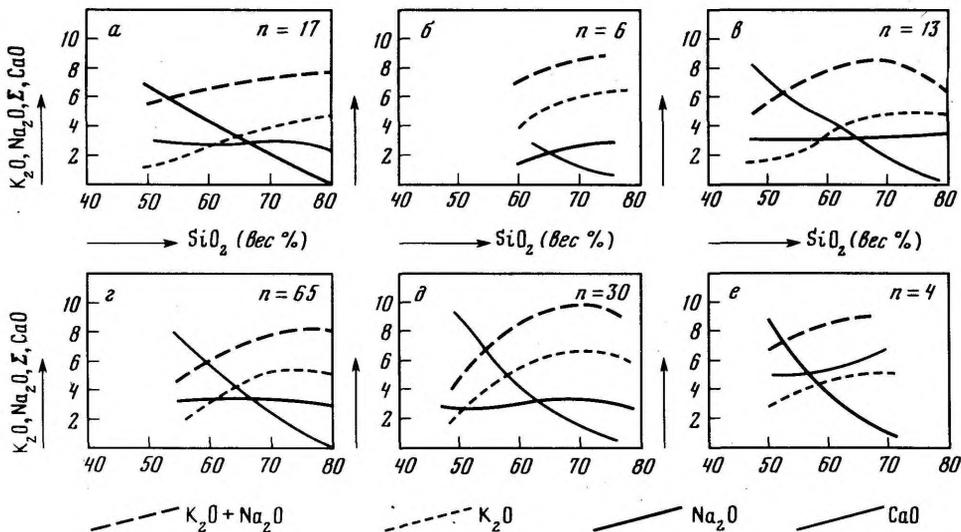


Рис. 36. Вариационные диаграммы химизма магматических пород Сихотэ-Алиния

а — эффузивные породы Верхне-Бикинского района; б — эффузивные породы Березовской структуры; в — эффузивные породы Павловско-Журавлевского бассейна; з — интрузивные породы Верхнебикинского района; д — интрузивные породы Березовского массива; е — натровые гранитоиды Павловско-Журавлевского массива

нических пород характерна типичная калиевая ассоциация (рис. 36) — калий начинает преобладать над натрием уже при 65% кремнезема.

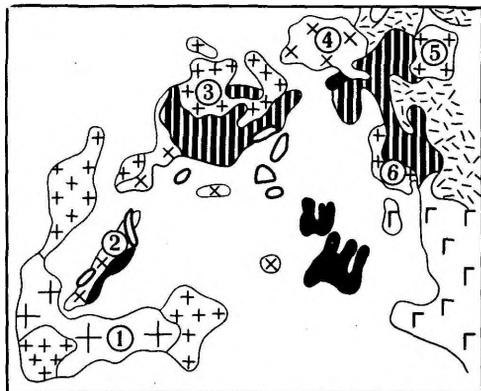
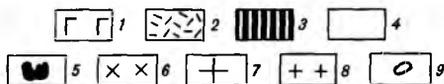
С верхнемеловыми вулканитами кислого и среднего состава тесно связаны массивы (до 20–60 км<sup>2</sup>) гранитоидов и мелкие интрузивные тела и дайки монцонитоидов и гранитоидов (Бурьянова и др., 1973). Они слагают кольцевую интрузивно-эффузивную структуру Верхнебикинской зоны, имеющую овальную форму и состоящую из нескольких крупных массивов (Полукольцо, Сухопадный, Правобикинский), мелких штоков и силлов (рис. 37). Массивы гранитоидов нередко представляют собой эндогенные купола изометричной формы, окруженные вулканитами кислого и среднего состава. Вмещающие андезитовые порфириды в эндоконтактных зонах массивов раздроблены и гранитизированы. В участках повышенной трещиноватости терригенных толщ сосредоточены дайковые поля площадью до нескольких десятков км<sup>2</sup> (Мало-Бикинское поле и др.), в которых дайки предствлены диоритовыми порфиридами, спессартитами, гранодиоритами и фельзитами. Дайки, секущие массивы гранитоидов, сложены аплитами, аплитовидными и порфиоровидными гранитами и пегматитами.

Большинство массивов Верхнебикинской зоны относятся к монцодиорит-ранодиорит-гранитному формационному ряду (Иванов и др., 1980), состоящему из четырех последовательных по времени становления формаций—монцодиоритовой, гранодиоритовой, гранитной и лейкогранитной. Породы монцодиоритовой формации натровые, но с повышенными содержаниями калия. Гранитоидные формации представлены калий-натровыми и калиевыми гранодиоритами, калиевыми порфиоровидными гранитами и калиевыми равномернозернистыми (эвтектоидными) лейкогранитами с высокой общей железистостью (73–88%), т. е. они подобны вулканитам. Аналоги их распространены и в более северных районах Сихотэ-Алинской складчатой области (Мяо-Чанская зона), и всюду они сопровождаются оловянным оруденением.

Среди рудопроявлений Верхнебикинской зоны известны касситерит-вольфрамит-молибденитовые грейзены, касситерит-кварцевые жилы и штокверки (с вольфрамитом и турмалином), зоны турмалиновых, серии жил и прожилков кварц-турмалинового, реже-кварц-хлоритового (Малиновое) состава касситерит-силикатно-сульфидной формации. Рудопроявления размещаются среди интрузивных, осадочных и вулканогенных пород и относятся к разряду непромышленных. Отмечается зональное разме-

Рис. 37. Схема геологического строения Верхне-Бикинской зоны

1 — базальты (неогеновые); 2 — вулканиты кислые (верхнемеловые); 3 — вулканиты средние; 4 — терригенные отложения (готерив-альбские); 5 — монцодиориты; 6 — гранодиориты; 7 — граниты порфировидные; 8 — граниты крупнозернистые; 9 — лейкограниты мелкозернистые и гранитпорфиры. Массивы (цифры в кружках): 1 — Кольцо, 2 — Веретено, 3 — Полукольцо, 4 — Сухопадный; 5 — Ольга; 6 — Право-Бикинский.



вление типов оловянного оруденения. В западной и центральной части зоны преобладает касситерит-кварцевая минерализация (Водопадное рудное поле), а в восточной — касситерит-силикатно-сульфидная турмалинового типа (Адинское), оловоносные грейзены и касситерит-хлоритовая минерализация. Эндогенное оруденение обычно приурочено к дайковым полям и малым интрузивам.

### Арминская зона

Арминская зона располагается южнее ВерхнеБикинской, в бассейне р. Большая Усурска. Она отделена от ВерхнеБикинской и Кавалеровской зон субширотными разломами. Зона состоит из Дальне-Арминского, Колумбинского и Верхнеуссурского тектонических блоков, сложенных палеозойскими и нижнемеловыми песчано-сланцевыми толщами, верхнемеловыми вулканитами и гранитоидными плутонами (рис. 38).

Вулканогенные образования Арминской зоны распространены в Дальнетаежной, или Луговской (Матюнин, 1977), полигенной вулкано-тектонической структуре и Звездно-Янтарной вулкано-структуре, состоящей из вулкано-тектонической депрессии (юго-восток) и вулкано-купольной структуры (северо-запад). Вулканоструктуры характеризуются многоэтапностью формирования, трахитоидным составом магм, олово-медной геохимической специализацией с высокой концентрацией летучих (бора) в конечных продуктах дифференциации (Иванов и др., 1976).

Дальнетаежная полигенная вулкано-тектоническая структура (450 км<sup>2</sup>) расположена в восточной части Арминской зоны, в бассейне р. Обильная, контролируется Фурмановской зоной разломов северо-восточного простирания (рис. 39) и представляет собой вулкано-тектоническую депрессию грубоовальной формы, ориентированную длинной осью в северо-восточном направлении. Она формировалась с середины мела до миоцена. Фундамент ее сложен апт-альбскими терригенными отложениями, смятыми в крутые или сундучные складки с углами падения крыльев от 15 до 80° (Матюнин, 1977). В составе осадочных толщ отмечаются многочисленные горизонты гравелитов и конгломератов, а в самых верхних частях разреза — горизонты туффигов и туфов порфиритов, фиксирующих время заложения структуры. Овальную форму структуре придают внешние дуговые разломы, выходящие за пределы вулканических образований и фиксирующиеся на северо-западе рядом протяженных дуговых даек липаритов, а на юго-востоке — цепочкой диоритовых субвулканических интрузивов. Внешние дуговые разломы ограничивают участок общего проседания осадочного фундамента. Формирование депрессии происходило в три этапа: 1) извержение меловых лав андезитов и внедрение субвулканических интрузий кварцевых диоритов и габбро-диоритов; 2) накопление мощных и сложных по составу и морфологии верхнемеловых толщ липарито-дацитов и липаритов (лавы, туфолавы, игнимбриты, агломеративные туфы и туфобрекчии); 3) образование покровов неогеновых базальтов. Для липарито-дацитового комплекса характерно преобладание продуктов эксплозивной деятельности палеовулканитов, лав и игнимбритов с вкрапленниками биотита, насыщенных ксенолитами осадочных и вулканогенных пород. Общая мощность комплекса до 800 м.

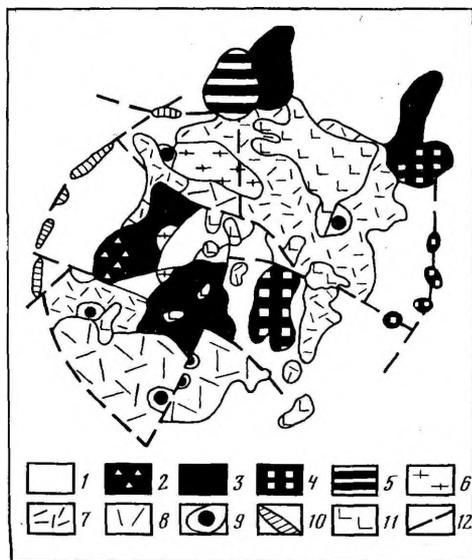
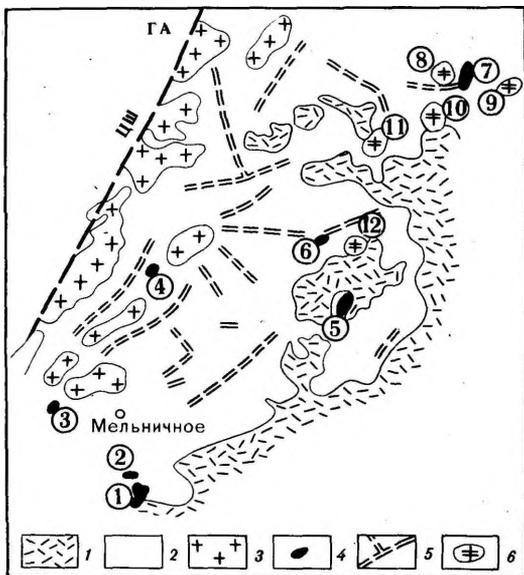


Рис. 38. Схема геологического строения Арминской зоны

1 — вулканиты (верхнемеловые); 2 — вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения Главного антиклинория и Главного синклинория; 3 — массивы гранитоидов плутонической ассоциации; 4 — массивы и 5 — дайки натровых монзонитоидов; 6 — массивы калиевых монзонитоидов. Массивы (цифры в кружках): 1 — Великоманский; 2 — Тигровый; 3 — Ловлягин; 4 — Усть-Микулинский; 5 — Горный; 6 — Тернистый; 7 — Зевский; 8 — Светловодный; 9 — Зурбаган; 10 — Золотой; 11 — Право-Валинкусский; 12 — Молодежный

Рис. 39. Схема геологического строения Дальнетаежной вулканотектонической структуры (по А.П. Матюнину, 1977)

1 — нижнемеловые (готерив—альбские) терригенные отложения; 2 — андезито-базальты миндалекаменные; 3 — андезиты пироксен-амфиболовые; 4 — субвулканические кварцевые диориты и габбро-диориты; 5 — габбро-монзониты (массив Молодежный); 6 — липариты флюидальные субвулканические; 7 — липарито-дациты; 8 — игнимбриды липаритов витрокластические; 9 — центры излияния кислых вулканитов; 10 — дайки липаритов; 11 — базальты миоценовые; 12 — разрывы

Крупные северо-западные разрывы делят всю структуру на три блока, средний из которых приподнят, а северо-восточный и юго-западный — опущены. Амплитуды вертикальных перемещений составляют (по геологическим данным) не менее 400—800 м. В приподнятом (срединном) блоке на поверхность выходят отложения осадочного фундамента, андезиты и массив субвулканических диоритов, являющийся, очевидно, магмоподводящим каналом андезитового палеовулкана; отмечаются эродированные субвулканические тела липаритов среди андезитов и останцы липаритовых игнимбритов. В опущенных блоках сохранились вулканиты кислого состава и плагиобазальты. Среди андезитовых лав выделяются пропилитизированные миндалекаменные андезито-базальты нижней части покровов и кайнотипные пироксен-амфиболовые андезиты верхней части.

Звездно-Янтарная полигенная вулканотектоническая структура линейного типа состоит из вулканической депрессии (юго-восточная часть) и вулканокупольной (северо-западная часть) структуры (Лаврик, 1978). Она в целом имеет субширотное простираие; северная часть ее ограничена серией дугообразных кольцевых и северо-западных разломов, а южная — зоной северо-восточных разломов шириной до 800 м. Сквозные северо-западные разломы отмечены серией даек, субвулканических и интрузивных тел гранит-порфиоров, андезитов, диоритовых и диабазовых порфиритов. Общая мощность средних (нижняя толща) и кислых вулканитов до 1,5 км. Депрессия сложена только кислыми вулканитами — фельзитами, фельзит-порфирами и липаритами. Касситерит-силикатно-сульфидные, месторождения приурочены к купольной

части вулканоструктуры и ее обрамлению и контролируются узлами пересечения северо-восточных и северо-западных разломов.

В Арминской зоне среди интрузивных образований выделяются (Иванов, 1980; Иванов и др., 1980) с запада на восток несколько латеральных формационных рядов: 1) гранодиорит-(адамеллит)-гранитный плутонический, объединяющий крупные гранитоидные плутоны Дальне-Арминского блока, контролируемые зоной разломов Центрального шва и оперяющими его разломами в Главном синклинории; 2) глиноземистый плутонический ряд гранитоидов, единственным представителем которого является шток Восток-2, приуроченный к выступу палеозойских пород в северо-западной части Дальне-Арминского блока; 3) габбро-монцодиорит-гранодиоритовый и габбро-монцит-сиенитовый ряды мелких и средних интрузивов и даек Колумбинского, восточной части Дальне-Арминского блоков и зоны сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием; 4) габбро-гранодиорит-гранитный вулканоплутонический ряд интрузивов, примыкающих к западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Гранитоидные массивы (до 400 км<sup>2</sup>) гранодиорит-(адамеллит)-гранитной плутонической ассоциации приурочены к участкам наибольшей мощности (38–40 км) земной коры Дальне-Арминского блока. Формирование интрузий происходило в мало- и среднеглубинной обстановке. Гравиметрические поля над интрузивами характеризуются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, указывающими на существование гранитных "корней" и скрытых на глубине гранитоидных тел, основание которых находится на глубине 12–15 км (Василенко, Ключев, 1973). Ряд представлен тремя формациями (комплексами), отвечающими трем последовательным (в пределах позднего мела) этапам формирования гранитоидных массивов: гранодиорит-адамеллитовой, гранитной (порфиридных гранитов) и лейкогранитной равнозернистых лейкогранитов-алекситов. По химизму гранитоиды этого ряда известково-щелочные, калиевые. К массивам гранодиорит-(адамеллит)-гранитного плутонического ряда приурочено кварц-касситерит-вольфрамитовое, редкометалло-грейзеновое, кварц-молибденитовое оруденение, которое связано с небольшими штоками гранитов и гранит-порфиров (Тигриное, Забытое) или размещается в эндо- и экзоконтактах крупных гранитных (Юрское) и гранодиоритовых (Пионер) массивах. Генетическая связь кварц-касситерит-вольфрамитового оруденения с гранитами подтверждается близостью значений абсолютного возраста гранитов (77 млн. лет) и оруденения (74 млн. лет), наличием акцессорного касситерита, вольфрамита и шеелита в гранитах, повышенной оловоносностью гранитов (5–17 г/т) и биотита (до 90–116 г/т) из лейкогранитов.

Формационный ряд плутонических глиноземистых гранодиоритов и плагиогранитов Арминской зоны представлен единственным штоком (Восток-2), сложенным аномальными для района биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами.

Малые интрузии и дайки монцитонидных формационных рядов (габбро-монцодиорит-гранодиоритового и габбро-монцит-сиенитового) совмещены в пространстве. Они характеризуют интрузивный магматизм восточной части Главного синклинория и зоны его сочленения с Прибрежным антиклинорием. Массивы габбро-монцодиоритового, монцодиоритового, гранодиоритового или сложного, габбро-моцодиорит-гранодиоритового состава имеют небольшие размеры (до 25 км<sup>2</sup>), размещаются среди терригенных (часто флишоидных) отложений Главного синклинория Сихотэ-Алия, представлены в основном амфиболовыми разностями с натровой спецификой химизма и низкой железистостью (40–50%).

Интрузивы габбро-монцит-сиенитового формационного ряда распространены в северо-восточной части Арминской зоны (Светловодный, Золотой и др.) среди апальбских песчано-алевролитовых толщ. В отличие от габбро-монцодиорит-гранодиоритовых массивы этого ряда образуют более узкий (на северо-востоке района) ареал, но размеры некоторых интрузивов здесь значительны (до 60 км<sup>2</sup>); они сложны по составу и обладают элементами концентрической зональности. По форме — это трубообразные и трещинные тела. Габбро и монцитоны в них локализируются по периферии, реже — отмечаются в центре более простых габбро-монцитонитовых массивов (Светловодный). Для ранних фаз монцитонидов характерен оливин-пироксен-лабрадор-анорт-оклаз-биотитовый парагенезис минералов, амфиболы появляются в поздних кварцевых монцитонитах, сиенитах и граносиенитах. Состав рудных акцессорных минералов

непостоянен — в одних интрузивах (Светловодный) распространен магнетит, в других (Золотой) — ильменит, т. е. становление отдельных массивов происходило в различной окислительно-восстановительной обстановке. По химизму все породы высококалийевые с большой общей суммой щелочей (до 9,5%), т. е. представляют ряд субщелочных монцонитоидов.

Натровые и калиевые монцонитоиды пространственно и парагенетически контролируют оруденение касситерит-силикатно-сульфидной формации, что подчеркивается геохимической специализацией пород, выраженной в повышенных концентрациях олова (6—14 г/т), меди (50—240 г/т) и бора (9—60 г/т).

В металлогеническом плане в Арминской зоне с запада на восток выделяются Центральная и Главная минерагенические зоны (Радкевич, 1974). Рудные тела кварц-касситерит-вольфрамитовых месторождений Центральной зоны локализируются в сколовых нарушениях и представлены жилами, свитами жил и прожилков и штокверковыми зонами в гранитах. Скарново-шеелитовые пластообразные и линзообразные залежи характеризуются пестротой чередования различных типов руд (Гааз, 1981), распределение которых определяется расстоянием от контакта с высокоглиноземистыми гранодиоритами: шеелит-кварцевый парагенезис по мере удаления от интрузии сменяется шеелит-сульфидно-кварцевыми рудами, а массивные пирротиновые и кварц-пирротиновые руды приурочены к средней части залежей. Рудные тела касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Главной минерагенической зоны представлены минерализованными зонами сближенных взаимно пересекающихся прожилков в метасоматически измененных осадочных породах и вулканитах.

Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации сосредоточены в Колумбинском блоке в зоне разломов, отделяющих его от Дальне-Арминского блока, где они локализируются во флишевой толще, обрамляющей с юго-востока Дальне-Арминский блок. Ряд рудопроявлений олова размещается в основании эффузивных толщ, в жерлах вулканических аппаратов или на периферии небольших полей роговиков и биотитизированных пород, фиксирующих нескрытые интрузивы монцонитоидов и гранитоидов. Важную роль в локализации оловянного оруденения касситерит-силикатно-сульфидной формации играют вулканотектонические депрессии и купола. К приподнятому блоку Дальнетаежной кальдеры приурочено касситерит-турмалиновое месторождение (Горное). В Звездно-Янтарной структуре размещаются месторождения касситерит-хлоритового типа (Янтарное, Звездное). Устанавливается концентрически-зональная локализация оловянной и полиметаллической минерализация по отношению к Дальнетаежной интрузивно-эффузивной структуре (Иванов и др., 1976; 1980). К внутренней ее части приурочены касситерит-турмалиновые месторождения (Горное, Верхнеарминское), в ближайшем обрамлении располагаются касситерит-хлоритовые типы (Тернистое), а по периферии — касситерит-сульфидные (олово-полиметаллические) месторождения (Дальнетаежное, Зимнее).

### Кавалеровская зона

Кавалеровская зона расположена в южной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. С востока, северо-востока и юго-запада она ограничена крупными разломами, на западе — Центральным швом (рис. 40). Геологическое строение зоны неоднородно — западная часть ее в пределах Главного синклинория сложена среднеюрскими и нижнемеловыми (валанжин-альбскими) терригенными толщами мощностью до 3 км, среди которых размещаются крупные (до 150 км<sup>2</sup>) гранитные (Шумный) и монцонит-сиенит-граносиенитовые (Березовский, Араратский) массивы. Восточная часть охватывает зону сочленения Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием. В ней развиты триасово-юрские терригенно-кремнистые толщи мощностью до 5,5 км с отдельными блоками палеозойских карбонатно-кремнисто-терригенных и нижнемеловых терригенных толщ; вулканические образования, гипабиссальные и субвулканические тела, дайки, формирующие ряд поясов и полей.

Вулканогенные образования Кавалеровской зоны развиты в Угловской, Теновой, Якутинской, Высокогорской, Комсомольской, Лужкинской и других вулканотектонических структурах. Крупные компенсационные прогибы обрамляют Кавалеровскую зону со всех сторон. В центральной части Кавалеровской зоны преобладают андезиты и дациты, а на периферии (в Якутинской и Павловской вулканотектони-

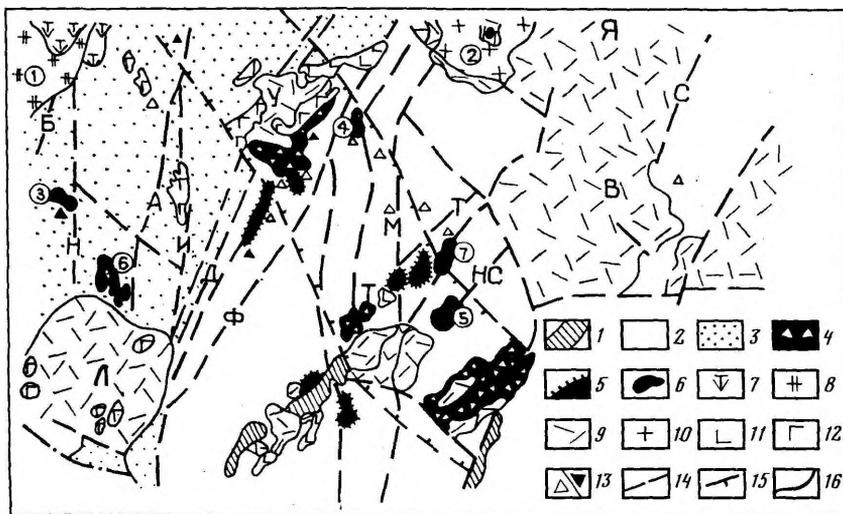


Рис. 40. Схема геологического строения Кавалеровской зоны:

1-3 - эрригенные толщи: палеозой (1), триаса-юры (2) и нижнего мела (3); 4-6 - андезитодацитный и монцодиорит-гранодиоритовый формационные ряды (4 - покровы андезитов; 5 - интрузивы и дайки дацит-порфиров; 6 - интрузивы гранодиоритов); 7-8 - трахиандезитовый и монцит-сиенитовый формационные ряды (7 - покровы и 8 - интрузии); 9-10 - липаритовая (9) и гранитпорфировая (10) формации; 11-12 - базальтовая формация (11 - покровы и 12 - экструзии); 13 - оловянные рудопроявления (а - близинтрузивного и б - удаленного от интрузивов типа); 14 - разломы: Б - Березовский; А - Арсеньевский; И - Ивановский; Ф - Фурмановский; Д - Дубровский; М - Меридиональный; Т - Тигриний; С - Суворовский; НС - Нижнесотниковский; П - Прибрежный; 15 - зона максимального проникновения магматических образований, Вулкано-тектонические структуры: 16 - У - Угловская, Я - Якутинская, В - Высокогорская, Л - Лужкинская, Т - Теневая, К - Комсомольская. Массивы: (цифры в кружках): 1 - Березовский; 2 - Мир; 3 - Новогорский; 4 - Темногорский; 5 - Нижнесотниковский; 6 - Мухихинский; 7 - Высокогорский

ческих депрессиях, площадью до 800 км<sup>2</sup>) - кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, залегают на опущенных блоках складчатого фундамента. В западной части зоны преобладают монцититоиды, гранитоиды и кислые вулканиты.

Угловская кальдера (80 км<sup>2</sup>) наиболее представительна; она расположена в центральной относительно приподнятой части Кавалеровской зоны и приурочена к Дубровскому субмеридиональному разлому. Она имеет угловую форму, сложное строение и неоднородный состав слагающих ее позднемеловых и палеогеновых вулканитов. Нижнемеловой складчатый фундамента здесь опущен по дуговой системе сбросов относительно окружающих осадочных пород почти на 1 км (Гурулев, 1977). Наиболее ранние вулканиты представлены андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами и дацитами мощностью до 700 м. Выше залегают вулканогенно-осадочные породы среднего и кислого состава мощностью 440 м и эффузивные андезито-базальты с прослойками туфов липаритов мощностью более 250 м. Завершается разрез пачкой палеогеновых базальтов и андезито-базальтов мощностью до 70 м. Залегание пород субгоризонтальное (5-10°). В металлогеническом отношении кальдера интересна тем, что к ее южному обрамлению тяготеют крупные месторождения и рудопроявления олова касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Якутинская депрессия находится в северо-восточной части Кавалеровской зоны. Она вытянута вкрест простирания складчатых структур Главного синклинария и ограничена крупными разломами. Депрессия сложена липаритами (трахилипаритами) мощностью до 2 км, залегающими на относительно опущенных отложениях складчатого фундамента. Характерно, что среди вулканитов встречаются межпластовые тела и купола интрузивных гранит-порфиров (г. Мир).

Вулканические образования Кавалеровской зоны обычно сопровождаются комагматическими интрузивными образованиями. В латеральной последовательности (с запа-

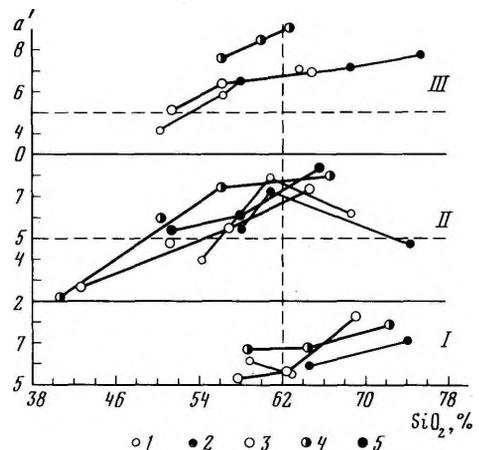
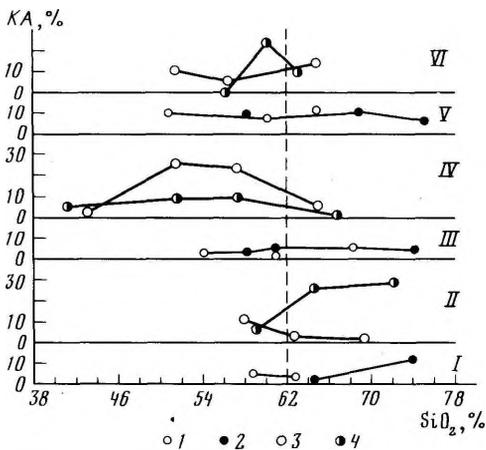


Рис. 41. Диаграмма соотношения кремнезем-количество анализов — KA, в % от общего числа анализов интрузивных и вулканогенных проб зоны (Верхнебикинская — 67 (54 и 13), Арминская — 138 (118 и 20), Кавалеровская — 184 (106 и 78))

1—2 — вулканиты натровые (1) и калиевые (2); 3—4 — интрузивные породы натровые (3) и калиевые (4). I—II — Верхнебикинская зона; III—IV — Арминская; V—VI — Кавалеровская

Рис. 42. Диаграмма соотношения кремнезем — сумма щелочей (в вес. % окислов)

1—4 — то же, что в рис. 41. 5 — магмезиальная серия калиевых монцонитоидов. I — Верхнебикинская зона; II — Арминская; III — Кавалеровская

да на восток) размещаются массивы (Шумный, Синий) плутонического гранодиорит-гранитного формационного ряда, контролируемые зоной разломов Центрального шва. Несколько восточнее шва размещаются крупные (Арагатский и Березовский) массивы габбро-монцит-сиенитового формационного ряда, формированию которых предшествовало излияние небольшого (60 км<sup>2</sup>) и маломощного (до 300 м) покрова вулканитов трахиандезитовой формации.

Интрузии габбро-диорит-гранодиоритового и вулканиты базальт-андезито-дацитового формационных рядов представляют наиболее обширную группу магматических образований центральной и восточной части Кавалеровской зоны. Их объединяет общность петрохимического состава, гомодромная направленность эволюции слагающих их серий пород и пространственная сопряженность в вулcano-тектонических структурах. Вулканогенная составляющая этих рядов представлена покровами андезитов, андезитовых порфиритов и их туфов, дацитов, дацитовых порфиритов и их туфов, сосредоточенных в Угловской кальдере и Теневой группе линейных вулканов, а также многочисленными дайками базальтовых, андезитовых и дацитовых порфиритов. Интрузивные образования объединяют многочисленные дайки дорудных и внутриминерализационных диабазовых порфиритов, дайки и штоки диоритов и диоритовых порфиритов, дайки и трещинные интрузивы гранодиоритов и гранодиорит-порфиритов (Кедровогорская, Темногорская, Новогорская, Мутихинская и др.). Протяженность даек диабазовых и диоритовых порфиритов до 2 км, а мощность до 10 м.

Месторождения Кавалеровской зоны относятся к касситерит-силикатно-сульфидной формации и представлены турмалиновым, хлоритовым и сульфидно-серебросодержащими типами руд. Они разделяются (Зональность и глубинность..., 1980) на две группы относительно гранитоидных тел и надинтрузивных роговиков: околоинтрузивные и удаленные от гранитоидов. Первые (Цинковое и др.) характеризуются многоэтапностью рудообразования и сложным сочетанием различных генетических типов минерализации (околоинтрузивных роговиков с наложенными грейзенами, объемных турмалиновых метасоматитов с прожилками и вкрапленностью касситерита, и касситерит-сульфидных жилами). Удаленные от интрузивов месторождения (Хрустальное, Арсеньевское и др.) представлены протяженными (на глубину) кварц-касситерит-сульфидными жилами, сопровождаемыми турмалиновой или хлоритовой минерализацией и тесно переплетающимися с дайками (дорудными и внутриминерализационными).

Рис. 43. Диаграмма соотношения кремнезем — общая железистость пород (в атомных %).

I — 5; и I—III и I—5 — то же, что в рис. 42

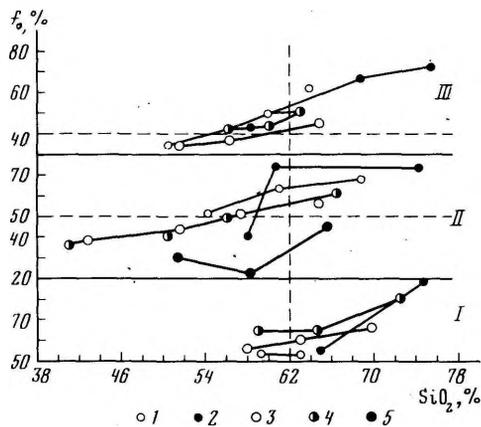
реализационными). Хлоритовые типы руд (Хрустальные и др.) содержат больше сульфидов, но на глубине сменяются касситерит-турмалиновыми. Промышленная оловянная минерализация Кавалеровской зоны сосредоточена в полосе северо-западного направления, при этом околоинтрузивные месторождения тяготеют к оси этой полосы, а удаленные от интрузивов — к ее юго-западному и северо-восточному флангам.

**Общие особенности развития магматизма и оруденения вулканических зон.** Геологические, петрохимические и металлогенетические особенности охарактеризованных зон Сихотэ-Алиня свидетельствуют о существовании как общих закономерностей их развития, так и различной в составе и эволюции магматических образований и сопутствующего им оруденения. Сопоставление петрохимических данных по вулканитам и монцитонитоидно-гранитоидными сериям зон (рис. 41—43) по породным группам (Белоусов, 1970) показывает, что для Верхнебикинской зоны характерно преобладание гранитоидной (более 62% кремнезема) составляющей как среди интрузивов, так и вулканитов (1 : 4). Для Арминской зоны соотношение этих составляющих в вулканитах — 1 : 5, а в интрузивах и дайках — 11 : 1; для Кавалеровской — равное. Эти соотношения отражают геологические особенности распределения магматических образований в рассматриваемых зонах. Для Верхнебикинской зоны характерно развитие крупных гранитоидных интрузивов, тогда как в восточной части Арминской и Кавалеровской зон крупные интрузивы представлены в основном монцитонитоидами (Золотой, Березовский, Арагатский).

По отношению щелочей в каждой зоне выделяются натровые и калиевые петрохимические серии, но соотношения их также различно. В Верхнебикинской зоне преобладают породы калиевого ряда как среди вулканитов (1 : 3), так и в интрузивах (1 : 4). Арминская зона характеризуется равным соотношением натровых разностей в вулканитах и преобладанием натровых пород среди интрузивов и даек (2 : 1). В Кавалеровской зоне также преобладают породы калиевого ряда как среди вулканитов, так и в интрузивах (рис. 36), но вместе с тем выявлены вулканиты и интрузивные породы, принадлежащие менее калиевому ряду — со сближенными содержаниями калия и натрия, а также интрузивные породы, принадлежащие натровому классу (Бурьянова, 1981).

Важной особенностью распределения микроэлементов в магматических породах зон являются повышенные оловоносность (4—7 г/т), бороносность (7—180 г/т) и меденосность (30—120 г/т) как интрузивных, так и вулканогенных пород. Аномально высокие концентрации бора (100—400 г/т) и олова (3—21 г/т) характерны и для ороговикованных осадочных пород из контактовых ореолов гранитоидных интрузий Кавалеровской зоны (Геология, минералогия..., 1980). Эти геохимические особенности подчеркивают металлогенетическую специализацию магматических образований на промышленное оловянное оруденение с широким развитием сопутствующей медной и борной (турмалиновой) минерализации.

В целом рассматриваемые зоны характеризуются чрезвычайным разнообразием магматических образований как по составу, так и по формам проявления. Часто проявлена латеральная зональность в распределении магматических образований и рудной минерализации, обусловленная, очевидно, блоковой неоднородностью геологического строения и тектонического развития конкретных зон. В пределах зон крупные блоки осадочно-метаморфических пород со всех сторон окружены более или менее плотным "кольцом" магматических образований: с запада преимущественно крупными гранитоидными или монцитонитоидными интрузивами, а с севера, юга и востока — в



основном кислыми вулканитами. В центральных частях зон формировались монцониоидные и умеренно кислые гранитоидные (повышенной основности) интрузивы и дайки, реже — гранитные массивы и сложные (по составу и строению) вулканотектонические структуры. Все эти магматические образования в той или иной степени контролируют пространственно и парагенетически касситерит-силикатно-сульфидное оруденение. Наличие скрытых интрузивных куполов под месторождениями фиксируется наличием геофизических и геохимических аномалий.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПОЯСАМ И ЗОНАМ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Выше было показано, что вулканические пояса и зоны этой категории имеют широкое распространение в континентальной части Востока Азии. Из них наиболее детально изучены зоны Амурского геоблока, которые могут считаться типоморфными. Общие закономерности формирования вулканических структур рассматриваемого типа характеризуются следующими особенностями (табл. 71).

1. Вулканические пояса и зоны областей тектоно-магматической активизации по характеру взаимоотношений с породами фундамента являются всегда наложенными образованиями (структурами) и формируются в континентальных условиях на жестком субстрате. Их размещение, как правило, контролируется протяженными глубинными разломами, проникающими в тектоносферу иногда на 200 км.

2. Основными структурными элементами, на которых закладываются вулканические пояса, в пределах СССР следующие: Буреинский массив с блоками докембрийских кристаллических пород; Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатые области. За рубежом: Малохинганский, Фэншуйлинский, Кэнтайский и другие кристаллические массивы Амурского геоблока; Сино-Корейский щит, Индо-Синийский массив, Хэцзянская и другие складчатые области Юго-Восточной Азии, входящие в состав Южного геоблока (Л.И. Красный, 1980).

Вулканические пояса заложены на различных структурах, пересекают их и характеризуются гетерогенным, блоковым строением своего субстрата.

3. Устанавливается корреляционная зависимость состава и мощности вулканических процессов в разных поясах от структурных особенностей их фундамента, его состава, а также механических свойств пород субстрата. Важное значение имеет положение вулканических зон в региональных структурах.

Так, в пределах советской части Востока Азии наибольшей магматической активностью отличаются вулканические зоны, располагающиеся по краю Буреинского массива либо вблизи него, развитые на складчатые обрамлении (пограничные зоны и зоны на геосинклинальном основании).

В пределах древних массивов развиты в основном пояса и зоны с вулканизмом среднего и основного состава (вулканические пояса Большого Хингана, Восточно-Гиринский и др.). В зонах, формирующихся по краям массивов на сочленении со складчатыми структурами обрамления, преобладает кислый вулканизм. Это в основном вулканические зоны Малохинганского пояса, расположенные вдоль восточного обрамления Буреинского массива — Баджальская и Эзопская, относящиеся к пограничным, а также зоны с геосинклинальным основанием, находящиеся к востоку от массива в непосредственной близости от него: Ям-Алинская, Селитканская, Мяо-Чанская и др.

Наибольшей мощностью вулканических образований отличаются пограничные зоны, особенно развитые в восточной части Буреинского массива (Баджальская, Наданьхада-Алинская). Несколько в меньшей степени, но также мощно проявился магматизм в зонах и поясах, развитых на геосинклинальном основании (Ям-Алинская; Селитканская, Мяо-Чанская и др.).

В зонах, развитых на кристаллическом древнем субстрате, мощность вулканических образований и проявление вулканизма резко сокращаются (Мулинская, Фошаньская и др.).

4. В соотношении объемов извергнутых магм (основных, средних и кислых) намечается определенная направленность — увеличение доли кислых в восточных частях вулканических зон. Эта тенденция наиболее хорошо проявлена в пограничных зонах восточного обрамления Буреинского массива, а также в линейной Селитканской зоне,

в которой западный фланг представлен в основном породами среднего состава, а северо-восточный — кислыми.

5. Независимо от положения вулканических зон относительно главных структурных элементов субстрата намечается определенная эволюционная последовательность: начальный этап (заложение глубинных разломов) — пикрит-щелочобазальтовая формация; этап растяжения и формирование впадин и прогибов различного класса — андезитовая, андезито-трахиандезитовая, андезит-андезито-базальтовая и диорит-гранодиоритовая (габбро-монцит-диорит-гранодиоритовая) формации; этап сжатия и сводоразобразования — липаритовая, дацит-липаритовая, андезит-трахиандезитовая, гранитная, габбро-монцит-диорит-гранодиоритовая формации. Последние три иногда развиваются близко по времени (Баджал, Мяо-Чан) в зависимости от типов вулканоструктур (магматогенные поднятия, кальдеры и т.д.).

6. Металлогеническая специализация вулканических поясов определяется составом магматических формаций и составом фундамента. Вулканические зоны крупных сводовых поднятий восточных окраин Буреинского массива, а также отдельных поднятий внутри массивов (Хингано-Олонойская структура) с мощным проявлением кислого, в основном экструзивно-интрузивного магматизма гранитной формации и сопряженной с ней формацией габбро-монцит-гранодиоритовой, связанной с подновлением внутрисводовых глубинных разломов, характеризуются вольфрам-оловянным профилем с бором и фтором. Вдоль края массива намечается граница борной и фтороносной минерализации. Борный профиль как интрузивных, так и рудных проявлений свойствен зонам развития на геосинклинальном основании (Мяо-Чанская, Селитканская, Ям-Алинская зоны). Высокая фтористость магматических и рудных формаций возрастает в вулканоструктурах пограничных зон (Эзопская, Баджальская) и в зонах древних массивов (Хингано-Олонойское, Ганьхинское поднятия Большого Хингана и т.д.).

Среди линейных зон интересна субширотная разломная структура (Пурильско-Лакско-Тырминская), окаймляющая Мяо-Чанский и Баджальский своды с юга и уходящая в глубь Буреинского массива, в пределах которой интрузивные и экструзивные массивы отличаются повышенной натровостью (натровый профиль) и перспективностью на молибденовый порфиновый тип.

Вдоль северной окраины Буреинского массива протягивается субширотный Огоджинско-Умлеканский пояс, характеризующийся проявлением ртути, молибдена, меди, серебра. Более хорошо изученные проявления меди и молибдена порфирового типа находятся в Селитканской вулканогенной структуре. В этих же проявлениях встречаются прожилковые зоны с вольфрамитом и касситеритом (Муниканский выступ). Появление вольфрама и олова в пределах, в общем, неоловоносного пояса, вероятно, обусловлено особым положением Селитканской структуры на пересечении Гонжинско-Селитканского, Огоджинско-Умлеканского металлогенного и Хинганского оловоносного поясов.

7. Независимо от структурного положения вулканических зон для большинства из них устанавливается определенный петрохимический тип магм — низкощелочных, малокалиевых, высокоглиноземистых, с "толеитовой" тенденцией эволюции. Повышение калиевого магм и появление монцититовых комплексов связано с привнесением калия глубинными растворами и расплавами, которые, по-видимому, с одной стороны, вызывают плавление метаморфического слоя коры и появление коровых магм, а с другой — перераспределение рудных компонентов. Возможность глубинных потоков флюидов подтверждается геофизическими данными (зоны разуплотнения в корневых структурах сводов), наличием глубинных минеральных парагенезисов, высоким потенциалом восстановленных флюидов. Присутствие последних установлено при изучении газовой составляющей во включениях интрателлурических вкрапленников. Высокая восстановленность флюидов, устойчивость их режима способствовали концентрации олова в стадию окисления флюида в верхнем структурном этаже в период формирования гранитных плутонов и отдельных гидротермальных систем.

8. Своеобразной морфоструктурной особенностью и глубинным строением отличаются пограничные вулканические зоны, представляющие магматические ареалы центрального типа, а также вулканические зоны на геосинклинальном основании. В пределах северо-западной и восточной окраин переработанного кристаллического Буреинского массива, вдоль стыка со складчатым обрамлением сконцентрировано наибольшее количество зон кислого вулканизма, выраженных положительными морфоструктура-

Таблица 71

**Основные черты геологического строения и магматизма  
вулканических зон Амурского геоблока**

На кристаллическом основании		На геосинклинальных складчатых комплексах		Пограничные	
		<b>Вулканические зоны по характеру заложения</b>			
Приразломные опускания	Сводово-глыбовые поднятия	Миогеосинклинального типа	Эвгеосинклинального типа	Кристаллические массивы и миогеосинклинали (Вост. подтип)	Кристаллические массивы и эвгеосинклинали (северный подтип)
		<b>Основные зоны и вулкано-структуры</b>			
Тырмо-Гуджалская, Хэганская, Восточно-Гиринская, Большого Хингана и др.	Хингано-Олонойская, Фошаньская, Сутарская	Мяо-Чанская, Ям-Алинская, Дукинская и др.	Селитканская, Тугурская и др.	Баджалская, Дуссе-Алинская, Наданьхада-Алинская и др.	Огоджинско-Умлеканский пояс: зоны — Верхнеселемджинская, Эзопская, Гонжинская и др.
		<b>Структурные элементы зоны</b>			
Линейные прогибы, приразломные впадины, рифтоподобные депрессии	Пологие своды сложного развития	Концентрические и сводовые структуры	Линейные прогибы (западная часть); сводовые и купольные поднятия линейного и овально-концентрических систем (ОКС) (вост. часть)	Мегасводы, купольные и концентрические структуры	Сочетание линейных депрессий (начальный этап), кольцевых, сводовых поднятий (завершающий этап)
		<b>Глубинное строение, мощность коры (М)</b>			
“Базифицированный” тип коры, сокращение М коры (до 30 км), преобладает базальтовый слой	“Гранитизированный” тип коры, увеличение М коры (до 40 км) зоны разуплотнения	“Гранитизированный” тип коры (М ≈ 40 км), зоны разуплотнения	Сложное — увеличение М коры в восточном направлении, сокращение — в западном	“Гранитизированный” тип коры (М ≈ 40 км), зоны разуплотнения	Сложное — сочетание “базифицированных” и “гранитизированных” типов коры (на поднятиях)
		<b>Структуры основания, состав</b>			
Сиалические комплексы Буреинского, Малохинганского массивов		Сихотэ-Алинская, песчано-сланцевые флишоидные толщи	Монголо-Охотская, кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи	Восточная часть Буреинского, Ханкайского массивов и миогеосинклинальные толщи Сихотэ-Алинской складчатой области	Северная часть Буреинского массива и эвгеосинклинальные толщи Монголо-Охотской складчатой системы
		<p>Вторичные прогибы (морская и континентальная моласса, угленосные толщи) в кристаллической раме</p>			

### Геодинамические условия формирования

Глубокие раздвиги и зоны растяжения вблизи сквозных глубинных разломов	Сосдвиговые зоны сжатия в стадию "склеротизации" сквозных разломов	Сосдвиговые зоны сжатия, сводообразование	Раздвиговые зоны (зап. часть), сводовые поднятия в период сжатия (вост. часть)	1. Растяжения 2. Сжатия вблизи наклонно-глубинных разломов	Сочетание раздвигов (восточная часть) и зон сжатия (западная часть)
--	--	---	--	---	---

### Основные особенности петрохимии и геохимии

Высокая глиноземистость, натровая специфика ( $Na \geq K$ ). В толетах высокое содержание Cr, Ni, Co, резкое уменьшение их в других породах	Лейкократовый калиевый тип ( $K \geq Na$ ), высокая глиноземистость, общая щелочность ( $Na + K$ ), $Ca \leq 1\%$ , высокое содержание Sn, F	Калиевый тип, высокая известковистость ( $Ca \geq 1$ ), повышенное ( $Na + K$ ), глиноземистость, высокое содержание В, Sn, Ag, Pb, Cu	Натрово-калиевая специфика ( $Na \geq K$ ), низкая известковистость ( $Ca \leq 1$ ) липаритов, повышенное содержание ( $Na + K$ ), Sn, Mo, В, Ag	Натрово-калиевый тип ( $Na \approx K$ ), высокая глиноземистость, известковистость ( $Ca \geq 1$ ), низкая ( $Na + K$ ), высокие V, Cr, Ni, B, Sn, Cu, Ag	Натровый тип ( $Na > K$ ), высокая глиноземистость, высокое содержание Ni, Co, Cr, Ag, Pb, Zn в средних породах
---	--	--	--	---	---

### Некоторые параметры флюидного режима (газонасыщенность – V, восстановленность – В, соотношение C/H)

Низкая – V, средняя – В, $C/H \approx 2$ , $Cl > F$	Высокая – V, высокая – В, $C/H \approx 1$ , $F > Cl$	Высокая – V, средняя – В, $C/H \approx 1$ , $F/Cl \approx 1$ , высокая бороносность	Низкая – V, высокая в купольных поднятиях; средняя – В, $C > H$ , высокая бороносность	Высокая – V, высокая – В, $C/H \approx 1$ , $F/Cl \approx 0,7$ бороносность	Высокая (в интрузиях) – V, высокая – В, $Cl > F$ , $C \geq H$
---	--	---	--	---	---

### Металлогеническая. Ведущие – подчеркнуты

<u>Mo, Cu, Zn</u>	<u>Sn, F, W, Ag</u>	<u>Sn, W, Mo, Ag, F, B, Bi, Sb, Cu</u>	<u>Mo, Cu, Sn, Ag, Bi, W, B</u>	<u>Sn, W, F, B, Ag</u>	Mo, Sn, Ag
-------------------	---------------------	--	---------------------------------	------------------------	------------

### Основные типы рудных формаций

Порфиновый, кварцево-прожилковый	Грейзеновый, кварц-касситеритовый	Касситерит-силикатный	Порфиновый, кварцево-прожилковый	Грейзеновый, кварц-касситеритовый	Порфиновый, кварцево-прожилковый
----------------------------------	-----------------------------------	-----------------------	----------------------------------	-----------------------------------	----------------------------------

### Магматические формации и последовательность их проявления

1. Андезитовая (андезито-базальтовая) 2. Липарит-гранодиоритовая 3. Габбро-монцо-гранодиоритовая 4. Лейкогранитная	1. Андезитовая 2. Липаритовая (липарит-гранитная) 3. Габбро-монцо-гранитная 4. Лейкогранитная	1. Андезитовая 2. Липарит-гранитная 3. Трахиандезит-габбро-монзонит-гранодиоритовая	1. Андезитовая 2. Липаритовая (липарит-гранитная) 3. Монцодиорит-гранодиоритовая	1. Андезитовая 2. Липаритовая (липарит-гранитная) 3. Габбро-монцодиорит-гранодиоритовая	1. Андезитовая 2. Липарит-гранодиоритовая 3. Габбро-монцодиорит-гранодиоритовая
---	--	---	--	---	---

### Типы вулканических ассоциаций

Тырно-гуджальский – преобладание покровных фаций андезитовой формации, наличие толетитов и базальтов. Липаритов не более 5–7%	Хингаño-олонойский – преобладание "ультра-кислых" пород липаритовой формации (покровных и экстрезивных фаций)	Мяо-Чанский – преобладание экстрезивно-интрузивных фаций липаритовой и габбро-монцо-диорит-гранитной формаций	Селитканский подтип. В западных структурах – преобладание андезитовой формации, в восточной – экстрезивно-интрузивных липаритовой формации	Баджальский – преобладание покровных и экстрезивных фаций липаритовой формации	Селемджинский – преобладание покровных фаций андезитовой и интрузивных липаритовой формации
---	---	---	--	--	---

ми, в центральных частях которых располагаются массивы гранитоидов. Это структуры, представляющие собой крупные сводовые поднятия (Баджал, Эзоп, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь и др.) размером до 80–150 км в диаметре, а также более мелкие (Комсомольская, Хогдинская, Дукинская и др.), характеризующиеся наличием зон разуплотнения, уходящих на глубину до 80–100 км, и повышенной мощностью "гранитного" слоя (Белогуб и др., 1971; Потапов и др., 1979).

Для таких структур характерны весьма низкие пластовые скорости как в "гранитно-метаморфическом" слое (6,1 км/с), так и в верхней мантии (7,2 км/с), что подтверждает предположение о разуплотнении земной коры и верхней мантии. Дефект плотности масс в таких сводовых поднятиях достигает 8–25%, что, возможно, вызывает "подвсплывание" "гранитизированных" блоков, не завершившееся, по-видимому, и в настоящее время. Региональные зоны разуплотнения, имеющие глубинную природу и представляющие собой центры активной магматической деятельности в позднем мезозое, на поверхности выражены положительными кольцевыми структурами различного порядка: Баджальская, Комсомольская, Дукинская, Хогдинская и др. Наблюдается определенная зависимость между размером кольцевых структур центрального типа и масштабами зон разуплотнения: Баджальская структура, наиболее крупная (80–120 км), соответствует крупному блоку интенсивно устойчивого разуплотнения коры материкового типа с максимальной мощностью (до 40–46 км). Более мелкие структуры (Дукинская, Комсомольская и др.) связаны с зонами разуплотнения на сопряжении с региональной линейной структурой Тугуро-Амурского линейного вала, где отмечается резкое сокращение мощности коры. Максимальным зонам разуплотнения соответствуют кальдеры и взорванные купольные постройки.

В контрастно-линейных зонах, которые часто сопряжены с магматическими аренами центрального типа, развит в основном андезит-базальтовый вулканизм. Эти зоны, как правило, заложены на кристаллических массивах (зоны Тырмо-Гуджальская, западного склона Туранского хребта и др.) и имеют другой тип коры. Он характеризуется сокращением общей мощности и увеличением "базальтового" слоя за счет "гранитного" (Лишневицкий, 1969). Данные о глубинном строении вулканических зон свидетельствуют о связи процессов вулканизма в областях тектоно-магматической активизации с развитием глубоких слоев тектоносферы, располагающихся, очевидно, в базальтовом слое на границе с верхней мантией или только в пределах последней.

## ГЛАВА 7

### ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Эта особая группа вулканогенных структур образует Восточно-Азиатскую или Чукотско-Катазиатскую систему окраинно-континентальных вулканических поясов — четко выраженную планетарную структуру, протягивающуюся более чем на 8000 км вдоль восточной окраины Азиатского материка, которая состоит из нескольких вулканических поясов (и их звеньев). В нее входят: на севере — Охотско-Чукотский, на юге — Восточно-Сихотэ-Алиньский, Южно-Корейский и Восточно-Китайский пояса. В региональном плане Восточно-Азиатская система вулканических поясов располагается на границе областей мезозойской и кайнозойской складчатости и контролируется серией глубинных разломов, пересекающих разнообразные структурные элементы континента. Важно подчеркнуть, что пояса приурочены к зоне перехода от континента к океану, что во многом обуславливает, очевидно, специфические особенности их магматизма и металлогении. Общим для всех перечисленных поясов являются: мезо-кайнозойский возраст вулканизма; близкий состав вулканических продуктов; сходная эволюция магматических очагов, проявившаяся в многократном излиянии на всем протяжении пояса близких по составу эффузивов и комагматичных им интрузий; связь вулканизма с региональными разломами. В то же время разные пояса Восточно-Азиатской вулканогенной системы отличаются масштабами, характером и временем проявления вулканизма, химизмом вулканических пород, связью с разломами различных направлений, а также различным составом и строением субстрата. Рассмотрим наиболее характерные вулканические пояса.

Этот вулканический пояс отчетливо протягивается от Чукотского полуострова на северо-востоке до Удской губы на юго-западе на расстояние около 3000 км; его ширина, устанавливаемая по выходам преимущественно субазральных вулканических образований, изменяется от 100 до 300 км, площадь достигает около 500 тыс. км<sup>2</sup> (Белый, 1977). В структурном отношении пояс располагается в зоне сочленения Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского литосферных блоков, разнонаправленные вертикальные и горизонтальные перемещения которых в конце раннего мела привели к образованию глубинных разломов, игравших роль магмоконтролирующих структур.

Строение пояса неоднородно. В центральной его части выделяются внешняя и внутренняя зоны. Внешняя зона может быть разделена на сектора: Центральнo-Чукотский, Анадырский, Пенжинский, Охотский, Восточно-Чукотский и Западно-Охотский (рис. 44). Два последних сектора получили название "фланговых зон" (Белый, 1977; 1978). Юго-западная часть пояса, включая Западно-Охотскую фланговую зону и Охотский сектор, известна под названием Охотской ветви пояса, или Охотского вулканогена.

Фундаментом внешней зоны пояса в его Пенжинском и Охотском секторах служат глубоко метаморфизованные образования архейского возраста, выходящие на поверхность в пределах Тайгоносского и Охотского срединных массивов, и осадочные отложения среднего палеозоя и мезозоя. В Западно-Охотской фланговой зоне в основании поясов известны дорифейские метаморфические комплексы и палеозойские отложения чехла Охотского массива, а также пермские и триасовые толщи, сходные с одно-возрастными образованиями Южно-Верхоянского антиклинория (Белый, 1977). Фундаментом внутренней зоны пояса служат позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные и молассовые отложения островодужного типа, подробно изученные Н.Б. Заборовской (1978) на п-ове Тайгос и выделенные в особую структуру, названную Тайгонской андезитовой геосинклиналью (Белый, 1976).

Фундамент пояса разбит многочисленными разломами, обусловившими его блоковое строение. Наиболее крупные из разломов являются магмоконтролирующими для всего пояса, а также разграничивают отдельные его зоны и сектора; разломы более высокого порядка определяют положение и форму вулканических полей и вулканотектонических структур. Граница между внешней и внутренней зонами пояса проходит по глубинному разлому, отделяющему структуры Корякско-Камчатской области от мезозойских и более древних структур Яно-Колымо-Чукотской складчатой области (Белый, 1977; 1978). Глубинные разломы, контролировавшие формирование пояса, по гравиметрическим данным, имеют субвертикальное падение и достигают глубин от 40 до 250 км. Как считают некоторые исследователи, заложение их произошло задолго до начала формирования пояса — в раннем палеозое (а возможно, и в докембрии), что доказывается присутствием в шовной зоне разновозрастных комплексов базальтоидного и андезитового состава, представляющих (по их мнению) реликты древних островных дуг.

В зоне глубинных разломов устанавливается скачкообразное изменение мощности и строения земной коры. На Охотско-Магаданском отрезке зоны мощность коры резко уменьшается (от 35–40 до 25–20 км), причем во внутренней (приокеанической) зоне пояса практически исчезает "гранитно-метаморфический" слой. Последней свойственно развитие формаций высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов, характерных для Курило-Камчатской островной дуги, тогда как во внешней материковой зоне распространены более кислые и калиевые породы амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, липарит-андезит-дацитовый и липарит-дацитовый формаций (Белый, 1977; 1978).

Накопление вулканитов Охотско-Чукотского пояса началось в раннемеловое время и продолжалось до палеогена включительно. В.Ф. Белый (1977) ограничивает формирование пояса узким интервалом времени — от середины альба до первой половины сеномана. Состав и объем вулканических продуктов варьировал на разных отрезках пояса в зависимости от строения земной коры и местных тектонических условий. В вулканическом поясе преобладают четыре группы формаций: базальтовая, андезитовая, игнимбритовая и контрастная (Белый, 1978). В каждой из этих групп выделяется несколько петрографических типов формаций. В изменении состава лав намечаются

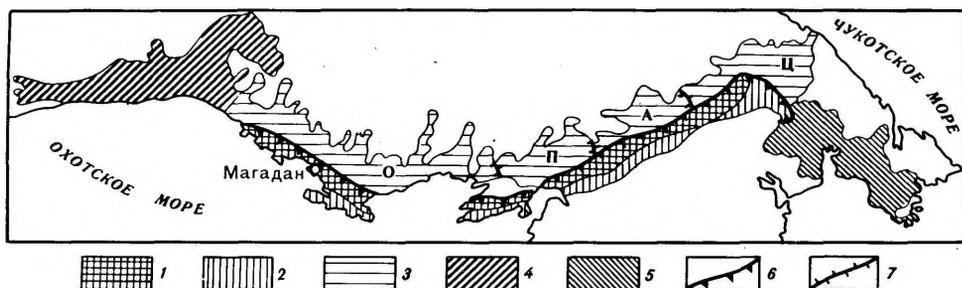


Рис. 44. Схема районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по В.Ф. Белому, 1978)

1-2 - Внутренняя зона; подзоны: 1 - унаследованная, 2 - новообразованная; 3 - внешняя зона; 4-5 - фланговые зоны: 4 - Западно-Охотская, 5 - Восточно-Чукотская; 6-7 - границы: 6 - внешней и внутренней зон; 7 - секторов (О - Охотский, П - Пенжинский, А - Анадырский, Ц - Центрально-Чукотский)

некоторые общие закономерности. В начальные стадии формирования пояса состав вулканических продуктов характеризуется относительной пестротой, хотя нижняя часть разрезов в большинстве районов пояса сложена породами базальтовой и андезитовой формаций. Выше обычно следуют породы игнимбритовой формации.

В Центрально-Чукотском секторе разрез пояса начинается с пород игнимбритовой формации. На заключительной стадии вулканизма во внутренней зоне Центрально-Чукотского, Анадырского и Пенжинского секторов образовалась базальтовая, а во внешней и фланговых зонах - контрастная формация (Белый, 1978). Мощность слагающих пояс вулканических пород колеблется от сотен метров до первых километров, достигая в некоторых разрезах 2000-2500 м. Объем пород базальтовой формации Охотско-Чукотского пояса оценивается В.Ф. Белым примерно в 334 тыс. км<sup>3</sup>, андезитовой - 394 тыс. км<sup>3</sup>, игнимбритовой - 279 тыс. км<sup>3</sup>, контрастной - 48 тыс. км<sup>3</sup>.

## Центрально- и Восточно-Чукотский секторы

Анадырский и Центрально-Чукотский секторы (по В.Ф. Белому) и Восточно-Чукотская фланговая зона представляют Чукотское звено Охотско-Чукотского пояса.

Секторы различаются по формационному составу и строению разрезов. Наиболее хорошо петрологическая неоднородность проявлена во внешней зоне секторов (рис. 48). Но смена формационного состава между секторами происходит постепенно и не связана однотипной зависимостью со структурами основания (Белый, 1981).

Структурами основания в Анадырском секторе служат эвгеосинклинальные породы Алазейско-Олойской системы, в Центрально-Чукотском – песчано-сланцевые толщи Чукотской миогеосинклинальной системы, а в Восточно-Чукотской фланговой зоне – породы дорифейского Эскимосского срединного массива и частично породы Чукотской миогеосинклинали (рис. 49).

Центрально-Чукотский сектор представляет северо-западную часть Охотско-Чукотского вулканического пояса. Ранее эта часть выделялась как Чаунская вулканическая зона (Геология СССР, 1969, т. 30, ч. 1). Сектор включает вулканические покровы северо-восточного направления, от верховьев рек Анадырь и Танюрер до р. Кувет. С востока граничит с вулканической Восточно-Чукотской фланговой зоной (рис. 50, см. вкл.).

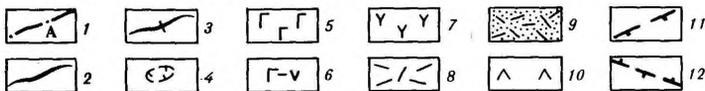
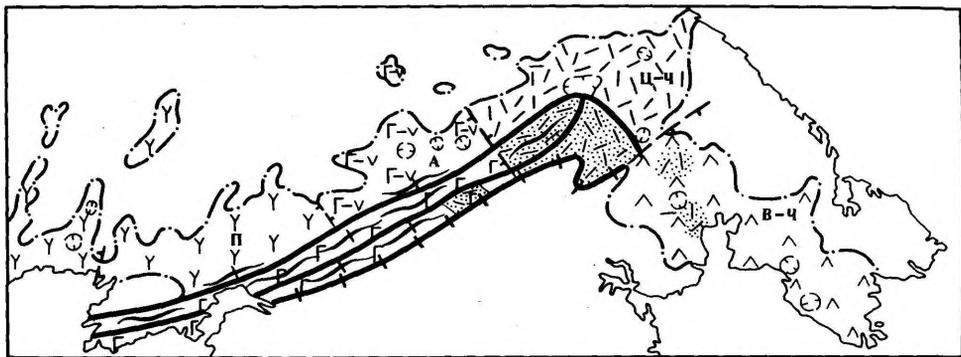


Рис. 48. Схема структурной и формационной зональности северной части Охотско-Чукотского пояса (по В.Ф. Белому с дополнениями)

1 — контуры секторов: А — Анадырского, П — Пенжинского, Ц-Ч — Центрально-Чукотского, В-Ч — Восточно-Чукотской фланговой зоны; 2-4 — главные типы структур вулканических полей: 2 — грабен-синклинали внутренней зоны (унаследованной); 3 — магматические поднятия, 4 — изометричные структуры; 5-10 — ареалы вулканических ассоциаций: 5 — формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов, 6 — базальт-андезитовая ассоциация, 7 — андезит-липаритовая ассоциация (Пенжинский сектор), 8 — липарит-андезитовая ассоциация (Центрально-Чукотский сектор); 9-10 — контрастные ассоциации: 9 — базальт-липаритовая, 10 — базальт-андезитовая и липарит-андезитовая, 11 и 12 — границы секторов и зон пояса

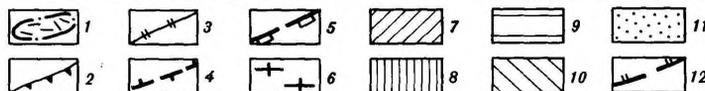
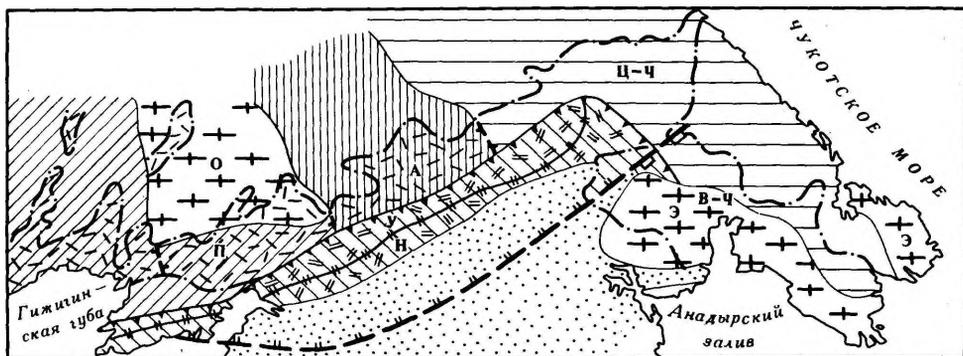


Рис. 49. Схема тектонической зональности и положения Охотско-Чукотского пояса (по В.Ф. Белому с дополнениями)

1 — контуры Чукотского звена; 2 — граница внешней и внутренней зон; 3 — граница унаследованной (У) и новообразованной подзон (Н); 4 — граница секторов и зон пояса: АН — Анадырский, ПН — Пенжинский, Ц-Ч — Центрально-Чукотский, В-Ч — Восточно-Чукотская зона; 5 — граница Восточно-Чукотской зоны; 6-11 — структуры основания: 6 — дорифейские кристаллические массивы: ОМ — Омолонский, Э — Эскимосский; Верхояночукотская область: 7 — Яно-Колымская система, 8 — Алазейско-Олойская, 9 — Чукотская; Корякско-Камчатская область: 10 — Тайгонская зона, 11 — Анадырско-Корякская система. Строение коры: 6-9 — гетерогенная кора континентального типа, 10-11 — гетерогенная кора переходного типа; 12 — Кончанско-Кулюльская зона глубинных разломов — выход позднемезозойской сейсмофокальной зоны

Видимо, более правильно выделить этот район в самостоятельную вулканическую зону, для которой намечаются свои особенности истории развития и формирования. Два главных направления разломов имели существенное влияние на ее формирование: северо-западные, принадлежащие Чукотской складчатой области и северо-восточные — Охотской. Система нарушений определила форму и направление зоны. Северо-западная часть зоны выделена в Угаткынскую вулканическую дугу, сложенную вулканитами первого структурного яруса (валанжин, готерив). Они деформированы в пологие брахиформные складки с небольшими углами наклона. В юго-восточном направлении происходит омоложение вулканических комплексов. Здесь с размывом и несогласием на породах первого яруса залегают вулканиты чаунской серии, сформированной в интервале времени от апта до сеномана. Этот комплекс слагает большую площадь в восточной части Чаунской зоны. В.Ф. Белый (1969) выделяет здесь несколько вулканических циклов.

Нижний представлен алькаквуньской и каленьмуваамской свитами среднекислого состава с конгломератами и песчаниками в основании. Формирование свит проходило в приразломных впадинах, вытянутых вдоль разломов северо-восточного направления.

Вышелешающий комплекс пород представлен пыкырваамской и вороньинской свитами с преимущественным развитием игнимбригов липаритового и дацитового состава. Они отличаются пестрым фаціальным составом, резкой изменчивостью, особенно вкост простирания структур, среди которых широко развиты кальдеры проседания, более мелкие депрессии сложного генезиса, чаще в сочетании вулканоструктур мелкого порядка с вулканотектоническими депрессиями. На игнимбригах залегают толща (до 700 м) андезитов и андезито-базальтов (коэквуньская свита), которые развиты локально в структурах проседания бассейна р. Кооквын.

Весь этот сложный комплекс перекрыт грубой молассой (до 300—400 м мощностью), которая сверху перекрыта игнимбригами эргываамской свиты и базальтами энмываамской свиты, формирование которых происходило, как полагает В.Ф. Белый (1969), в компенсационных прогибах, таких, как Пегтымельский и другие более мелкие.

Размеры Пегтымельского прогиба (170 X 120 км) вряд ли доказывают компенсационное его происхождение. Видимо, правы И.П. Аникеев и др. (Геология СССР, 1970, т. 30), считая его тектоническим, не исключая определенной роли явления компенсации. Генетически этот прогиб логичнее связывать с глыбовыми движениями фундамента, сопровождающимися вулканизмом.

В восточной части зоны выделяется крупная структура — Осиновский вулканический ареал (поле), сложенный в основном игнимбригами нижней пачки. Положение ареала оконтуривается зонами глубинных разломов — Пекульнейским, Анадырским — и разломом на северо-западе.

Помимо крупных тектонических депрессий, в пределах зоны широко развиты вулканоструктуры более высокого порядка: компенсационные прогибы, кальдеры, экстрезии, куполовидные поднятия, щитовидные и стратостратовулканы. Среди них наиболее хорошо изучены структуры северной части зоны: Юрумкувэзмская, Рыннатиненская, Кэнылинская, Пыкарваамская, Озернинская и другие, относящиеся к вулканоструктурам оседания (Белый, 1977). К кальдерам и вневальдерным депрессиям относятся такие структуры, как Интекинская, Мечегская, Междуречная и др.

Стратиграфическое расчленение вулканогенного комплекса Центрально-Чукотского сектора в основном было разработано на разрезах в пределах крупного Пегтымельского прогиба (Белый, 1969) с последующими уточнениями на основании работ В.Г. Желтовского, Г.Ф. Журавлева, а также чукотских геологов. Существуют значительные различия в стратиграфических подразделениях внешней и внутренней зон сектора.

Во внешней зоне покровы вулканогенного комплекса с несогласием лежат на складчатых геосинклинальных толщах. Позднемезозойские образования, не относящиеся к поясу, имеют ограниченное распространение. Они известны в Тытылвэзмской впадине и других депрессионных структурах; представлены нутесынской, тытылвэзмской и пучевэзмской свитами, которые некоторые исследователи относят к островодужному комплексу и выделяют ее как Угаткынскую и Нутесынскую палеодугу (Парфенов и др., 1981). Разрез этих образований с возрастом от валанжина до альба определен толщей пород от базальтов и андезито-базальтов до игнимбригов и липаритов общей мощностью более 3000 м.

Собственно разрез вулканогенных пород пояса представлен чаунской серией, в которую входят (в Пегтымельском прогибе и структурах северной части сектора) алькаквунская свита (мощностью 1000–1200 м) преимущественно кислого состава и кальневуаамская свита (до 1300 м) средне-основного состава. Эти две свиты составляют первый цикл раннемелового вулканизма (по В.Ф. Белому) и выделяются в игнимбритовую (липаритовую) формацию. Вышележащие свиты (пыкарваамская и вороньинская), сложенные игнимбритами, туфами, витрофирами липаритов и липарито-дацитов (общая мощность около 1300 м), составляют второй цикл вулканизма и относятся к верхней части игнимбритовой (липаритовой) формации внешней зоны. В отдельных структурах породы второго цикла перекрываются мощной толщей пирокластических и игнимбритовых образований дацит-липаритового состава мощностью (в кальдерных просадках) до 1000 м.

Таким образом, нижняя часть чаунской серии, объединяемая в игнимбритовую формацию в северной части сектора, в общей сложности имеет мощность более 4000 м.

Вышележащий комплекс (существенно андезит-андезито-базальтового и в меньшей степени дацит-липаритового состава) выделен в козквунскую свиту, которая слагает отдельные вулcano-структуры проседания в Пегтымельском прогибе. Юго-западнее, в Верхнеанадырской линейной депрессии, отмечается наибольшая ее мощность — более 1500 м. Характерен и разрез ее — чередование мощных покровов базальт, андезито-базальтового состава с маломощными толщами андезитов и липарито-дацитов. Эта часть вулканогенной Чаунской серии выделена в андезит-липаритовую контрастную формацию (по В.Ф. Белому) сложного строения.

Во внутренней зоне свиты первого цикла встречаются ограниченно. Известны небольшие по площади выходы пыкарваамской (нижняя часть второго цикла) и вороньинской свит, но значительно шире развита козквунская свита андезит-базальтового состава. В бассейне р. Отвевергин среди них встречаются пачки кислых туфов и покровы лав мощностью до 40–50 м.

Выше козквунской свиты выделена эргываамская, которая слагает на севере сектора самостоятельные структуры (верховья р. Анадырь) и имеет пестрый состав — от дацитов и кварцевых латитов до липаритов с широким развитием экструзивных и пирокластических фаций.

В южных структурах (бассейн р. Энмываам, Эргываам) свита залегает на породах козквунской, пыкарваамской свит и состоит из пирокластических и игнимбритовых покровов липарито-дацитового состава общей мощностью более 1000 м.

Венчают разрез Центрально-чукотского сектора покровы энмываамской свиты, которая существенно состоит из оливин-пироксеновых, пироксеновых, оливиновых базальтов, трахизбальтов, андезито-базальтов с горизонтами трахитов и кислых эффузивов в экструзивных и пирокластических фациях. Общая мощность оценивается в 500–700 м. Ранее эта свита относилась к палеогену, но по последним данным, В.Ф. Белый (1977) на основании петролого-геологических данных "опустил" ее нижнюю возрастную границу до сеномана.

Плутонические образования развиты весьма ограниченно. Крупные интрузии встречаются за пределами пояса на поднятиях, образуя ряды между депрессиями. Это — интрузии Пегтымельского ряда, массивы на Иультинском поднятии. Субвулканические тела известны среди липарит-игнимбритовых образований. Это — трещинные тела гранит-порфиров, а также субинтрузии гранофилов с постепенными переходами (бассейн р. Энмываам). Широкое развитие эксплозивных образований кислого состава составляет исключительную особенность вулканизма этой части Чукотского пояса.

Восточно-Чукотская фланговая зона представляет северо-восточную часть Чукотского звена. Основанием зоны служат метаморфизованные образования Эскимосского массива, слабо дислоцированные пермско-триасовые миогеосинклинальные толщи Верхнечукотской и валанжинские вулканогенно-осадочные отложения Охотской складчатых областей. Комплекс пород, слагающих зону, имеет отчетливое структурное несогласие с породами ее основания. Представлен он слабо дислоцированными вулканогенными толщами и прорывающими их интрузивными и субвулканическими образованиями раннемелового (апт-альб), поздне-мелового (сенон-дат?), палеогенового и неоген-четвертичного (?) возрастов. Данные образования слагают серию крупных вулканических ареалов сходного строения. В отличие от других секторов Восточно-Чукотская зона не имеет зональности (рис. 49, 50).

меловая				палеогеновая			Система
нижний		верхний		нижний	нижний-средний	средний-верхний	Отдел
K <sub>IV</sub>	K <sub>a-sm</sub>	K <sub>2kt</sub>		K <sub>2d</sub> P <sub>1</sub>	P <sub>2-3</sub> vl	P <sub>2-3</sub> tn	Индекс
андезитовая		липаритовая		контрастная			Формация
							Литология
100-200	250-350	550-630	450-550	250	180-220	120-300	
	вареная	теркэннемвээмская	кытэпнай-ваамская	медвежинская	белоувалинская	тнеквээмская	Свита

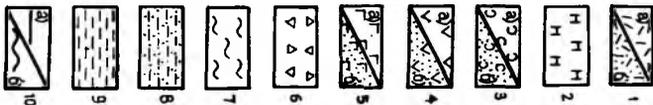
400-500	430-480	100-120	190-200	80-200	
теркэннемвээмская	кытэпнай-ваамская	медвежинская	белоувалинская	тнеквээмская	

600-700	400-800	600-700	100-400	500	100	200	
	вувльвывээмская	ангенская	экигыкинская нижняя подсвита	экигыкинская верхняя подсвита	леувалинская	мунлигранская	

1100	1000-1100	700-900	500-1200	20	450	50	300
	вувльвывээмская	ангенская	экигыкинская нижняя подсвита	экигыкинская верхняя подсвита	леувалинская	мунлигранская	

150-200	600-650	400	200-500	50-400	100-200	70	
	баррем-альбская контрастная толща	сенонская андезитовая	сенон-датская кислая толща	палеогеновая контрастная			

150-200	600-650	450-500	300-600	200-250	100-200		
	канчаланская	вареная-теркэннемвээмская	кытэпнай-ваамская	мунлигранская	леувалинская	тнеквээмская	



Раннемеловые толщи образуют локальные лавовые и лаво-пирокластические поля андезитовой формации (андезиты, андезито-дациты, дациты). Среди них спорадически присутствуют пачки осадочных пород с линзами углей. Мощность апт-альбских пород 2000 м. С размывом на них залегают сенон-датские умеренно-кислые и кислые вулканы липаритовой (игнимбритовой) формации, в основании которой в восточной части наблюдается горизонт молассы мощностью от 300 до 900 м. Общая мощность разреза формации 1100—2000 м.

Палеогеновые вулканы, представленные средними, основными и кислыми лавами, туфами и игнимбритами, объединены в контрастную формацию. Они широко развиты в бассейне оз. Красное, рек Канчалан, Танюрер, Сеутакан, Эргувээм, Нумямувээм, Амгуэма, где выполняют депрессионные структуры, приуроченные к зонам разломов. С молодыми разломами связаны мелкие покровы раннечетвертичных оливиновых базальтов. Основными структурами, в пределах которых сформировалась формация, являлись Белоуваалинская, Крестовская, Чумэвээмская, Эргувээмская и др.

В приподнятых блоках, как внутри прогибов, так и на периферии, располагаются цепочки интрузий гранитоидов. Для крайнего восточного сегмента вулканической зоны (Курупкинское вулканическое поле) примечательно более широкое развитие экструзивного и субинтрузивного магматизма.

Наиболее детально вулканогенные образования изучены в западной части зоны, в пределах Амгуэм-Канчаланского вулканического поля, которое располагается в бассейнах рек Амгуэма, Танюрер и Канчалан. Оно представлено сочетанием разновозрастных депрессионных и купольных структур различного порядка. Наиболее значительные из них — серия вулканотектонических прогибов (полигенных вулканотектонических депрессий), разделенных вулканотектоническими (интрузивно)купольными поднятиями и "остаточными горстами".

К настоящему времени относительно хорошо изучены Чумэвээмская, Кытэпнайваамская, Варэнайская и другие полигенные депрессии мелового заложения (рис. 51), сложенные породами игнимбритовой и частично контрастной базальт-липаритовой формации. В основании Варэнайской депрессии обнажаются породы андезитовой формации. Крупные полигенные депрессии осложнены более мелкими структурами различного генезиса ("Центральный" горст, Белоуваалинский грабен) и крупными структурами типа вулканопропада (Мамчергыргинская, Алямгытгынская, Тавайваамская и др.), а также вулканоподнятиями (Валунистое, Горностающее), сложенными породами контрастной формации — покровными и экструзивными образованиями.

Как было отмечено выше, вулканогенный разрез Восточно-Чукотской зоны начинается образованиями, объединяемыми в андезитовую формацию. В ее состав входят этелькуюмская, канчаланская, варэнайская, матачингайская и вульвывээмская свиты, выделенные в различных депрессиях зоны (табл. 75; рис. 51). Они слагают небольшие поля. Породы формации представлены липаритами, дацитами, базальтами и андезито-базальтами, андезитовыми порфиритами и их туфами; в меньшей мере — туфогенно-осадочными породами, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывающими валанжинские и более древние образования.

Почти повсеместно отмечается двучленное строение толщи (рис. 51). Нижняя часть (270—330 м) образована массивными дацитами, биотитовыми липаритами, липарито-дацитами, андезитами и андезито-базальтами, туфами среднего и кислого состава (кан-

Рис. 51. Схема корреляции вулканогенных и осадочных образований Амгуэм-Канчаланского вулканического поля Восточно-Чукотской зоны.

Цифровые образования над колонками: 1 — Кытэпнайваамская депрессия (по материалам Силкина В.Г., Куприенко В.Г. и авторов, 1979); 2 — Белоуваалинский вулканогенный грабен (по материалам Полина В.Ф.); 3 — Центральный "остаточный" горст (по материалам Богомолова Г.И., Воробьева М.И., Гимбарова М.П.); 4 — Варэнайская депрессия (по материалам Богомолова Г.И.); 5 — Ушканий интрузивно-тектонический горст (по материалам Усенко Я.К., Завражнова В.Н., Золовского В.В., Полина В.Ф., Надибаидзе С.Ш.); 6 — Волчинская депрессия (по материалам Гринфельда В.М., Коротыча В.Г., Полина В.Ф., Надибаидзе С.Ш.). Условные обозначения. Охотско-Чукотский вулканический пояс. Вулканогенные породы: 1 — кислого состава; 2 — перлиты и витрофиры; 3 — дациты; 4 — среднего состава; 5 — основного состава: а) преимущественно, лавы, б) преимущественно, туфы; 6 — вулканогенные брекчии; 7 — игнимбриты. Чукотские мезозойды и Анадырско-Корякская система. Терригенные породы: 8 — песчаники; 9 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы. Прочие обозначения: 10 — стратиграфические границы: а) нормальные, б) несогласные

Таблица 75

Схема возрастной корреляции вулканогенных накоплений  
Амгузмо-Канчаланского вулканического поля Восточной Чукотки

Валанжин	Альб-сеноман (баррем-альб?)	Сенон-дат	Дат-палеоцен	Палеоцен-эоцен	Эоцен-олигоцен	Возраст
	Андезитовая	Липаритовая (игним-бритовая)	Контрастная			Формации
		Липаритовая толща	Андезитовая толща	Танюерская свита		Чумэвээмская и Ныгчекваамская депрессии, Ильмынейвээмское и Узленейвээмское поднятия
Кремнистая толща		Липаритовая толща	Андезитовая толща	Танюерская свита	Верхняя под-свита	
	Пекульнейская свита	Ороченская свита	Эмываамская свита			
	Алт-альбская толща	Тэркенмем-вээмская свита	Кытлпнай-ваамская свита	Медвежинская свита		Кытлпнайваамская, Белоуваинская, Короткинская депрессии
	Канчаланская свита	Тэркенмемвээмская свита	Медвежинская свита	Белоуваинская свита	Тнеквээмская свита	
	Варэнайская свита					

	Вульвывээмская свита		Амгеньская толща	Экитыкинская свита		Леурваамская свита	Нунлигранская свита	Варзайская, Белоувалинская депрессия, Лингкэйское поднятие, Центральный горст	
				Нижняя подсвита	Верхняя под-свита				
Уэмкайская свита	Вульфгуэмская свита	Матачингайская свита	Туманнинская свита		Медвежинская свита	Белоувалинская свита	Тынгеувээмская свита		
Уэмкайская свита	Этелькуюмская свита	Экитыкинская свита		Леурваамская свита	Нунлигранская свита	Тынгеувээмская свита			
		Нижняя под-свита	Верхняя подсвита						
	Этелькуюмская свита		Леурваамская свита		Нунлигранская свита				
Ольховская свита	Этелькуюмская свита		Мараваамская свита			Леурваамская свита	Нунлигранская свита		П-ов Амгень
	Вульфгуэмская свита	Матачингайская свита	Туманнинская свита		Тынгеувээмская свита				
	Баррем-альбская контрастная толща	Сенонская андезитовая толща	Сенон-датская кислая толща		Палеогеновая базальт—липаритовая толща				
	Этелькуюмская свита		Леурваамская свита		Тынгеувээмская свита				
	Этелькуюмская свита		Леурваамская свита		Медвежинская свита	Белоувалинская свита	Тнеквээмская свита		
			Нижняя подсвита	Верхняя подсвита					
	Ольховская свита	Вульвывээмская свита	Осиновская свита		Экитыкинская свита	Туманнинская свита	Нунлигранская свита	Варзайская, Волчинская, Алымгытгынгская, Белоувалинская депрессия, Ушкэнье и Пакараваамское поднятия, Вульвывээмская депрессия, Линкэйское поднятие	

чаланский комплекс). Верхняя (300–350 м) представлена андезитовыми и базальтовыми порфиритами, дацитами, лавобрекчиями и туфами среднего состава с прослойками туфопесчаников и песчанистых сланцев (варэнайский комплекс). Для верхней толщи характерно преобладание в ее составе андезитовидов и развитие по ним зеленокаменных вторичных изменений.

Для начального этапа формирования зоны типична антидромная эволюция вулканизма.

Средняя часть разреза зоны представлена породами верхнемеловой липаритовой формации, выделяемой в объеме двух свит (теркэнмемвеемская и кытэпнайваамская и их аналоги) (рис. 51). Нижняя сложена кристаллокластическими игнимбритами и сваренными туфами больших объемов. Наиболее крупные тела и поля их расположены в центральной и северной частях вулканического поля. Мощность тел игнимбритов колеблется от 120–200 до 500–700 м.

Абсолютный возраст игнимбритов, по данным разных авторов, колеблется от 69–87 млн. (Филимонова, 1972) до 80–85 млн. лет (Берман, 1972).

Верхняя свита представлена накоплениями псефитовых сваренных туфов, туфобрекчий, игнимбритов кислого, умеренно-кислого и, реже, среднего состава, потоками и субвулканическими, экструзивными телами липарито-дацитов, липаритов, дацитов, иногда андезитов. Спорадически в верхах разреза появляются туфогенно-осадочные фации. Состав вулкаников вверх по разрезу меняется от кислого и умеренно-кислого до среднего, т. е. характеризуются антидромной эволюцией. Мощность вулканических накоплений колеблется от 80–100 м на флангах до 300–500 м в наиболее погруженных участках прогибов.

Вулканы липаритовой формации занимают значительную часть площади Восточно-Чукотской зоны. Они слагают многочисленные стратовулканы, линейные игнимбритовые вулканические валы, локализованные в пределах вулканотектонических структур.

Завершают этап формирования зоны породы контрастной формации. Представлена она серией сложного состава — от базальтов до липаритов — и выделяется в объеме трех свит, последовательно сменяющих друг друга во времени и пространстве.

Нижняя (медвежинская) включает базальты, андезиты, андезито-дациты и их туфы. В подчинении присутствуют кислые вулканы.

Обычно породы свиты слагают локальные поля, связанные с деятельностью самостоятельных стратовулканов. Наблюдается определенная сопряженность составов пород и эволюции комплекса со структурными особенностями их проявления. В вулканогенных грабенах наибольшим распространением пользуются покровные базальтоиды; в кольцевых долгоживущих структурах наряду с базальтами широко проявлены покровы и интрузии андезитов, дацитов и в меньшей мере липаритов.

Общее для всех структур: однотипность разрезов, гомодромный характер магматизма, преобладание в субвулканической фации средних пород, а в эффузивной — основных и средних. Кислые дифференциаты развиты крайне незначительно (не более 1% от объема). Средняя мощность свиты составляет около 200 м, максимальная — 400–500 м.

По данным абсолютного возраста, ее формирование укладывается в интервале 73,5–83 млн. лет, по флористическим данным возраст свиты — коньяк-сантонский, по палеонтологическим — дат-палеогеновый.

Средняя свита (белоувалинская) контрастной формации пользуется локальным распространением. Характерна четкая приуроченность ее выходов к структурам типа вулканических грабенов, в которых породы свиты пользуются преимущественным развитием. Сложена она покровами игнимбритов, витрофиров, лавобрекчий липаритов, лав трахилипаритов, горизонтами пирокластов, экструзиями и дайками липаритов и витрофиров со сложными фаціальными взаимоотношениями. Мощность разрезов меняется от первых десятков метров до 150–220 м. В целом для свиты примечательны: широкое развитие пирокластических фаций (в линейных отрицательных вулканотектонических структурах) и лавовых, экструзивно-дайковых (в вулканокупольных поднятиях и кольцевых депрессиях); локальный характер проявлений свиты; четкая их приуроченность к определенным структурам; широкое распространение в ее составе игнимбритов и туфов; пестроцветность составов последних.

Возраст по флористическим остаткам определен как палеоцен-эоценовый. Максимальная мощность толщи оценивается в 200–250 м.

Таблица 76  
Средние составы пород тэркзимемвэзмского комплекса  
липаритовой формации, %

Окислы, эле- менты	1*	2	3	4	5	6	7
	1 (2)	1 (2)	1 (9)	3 (6)	4 (4)	1 (2)	2 (8)
SiO <sub>2</sub>	64,80	69,52	73,50	74,68	75,24	69,86	77,10
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,17	0,16	0,23	0,20	0,01	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	13,86	13,40	13,28	11,96	13,25	11,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	1,53	1,19	1,45	1,84	1,16	1,09
FeO	1,65	0,82	0,78	0,64	1,29	0,20	1,23
MnO	0,12	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,03
MgO	1,13	0,55	0,90	0,41	0,30	0,26	0,27
CaO	3,57	1,53	1,65	0,73	0,28	2,74	0,40
Na <sub>2</sub> O	4,47	2,94	3,98	3,11	2,89	2,53	1,67
K <sub>2</sub> O	3,66	3,89	3,53	3,87	4,62	2,10	4,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,10	0,79	0,04	0,10	0,04	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (П.п.п.)	1,25	4,24	0,56	1,29	0,82	7,62	1,26
Co	13	3	4,4	2,3	2	1,5	1,2
Ag	0,12	0,28	0,23	0,14	0,29	0,13	0,15
Zn	110	140	77	41	91	45	51
Mo	4	1,5	2	2	3	1	1,6
Sn	4	10	3,3	3,7	5	4	4,3
V	110	38	64	32	35	11	12
Ni	10	7	10	7	6,3	4	4,8
Cr	15	9	10	7,3	6,7	4	6
Pb	20	77	34	30	40	45	32
Cu	17	32	17	16	16	7	6
B	15	10	6	5	5	10	3
Zi			14(1)	19(1)	24(3)	7(1)	20(4)
Rb			67	72	100	44	110
Cs			—	3	—	10	1

\*Порода комплекса. Фации — эксплозивная: 1 — туфы дацитов, 2 — туфы липаритов, 3 — игнимбриты липаритов, 4 — игнимбриты и туфы липаритов, 5 — туфы липаритов; экструзивная: 6 — липариты; эффузивно-экструзивная: 7 — липариты.

Породы верхней (тнеквэзмской) свиты формации наиболее мощно проявились вдоль зон глубинных разломов субмеридионального и субширотного простирааний. Представлены они базальтоидами, долеритами, андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами. В ограниченных количествах встречаются кислые дифференциаты — трахилипариты и комендиты. Проявлены последние в субвулканической и экструзивно-дайкиковой фациях. Для рассматриваемой свиты характерно существование двух типов разрезов. В первом, получившем распространение в линейных грабенообразных структурах, преобладают покровные оловин-содержащие базальты и андезито-базальты; в резко подчиненных количествах присутствуют экструзивные андезитоиды и щелочные липариты. Второй тип закономерен для длительно развивающихся кольцевых структур; он характеризуется широким развитием двупироксеновых андезитов и плагиоандезито-дацитов, дацитов. Базальтоиды присутствуют здесь лишь в низах разреза. Интересно, что в кальдерных просадках, заложенных на вулканогенных грабенах, состав пород (во втором типе) преимущественно андезитовый, в то время как в сходных структурах, приуроченных к приподнятым блокам фундамента пояса, широко проявлены более кислые разности — андезито-дациты и дациты.

Абсолютный возраст пород свиты, по материалам разных авторов, колеблется от 64—66 млн. до 52,5—55 млн. лет (Берман, 1972; и др.). Петрохимические и геохимические исследования вулканогенных формаций Восточно-Чукотской зоны проведены в основном на оригинальном материале. Вследствие этого не все структуры этой зоны могут быть охарактеризованы в достаточной мере.

Таблица 77  
Средние химические составы пород и микроэлементов  
кытэпнайваамского комплекса липаритовой формации, %

Окислы, элементы	Первая фаза									
	Эксплозивно-эффузивная фацция			Экструзивная фацция	Фацция субвулканических интрузий				Интрузивная фацция	Эксплозивно-эффузивная фацция
	1 (12)	1 (5)	1 (3)	2 (9)	2 (2)	1 (3)	1 (1)	1 (10)	1 (1)	1 (6)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	71,18	70,35	69,21	70,68	74,04	71,28	69,02	66,36	71,33	69,65
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,54	0,24	0,39	0,20	0,32	0,35	0,42	0,30	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	13,45	14,67	15,06	13,05	14,46	15,60	15,63	15,18	13,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	2,04	0,94	1,62	1,23	1,29	1,64	1,43	1,15	2,27
FeO	0,47	2,07	1,96	1,50	0,54	0,96	0,81	1,32	1,04	2,25
MnO	0,07	0,09	0,08	0,09	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,10
MgO	0,30	0,70	0,44	0,52	0,33	0,18	0,81	1,10	0,85	1,06
CaO	0,70	1,72	1,04	0,73	0,78	2,16	1,98	3,37	2,10	1,26
Na <sub>2</sub> O	4,57	4,01	5,73	4,74	4,09	4,27	4,65	3,60	3,72	3,90
K <sub>2</sub> O	3,75	3,73	2,26	3,62	3,65	3,00	3,06	2,63	3,27	3,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,23	0,13	0,11	0,05	0,11	0,19	0,17	0,19	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> , п.п.п.	0,91	0,55	3,21	0,58	1,75	1,37	1,47	3,51	0,43	0,81
Co	2,8	3,9	2,7	3	0,5	2	3	10	7	9,7
Ag	0,12	0,12	0,40	0,16	0,14	0,07	0,27	0,31	0,06	0,30
Zn	64	89	64	74	55	74	66	86	42	94
Mo	2,3	2,6	4,7	4,7	3	2	2	2,8	3	2,7
Sn	2,6	2,1	3,3	3	5	2	2	3,5	2	3,3
V	34	73	32	32	7	27	50	95	100	112
Ni	6,1	8	5,3	4,8	10	4	22	18	18	16
Cr	6,9	6	6,7	3,6	3	3	5	24	45	25
Pb	22	18	38	22	35	12	19	29	16	26
Cu	11	11	22	15	12	12	8	35	13	28
B	1	5	6	—	—	—	—	6	—	4

Все породы андезитовой формации, по имеющимся литературным данным (Белый, 1978; и др.) относятся к известково-щелочному типу как с субщелочным, так и с толеитовым уклоном. Базальтоиды и андезитовиды характеризуются: повышенными глиноземистостью и магнезиальностью при нормальной и пониженной кальциевости; умеренной и высокой окисленностью; несколько повышенными содержаниями титана. Для всех образований присуща повышенная щелочность калийнатрового профиля, наиболее высокая в дацитах.

Липаритовая (липарит-дацитовая, игнимбритовая) формация включает два комплекса — теркэннемвээмский и кытэпнайваамский. Для нижнего, теркэннемвээмского (табл. 76, 77), характерная петрохимическая черта — превалирование калия над натрием, умеренная щелочность и глиноземистость, обедненность фосфором. Развитие комплекса шло по гомодромной схеме.

В верхнем, кытэпнайваамском комплексе пирокластические и лавовые породы характеризуются повышенной щелочностью натрового типа, повышенной глиноземистостью, кальциевостью, более высокими содержаниями фосфора и титана. Из минералогических особенностей следует подчеркнуть широкое развитие в экструзивных породах водосодержащих минеральных фаз.

Контрастная формация включает три комплекса: медвежинский, белоувалинский, тнеквээмский.

Формация представлена двумя типами контрастных ассоциаций: 1) базальт-трахиандезит-трахилипаритовый, 2) базальт (трахибазальт)-трахидацитовый. Первую ас-

Вторая фаза						Третья фаза				
Эксплозивно-эффузивная фация				Экструзивная фация		Эффузивная фация		Экструзивно-дайкиковая фация		
1 (8)	2 (7)	1 (8)	1 (7)	1 (5)	1 (4)	2 (4)	1 (3)	1 (3)	1 (6)	1 (9)
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
64,69	67,76	66,36	64,52	66,18	68,04	64,80	63,77	61,08	57,56	63,40
0,50	0,23	0,47	0,57	0,82	0,42	0,85	0,35	0,91	1,26	0,73
14,49	14,46	15,66	15,09	15,92	15,68	15,25	13,72	16,15	16,31	15,67
2,39	2,32	3,42	1,82	1,40	3,40	2,47	2,34	4,01	3,22	2,35
1,56	0,57	1,46	4,54	0,89	1,30	2,60	1,36	1,84	4,40	2,68
0,09	0,08	0,19	0,18	0,07	0,13	0,12	0,17	0,14	0,009	0,13
1,56	0,94	0,80	0,85	0,23	0,25	1,60	1,13	1,61	2,52	1,42
3,03	2,03	2,04	1,94	2,27	1,64	2,88	4,03	3,38	2,61	2,40
1,60	2,37	4,84	5,16	6,58	4,91	4,88	3,46	4,77	2,88	3,94
2,31	3,99	2,71	3,54	3,87	2,74	3,42	0,43	2,58	5,72	4,04
0,19	0,13	0,21	0,23	0,37	0,19	0,27	0,18	0,36	0,45	0,31
7,54	4,42	1,36	2,07	1,28	0,75	1,23	9,09	2,73	2,47	2,55
5,5	5,1	1,1	1,6	4,3	1,8	6,3	2,3	4	19	6,3
0,18	0,24	0,09	0,18	0,07	0,15	0,31	0,14	0,07	0,12	0,42
104	96	83	62	55	138	45	51	66	146	83
2,4	2,0	1,6	4,6	5	3,8	5	6	1,3	5	4
3	3,2	2,9	3,8	4	5,3	3,3	5	2	4	4
68	62	6,5	15	57	8,5	38	4	37	137	70
8,4	7,9	3,8	6,3	6	6,8	18	4,3	5	27	11
5,9	8,7	2,4	5,6	5,8	4,3	28	3,7	4	56	11
24	34	15	25	32	41	28	20	14	25	32
19	18	7	27	23	23	28	20	7	54	32
2	5	—	1	—	—	2	—	—	5	6

социацию образуют медвежинский и белоувалинский комплексы, вторую — тнеквэ-эмский.

Медвежинский комплекс слагает низы контрастной формации и представлен гомогромным рядом от базальта до липарита (табл. 78). Максимумы распространения приходятся на основные и средние породы, проявленные в покровной, экструзивно-дайкиковой и субвулканической фациях.

По петрографическому и петрохимическому составам выделяется несколько типов пород, образующих дискретные группы. В первую входят слабопорфировые оливин-пироксеновые и афировые базальты с основной массой, насыщенной в интерстициях магнетитом. Данные образования слагают покровы и потоки. Вторую представляют керсутит-двупироксеновые, керсутит-клинопироксеновые андезиты, развитые в виде потоков, экструзий, даек. Третью группу слагают пироксеновые игнимбриты и туфы, реже — лавы дацитового и липаритового составов (покровы, дайки, экструзии). Субвулканические тела образованы биотит-двупироксеновыми монцодиоритами (четвертая группа).

Петрографическими наблюдениями для медвежинского комплекса установлено отсутствие постепенных переходов между рассмотренными группами при наличии у них общих особенностей химизма. Для средних и основных пород наиболее характерны: общая повышенная щелочность всех разновидностей при относительно высокой роли как натрия (преобладает), так и калия; повышенная глиноземистость; низкий уровень содержания кальция, магния и железа; высокая окисленность пород; относи-

Таблица 78  
Средние составы пород медвежинского комплекса (дат-палеоген)

Окислы, элементы	Линейные вулcano-прогибы					Кольцевые депрессионные структуры				
	Фация									
	эффузивная		экструзивная	интрузивная	эффузивная			экструзивная		
	Базальты	Андезитобазальты	Андезиты	Диориты	Андезиты	Базальты	Андезито-базальты	Андезиты		
	Компоненты									
1 (1)	1 (3)	3 (4)	1 (6)	2 (2)	1 (1)	2 (5)	2 (2)	5 (5)	2 (3)	
SiO <sub>2</sub>	49,42	53,06	59,49	57,58	60,30	50,27	50,45	53,19	55,16	57,00
TiO <sub>2</sub>	1,45	1,03	0,99	0,95	0,77	1,56	1,72	1,62	1,32	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,10	18,02	17,20	17,44	17,40	19,46	18,30	18,27	17,75	17,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	2,96	2,74	2,97	2,21	6,23	5,35	4,86	4,70	3,98
FeO	6,59	5,39	3,52	3,68	3,46	3,44	3,88	3,66	2,92	3,25
MnO	0,19	0,15	0,12	0,09	0,09	0,15	0,14	0,11	0,10	0,15
MgO	6,39	5,00	2,35	3,37	2,42	3,35	4,70	3,54	4,35	3,20
CaO	8,79	7,91	5,02	5,77	4,78	8,51	7,52	7,48	6,08	5,62
Na <sub>2</sub> O	2,77	3,37	4,24	4,13	4,15	3,50	3,81	3,82	3,92	3,58
K <sub>2</sub> O	0,33	0,74	1,60	2,04	2,46	0,46	1,32	1,29	1,54	2,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,48	0,35	0,41	0,25	0,39	0,65	0,58	0,39	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (П.п.н.)	2,07	1,66	1,50	1,04	1,04	2,29	1,85	1,33	1,69	2,06
Co	22	24	10	19	14	33	24	25	22	17
Ag	0,07	0,15	0,10	0,13	0,22	0,06	0,12	0,09	0,09	0,18
Zn	140	79	54	77	60	85	79	102	82	91
Mo	4	5	5,5	2,8	1,5	0,1	3,4	6	4,5	6
Sn	3	3,7	3,8	3,8	3	2	3,2	3	3	3
V	170	160	102	148	155	110	128	155	132	112
Ni	59	66	15	35	22	100	36	16	55	41
Cr	80	64	13	68	30	91	31	15	39	62
Pb	42	19	19	16	11	0,1	12	13	14	23
Cu	27	63	40	60	36	41	43	33	39	39
B	4	4	0,10	12	0,1	0,1	5	0,1	3	6
Zr			8(1)	22(2)			13(1)	10(2)	15(1)	
Rb			52	11			16	8	22	
Cs			5	—			—	—	—	

тельная обогащенность фосфором и титаном. Большинство отмеченных черт сохраняется и в кислых породах. Для наиболее кислых разновидностей наблюдается резкое падение содержания кальция и фосфора.

Беловалинский комплекс представлен покровами и потоками игнимбригов, липаритов, перлитов, пирокластов, экструзиями и дайками витрофиров, перлитов, липаритов, субвулканами гранит-порфиров.

По петрографическим и петрохимическим признакам (табл. 79) выделяются три разновидности пород. Первая, преобладающая, — биотит-кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые липариты, их игнимбриды и туфы, наиболее кремнекислые, низкоглиноземистые, резко обедненные магнием, железом, титаном, фосфором. Среди этого типа встречаются ультракислые и ультракалиевые разновидности (в экструзивной фации). Во вторую группу входят обычно базокварцевые, пироксен-содержащие полевошпатовые липариты и витрофиры, несколько менее кремнекислые, более глиноземистые, магниезальные, железистые и титанистые, чем первая разновидность. Третий тип включает водонасыщенные кислые и умеренно-кислые перлиты и плагиоклаз-пироксеновые витрофиры. Им наряду с высокими содержаниями "связанной" воды присущи повышенные глиноземистость и кальциевость при низкой щелочности натрового профиля, что не характерно для большинства пород комплекса.

## Кольцевые депрессионные структуры

## Валунистая вулcano-купольная структура

## Фашия

эффузивно-дай- ковая	эксплозивная		экструзивно- дайковая	экспло- зивная	эффузивная		дай- ковая	экструзивная
	Андезиты	Андезито- дациты (игним- бристы)	Даци- ты (игним- бристы)	Трахили- парито- дациты	Трахили- париты	Базаль- ты	Андезито-базальты	Анде- зиты

## Компоненты

1 (1)	2 (7)	1 (2)	2 (2)	2 (4)	1 (1)	1 (2)	1 (2)	1 (3)	1 (1)	2
57,50	59,16	62,61	65,03	68,51	70,82	49,91	53,04	54,44	54,43	56,56
1,49	1,10	1,10	0,67	0,38	0,28	1,06	1,66	1,20	1,04	1,15
16,80	17,39	15,65	16,92	14,42	14,90	17,83	17,11	17,32	17,18	16,22
4,05	5,42	2,79	3,80	2,53	2,25	8,73	3,02	4,18	3,06	4,16
3,01	0,70	1,34	0,59	0,70	0,58	2,45	5,09	3,52	2,86	3,90
0,09	0,30	0,11	0,16	0,15	0,09	0,39	0,12	0,19	0,11	0,14
2,25	2,54	1,81	0,57	0,86	0,45	2,30	4,98	4,01	2,05	3,71
5,55	4,26	2,92	1,84	2,74	0,70	6,62	6,69	7,09	8,48	5,66
4,56	4,95	5,19	5,74	4,71	4,90	4,94	2,66	2,87	3,72	3,83
2,05	2,17	2,87	3,73	3,79	3,90	0,79	2,74	2,18	2,56	2,62
0,52	0,37	0,27	0,17	0,66	0,12	1,06	0,29	0,47	0,38	0,29
1,74	1,83	3,50	0,60	0,99	0,65	3,95	2,24	2,41	3,93	1,44
7	10	1	1,5	6	4	17	11	25	17	
0,11	0,17	0,06	0,08	0,13	0,32	0,14	0,13	0,23	0,42	
72	112	39	102	82	94	81	69	79	37	
3	11	2	1	10	10	6	1	6	7	
2	5,4	2	2,5	2,5	4	3	2	4	3	
72	101	23	20	49	48	175	105	197	110	
5	10	2,5	3,5	7	7	9	36	72	67	
0,10	7	1	1	9	10	6	51	153	100	
12	24	9	20	29	40	13	10	38	28	
23	31	5	6	14	19	29	22	81	58	
0,1	9	4,5	5	2,5	12	4	1,5	6	9	
	9(2)								8(1)	
	33								52	

В целом белоувалинским образованиям свойственны: рафинированность по фосфору, титану, кальцию и магнию; пониженные концентрации железа и глинозема; высокая щелочность калиевого типа, позволяющая относить кислые вулканы к трахилипаритам. Схема эволюции магматизма — гомодромная.

Тнеквэзмский комплекс слагает верхнюю часть контрастной формации. Он образован ассоциацией базальт (трахибазальт) — андезито-базальт — трахидацит (трахиандезит) — трахилипарит (пантеллерит), образующей дискретные группы (табл. 80). Максимумы встречаемости приходится на основные и средние породы. Среди первых распространены оливин-двупироксеновые, оливиновые, оливин-клинопироксеновые, иногда двупироксеновые и ортопироксеновые с плагиоклазом, магнетитом и ильменитом базальты и переходные к андезито-базальтам разности.

Группу андезитов примерно с равной распространенностью образуют плагио-андезито-дациты (и плагиодациты), двупироксеновые андезиты и двупироксен-роговообманковые, пироксен-роговообманковые андезито-дациты (реже — дациты). Среди кислых образований наряду с биотит-роговообманковыми трахилипаритами встречаются эгирин-содержащие роговообманковые щелочные породы, по химизму близкие к пантеллеритам. Петрографические наблюдения позволили установить постепенность перехода от оливиновых и оливин-содержащих базальтов к группе

Таблица 79

## Средние составы пород белоувалинского комплекса контрастной формации

Породы	Палеоцен—эоцен				
	Линейные вулканопрогибы				
	Дайковая фа- ция	Эксплозив- ная фация	Экструзивно-дайковая фа- ция		Экструзивная (Валунистый) фаия
	Рх—Рl витро- фиры	Туфы	Перлиты	Рх—Рl витро- фиры	Дациты
Окислы, элементы	3 (3)	1 (2)	4 (11)	1 (6)	2 (2)
SiO <sub>2</sub>	65,38	67,20	69,99	72,64	66,46
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,20	0,37	0,11	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	13,70	12,54	12,72	15,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,80	1,19	0,62	1,78
FeO	1,58	0,22	0,53	0,92	2,40
MnO	0,08	0,02	0,04	0,04	0,08
MgO	0,83	0,16	0,66	0,21	1,75
CaO	2,48	1,84	1,31	0,46	2,64
Na <sub>2</sub> O	4,04	3,72	3,45	3,79	3,33
K <sub>2</sub> O	2,05	3,10	2,13	4,85	3,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,06	0,04	0,09	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (П.п.п.)	5,68	8,21	7,74	3,54	1,78
Co	5,3	2	1,3	1,6	8
Ag	0,10	0,13	0,13	0,20	0,12
Zn	44	52	60	51	24
Mo	3	1	3,3	7	4
Sn	2,7	4	3,5	3,7	3
V	58	14	7	30	65
Ni	9,3	2	3,2	6,1	25
Cr	6,3	4	3,5	6,6	50
Pb	21	25	24	32	30
Cu	19	8	10	10	21
B	17	6	7	8	н.о.
Zi		10(1)		33(1)	
Rb		65		170	
Cs		9		8	

средних пород с четким соответствием изменений минерального состава вариациям химизма. "Сквозной" петрохимической особенностью основных — средних членов комплекса являются их высокая глиноземистость, повышенные натровая щелочность и уровни содержаний титана, фосфора и магния, железа и кальция (более высокие, чем в однотипных по кремнекислотности разновидностях медвежинского комплекса). Средние породы при сохранении признаков унаследованности от предшествующих им тнеквээмских базальтов по ряду черт минералогического и петрохимического составов сближаются с андезитоидами медвежинского комплекса. К ним относятся сходство минеральных парагенезисов, высокая натровость, щелочность, близкие величины содержаний кальция, магния, титана, фосфора, довольно высокая окисленность. Основные различия проявляются в несколько большей кремнекислотности и меньшей калиевости тнеквээмских образований.

Щелочным кислым разновидностям свойственны высокая щелочность натрового профиля, повышенная глиноземистость, бедность кальцием, магнием, фосфором, титаном. Трахилипариты отличаются от них значительно более высоким содержанием

Палеоцен—эоцен

Линейные вулканопрогибы

Эксплозивная фация	Эффузивная (эксплозивная) фация	Эксплозивная фация	Интрузивная фация	Эффузивная фация		Экструзивная, (эффузивная) фация
				Липариты		
Туфы	Игнимбриты липаритов	Спекшиеся туфы и игнимбриты	Гранит-порфиры			
2 (5)	3 (5)	5 (17)	3 (2)	3 (11)	2 (8)	1 (12)
67,20	71,58	75,00	75,46	75,57	77,39	78,43
0,60	0,38	0,22	0,16	0,22	0,22	0,08
15,90	14,40	12,81	13,26	12,25	11,12	10,91
2,51	2,36	1,98	0,65	1,87	1,84	0,46
1,34	0,52	0,52	1,12	0,52	0,25	0,50
0,08	0,04	0,02	0,04	0,02	н.о.	0,04
1,02	0,55	0,24	0,14	0,05	0,08	0,20
1,86	0,93	0,40	0,69	0,35	0,18	0,35
4,11	3,93	3,66	3,79	3,97	3,82	1,64
4,39	4,54	4,64	4,26	4,57	4,28	6,91
0,19	0,07	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04
0,45	0,88	0,61	0,38	0,34	0,55	0,41
4,5	2,1	1,5	2	1,6	1	1,5
0,14	0,20	0,09	0,30	0,18	0,09	0,12
76	55	60	40	54	87	35
4	4,3	1,9	8	5,5	83	5
2,9	3,6	3,1	11	3,7	1,8	2
55	29	13	12	16	6,8	15
8,8	6,3	4,5	10	6,3	5,7	7
9,6	4,2	3,5	11	7,5	10	5,5
24	37	24	41	25	21	26
17	31	11	18	12	5,5	12
2,5	6,3	1	н.о.	2	2,7	16
	25(1)	31(3)		31(2)	20(3)	92(1)
	111	145		152	138	82
	н.о.	н.о.		н.о.	1,3	н.о.

магния и кальция, несколько повышенным — железа, фосфора, титана и меньшей щелочностью при том же балансе щелочей.

Геохимический анализ вулканогенных комплексов зоны показал, что все породы, без исключения, в той или другой мере характеризуются низкими концентрациями сидерофильных элементов, особенно хрома, кобальта, реже — никеля, а также таких элементов, как медь, бор, свинец и олово (за редким исключением). В отношении рудных элементов выявлен определенный профиль — все комплексы имеют повышенные концентрации серебра и молибдена. Наиболее высокие свойственны для пород контрастной формации — андезитоидов тнеквээмского и липаритов (экструзивных) белоувалинского комплексов. В некоторых случаях отмечаются повышенные концентрации олова и свинца (медвежинский и тнеквээмский комплексы контрастной формации).

Согласно геохимической специализации намечается и металлогеническая.

Анализ эффузивных формаций Восточно-Чукотской зоны, Центрально-Чукотского сектора, проведенный выше, а также данные по Анадырскому сектору (Белый, 1969;

Таблица 80

Средние химические и микроэлементные составы пород  
тнэквэзмского комплекса контрастной формации  
Амгузмо-Канчаланского вулканического поля, %

Компоненты	Эоцен-олигоценый возраст				
	Линейные вулкано-прогибы				
	Вулканические				
	Эффузивно-дайкавая фация	Экструзивная фация	Эффузивно-дайкавая фация		
	Базальты, долериты	Базальты		Дацит	Пантеллерит
	I 19 (42)	II 1 (3)	III 5 (4)	IV 1 (2)	V 3 (1)
SiO <sub>2</sub>	49,11	52,30	52,13	67,40	71,40
TiO <sub>2</sub>	1,72	1,44	1,45	1,10	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,56	21,40	17,79	17,10	14,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	1,42	4,57	2,44	1,59
FeO	5,34	3,30	4,07	1,57	1,29
MnO	0,16	0,12	0,13	0,14	0,08
MgO	6,39	3,60	4,52	1,40	0,15
CaO	8,28	7,49	7,97	3,20	0,33
Na <sub>2</sub> O	3,36	6,00	3,73	1,08	5,33
K <sub>2</sub> O	1,06	0,70	1,34	2,59	4,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,91	0,51	0,31	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (П.п.н.)	1,66	1,50	2,00	1,20	0,36
Co	29	19	25	4	1
Ag	0,10	0,07	0,10	0,10	0,09
Zn	88	59	89	120	83
Mo	3,2	2	6	5	1
Sn	2,9	2,5	4	4	6
V	133	107	116	53	5
Ni	111	44	26	4	2
Cr	128	38	9	2	3
Pb	13,5	11	8	20	29
Cu	54	40	50	8	4
B	4,6	0,1	2	8	0,1
Zi	8(10)		20(1)		
Rb	8		36		
Cs	-				

1977; Геология СССР, 1969, 30, ч. 1; и др.) показывают, что здесь выделяются четыре вулканические ассоциации, каждая из которых характеризуется преобладанием ведущей группы, а также определенным их сочетанием: базальтовая, андезитовая, игнимбритовая (липаритовая) и контрастная. Последняя во многом условна, так как генетический смысл не всегда ясен. В эту группу объединены как родственные типы [базальт-липаритовая и трахибазальт-(трахит)-липаритовая], для которых доказывается генетическое единство, так и сложные по генезису — полигенные (андезит-липаритовые, андезит-игнимбритовые и другие — еропольская контрастная толща, Козквуньская — во внешней зоне), для которых не устанавливается единый генетический "код". Тем не менее сопоставление на формационной основе по трем вулканическим зонам, заложенным на различном фундаменте, позволяет наметить следующие особенности.

В Анадырском секторе наиболее широко развита ассоциация андезитовой и базаль-

Эоцен-олигоценый возраст

Кольцевые депрессионные структуры

Плутонические (шток)	Вулканические				
	Эффузивная фация				Экструзивно-дайковая фация
Субвулканический интрузив	Базальты	Афировые базальты	Базальты	Андезито-базальты	Андезито-базальты
Габбро-анортозит					
VI 1(0)	VII 2(1)	VIII 1(2)	IX 6(6)	X 5(5)	XI 7(3)
50,05	48,42	51,31	51,77	55,93	54,32
0,76	2,34	1,06	1,97	1,34	1,39
23,40	17,08	16,32	18,42	18,20	17,63
1,72	5,79	3,08	4,92	5,40	3,81
4,39	5,32	9,80	3,84	1,84	4,43
0,11	0,19	0,22	0,16	0,12	0,09
2,95	6,44	4,03	3,82	3,58	4,05
10,67	7,10	7,50	7,92	5,73	6,18
2,90	3,66	4,21	3,97	4,19	3,88
0,85	1,26	1,24	1,19	1,76	1,62
0,39	0,76	1,01	0,65	0,59	0,58
2,05	1,42	—	1,27	1,63	2,02
—	31	23	18	25	16
—	0,14	0,09	0,06	0,22	0,09
—	120	100	60	74	97
—	6	5	4,9	4,8	4
—	6	4	2,8	4,6	3
—	130	130	125	122	135
—	20	30	32	43	51
—	9	15	38	31	66
—	11	7	12	18	9
—	42	40	43	49	34
—	3	5	3,8	4,8	6
		5(1)		14(3)	
		16		16	

товой формации, в Центрально-Чукотском — игнимбритовой, а в Восточно-Чукотской зоне — андезитовой (табл. 81).

Во всех зонах основная масса извергнутого материала приходится на альбские формации. По данным В.Ф. Белого (1969), в Анадырском секторе их объем составляет более 80%, в Центрально-Чукотском — 80,6, а в Восточно-Чукотской зоне — до 60%. Соотношения пород формаций в двух зонах Чукотского звена показаны в табл. 82. Непременным членом всех серий в зонах является андезитовая формация, а соотношения объемов средних и кислых пород меняются.

Контрастные базальт-трахибазальтовые — липаритовые формации развиты только во внутренних зонах Анадырского, Центрально-Чукотского секторов и в Восточно-Чукотской фланговой зоне. Но они занимают малую долю в общем объеме.

Петрохимические исследования (по данным различных авторов — Белый, 1969, 1978; Филатов и др., 1979, а также нашим) Восточной Чукотки выявили следующие особенности.

Таблица 80 (окончание)

Компоненты	Эоцен-олигоценый возраст						
	Кольцевые депрессионные структуры						
	Вулканические						
	Эффузивная фация				Экструзивно-дайкивая фация		
	Трахиандезиты	Трахиандезито-дациты		Трахидациты	Трахидациты	Липариты	
	XII 11(13)	XIII		XIV 2(4)	XV 1(1)	XVI 4(5)	XVII 1(1)
		5(5)	12(15)				
SiO <sub>2</sub>	59,19	62,73	62,83	65,86	65,80	72,44	74,77
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,86	0,92	0,85	0,69	0,27	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	16,20	16,63	15,39	15,66	14,23	13,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,82	4,25	3,58	3,07	1,83	1,57	1,07
FeO	2,13	1,68	1,52	1,90	1,60	0,74	0,68
MnO	0,10	0,18	0,14	0,14	0,08	0,07	0,04
MgO	2,81	1,64	1,36	0,71	1,68	0,64	0,58
CaO	5,13	2,96	3,43	2,16	3,46	1,25	0,92
Na <sub>2</sub> O	4,24	4,94	4,71	5,68	4,44	4,23	4,15
K <sub>2</sub> O	2,26	2,79	3,03	2,92	3,01	3,40	3,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,38	0,40	0,22	0,30	0,12	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> (п.п.н.)	1,42	1,43	1,08	0,85	1,87	1,02	0,89
Co	19	2,6	5,4	3	5	3,2	3
Ag	0,13	0,08	0,08	0,10	0,06	0,22	0,10
Zn	73	94	78	74	23	62	32
Mo	5,2	1	3,7	7	4	3,8	3
Sn	3	3,4	2,7	4,5	3	2,6	2
V	137	15	78	25	55	38	29
Ni	36	1,6	4,1	6,3	7	5,6	5
Cr	29	0,1	2,5	6,3	15	5,2	5
Pb	16	16	21	24	16	28	24
Cu	44	13	13	18	15	16	11
B	6	5	3	0,1	14	2,6	0,1
Zr	9(3)	18(1)	5(1)	16(1)		22(2)	
Rb	28	35	27	70		40	
Cs		—					

Базальтовая формация (апт-альбская), развитая в основании вулканогенного разреза Анадырского сектора пояса, отличается резким преобладанием натрия над калием, а наиболее основные члены серии — повышенным содержанием щелочей (натрия).

Андезитовая формация Анадырской зоны имеет более сложное строение, нижняя часть ее представлена андезит-базальтовой ассоциацией, верхняя — андезит-игнимбритовой, сложного переслаивания игнимбритов и андезитов с гомодромным развитием, средняя — слагает собственно андезитовую формацию также с гомодромным развитием (от двупироксеновых к роговообманковым и лейкократовым андезитам). В целом для пород андезитовой формации характерна несколько повышенная щелочность (табл. 80). Трахиандезитовый уклон наиболее четко проявлен для основных пород апт-альбского возраста, а также для кислых членов этой серии сеноман-туронской ассоциации. По сравнению с базальтовой формацией в целом состав пород андезитовой формации более калиевый. Соотношение K/Na увеличивается в породах комплекса в западных частях зоны (Еропольское поле). Базальты базальтовой и андезитовой формаций относятся к высокоглиноземистому типу.

Игнимбритовая формация, а также игнимбрит-андезитовая близки по соотношениям щелочей, но по известковистости они различаются. В целом для Анадырской

## Схема корреляции вулканогенных формаций и ассоциаций Чукотского звена

(Белый, 1977; 1978)	Возраст	Анадырский сектор	Центрально-Чукотский сектор (Чаунская зона)	Восточно-Чукотская фланговая зона
Сеноман	Палеоген	Внутренняя зона Контрастная формация Ассоциации: а) базальт-трахибазальтовая б) трахибазальт-трахилипаритовая	Внутренняя зона Базальт-трахибазальт-трахидацитовая формация	Контрастная формация Ассоциации: а) базальт- (трахиандезит) -трахилипаритовая б) базальт- (трахибазальт) -трахидацитовая
	Сенон	Внутренняя зона Липаритовая (игнимбритовая) формация, объем 5 тыс. км <sup>3</sup>	Внутренняя зона Липаритовая (игнимбритовая) формация, верхняя, объем 19 тыс. км <sup>3</sup>	
Альб	Турон	Внешняя зона Формации: I. а) андезит-базальтовая б) андезит-игнимбритовая	Внешняя зона Формации: I. а) андезит-базальтовая формация (редко) б) игнимбрит-андезитовая	Формации: а) липаритовая б) липарит-андезитовая (Мечигменское поле)
	Турон	Внутренняя зона Формации: II. а) андезитовая б) базальтовая	Внутренняя зона II. андезитовая формация	
	Сеноман-альб-апт?	I. Внутренняя зона базальтовая формация, андезиты редки, развиты на поднятиях Внешняя зона Формации: II. а) андезитовая формация б) базальтовая	Липаритовая (игнимбритовая) формация (нижняя) I цикл: а) липариты б) андезито-дациты II цикл: а) липариты б) андезито-дациты	Андезитовая формация

## Характерные особенности

1. Преобладает андезитовая формация
2. Гомодромная эволюция вулканизма
3. Натровый тип серии вулканитов
4. Преобладают раннемеловые вулканиты (80%)

1. Преобладает игнимбритовая формация
2. Общая антидромная эволюция вулканизма
3. Калиевый тип серии вулканитов
4. Преобладают раннемеловые вулканиты (80%)

1. Преобладает андезитовая формация
2. Гомодромная эволюция меловых комплексов
3. Калиевый тип серии вулканитов
4. Преобладают раннемеловые вулканиты (60%)

## Структуры основания

1. Вулканогенно-осадочные породы Олонойско-Алазейской эвгеосинклинальной системы
2. Тайгоноская палеоостровная дуга

Терригенные толщи миогеосинклинальной Чукотской системы

1. Кристаллические массивы
2. Терригенные толщи миогеосинклинальной Чукотской системы

Таблица 82

Формации	Анадырский сектор				Центрально-Чукотский сектор			
	всего		нижняя серия		всего		нижняя серия	
	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%
Базальтовые	27000	24,5	12000	10,9	8000	5,7	0	0
Андезитовые	78000	70,9	78000	70,9	33000	23,6	33000	23,6
Игнимбри- товые	5000	4,6	0	0	99000	70,7	80000	57,0

зоны отмечается гомодромное развитие вулканизма с раскислением последующих фаз извержений, увеличением отношения K/Na и общей щелочности. Эволюционный процесс развития протекал плавно. Однако игнимбритовый комплекс обособлен и развивался самостоятельно. По времени соответствовал становлению гранитоидов охотского комплекса.

В Центральной Чукотке (Чаунской зоне) формационный состав и эволюция вулканизма имели несколько иной характер. Нижняя базальтовая формация отсутствует, а вместо нее широко развита игнимбритовая (липаритовая). Породы игнимбритовой формации составляют большую часть общего объема изверженных пород (более 60%). Как сказано у В.Ф. Белого (1969, 1977), для этой зоны характерна вулканическая цикличность с антидромным направлением. Ранние извержения (алькаквуньская свита) являются наиболее кремнекислотными и калиевыми по сравнению с остальными. Парагенезисы вкрапленников, представленные кварц-ортоклазом и биотитом, подчеркивают калиевый химизм этих пород. В породах более верхнего горизонта петрохимический состав меняется с увеличением основности и доли натрия. В наиболее верхних горизонтах появляются андезиты. Извержениями андезитов завершается первый цикл.

Ко второму циклу относятся породы пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит. Начальные извержения представлены более кислыми породами — отношение K/Na значительно ниже по сравнению с породами начальных фаз извержений первого цикла. Последующая эволюция состава сопровождалась увеличением основности (натровости) пород и завершалась извержением лав андезитов и базальтов.

Андезитовая формация Центральной Чукотки в объемном отношении значительно уступает предыдущей. Она исключительно развита во внутренней зоне. Для нее, как и для Анадырского сектора, характерно сложное строение (козквуньская свита). Особенности резкого латерального изменения состава пород позволили В.Ф. Белому (1969) здесь выделить две формации: андезито-базальтовую и игнимбри-андезитовую (контрастную, по В.Ф. Белому). Для каждой ассоциации характерно отклонение составов в наиболее кислых сериях пород к щелочным разностям вплоть до появления трахитов и трахиандезитов. Направление и эволюция пород комплекса в целом имеют гомодромный характер.

Липаритовая (игнимбритовая) формация (верхняя) в Центрально-Чукотском секторе составляет около 14% от общего объема лав и пирокластов района и развита в основном во внутренней зоне. По химическому составу игнимбриты близки к кислым породам игнимбритовой формации альбского возраста, но несколько отличаются более высокой щелочностью в наиболее кислых дифференциатах. Общее развитие вулканизма этого этапа было гомодромно.

Контрастная формация базальт-липаритового состава в Анадырском секторе развита весьма ограниченно, и ее объемы составляют более 13% от объемов всех вулкаников, в Центрально- и Восточно-Чукотских секторах — меньше 5%. По составу они отклоняются к щелочным типам пород с высоким отношением K/Na. Среди продуктов дифференциации известны трахиты и трахилипариты, редко встречаются игнимбриты трахилипаритового состава. Экструзии и дайки немногочисленны, здесь известны интрузии щелочных гранитов.

В заключение необходимо подчеркнуть основные особенности Чукотского звена пояса. Прежде следует отметить, что магматизм этой части, как и всего пояса в

целом, имеет черты самостоятельности, не связанные ни с магматизмом орогенной стадии складчатых структур фундамента, на которых он заложен (Верхояно-Чукотский), ни с андезитовой геосинклиналью пояса (Тайгоносской зоной Корякско-Анадырской системы).

Во-первых, структуры пояса по характеру взаимоотношения являются наложенными, связанными с протяженными глубинными разломами. Во-вторых, отсутствуют преемственность и эволюционная связь в развитии вулканизма, так как к началу заложения пояса (оксфорд-альб) в структурах основания (внешней) западной части пояса (Верхояно-Чукотской области) произошли инверсия, складчатость и становление гранитоидов калиевого типа и образовалась обширная область с гетерогенной континентальной корой. А восточнее (внутренняя зона) вплоть до альба находилась область с корой переходного типа, в которую входили структуры Тайгоносской зоны, где имели место дифференциально-вертикальные движения с растяжением, так как еще восточнее, в Анадырско-Корякской системе, в это время усилилось прогибание.

Особенности строения фундамента определили структурную зональность Чукотского звена пояса, которая подчеркивается петрохимически и формационно. Структурная зональность выражена тем, что во внешней зоне развиты в основном структуры центрального типа, тогда как во внутренней широкие развитие имеют линейные прогибы, связанные с разломами и растяжением.

Петрохимическая зональность определяется изменением составов пород в близких по возрасту комплексов, особенно соотношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и суммы щелочей, что наиболее контрастно проявлено при сравнении пород внешней и внутренней зон Анадырского и Пенжинского секторов (Белый, 1978). Наибольшая контрастностью петрохимического состава отличаются нижние формации (базальтовая, игнимбритовая и андезитовая) в обеих зонах Чукотского звена. Высокоглиноземистость базальта свойственна внутренней зоне, андезита — внешней.

В Восточно-Чукотской фланговой зоне и особенно в Центрально-Чукотском секторе развиты липаритовые (игнимбритовые) формации и их ассоциации (см. табл. 75; рис. 51).

Поперечная зональность звена пояса, отражением которого является наличие секторов Анадырского и Центрально-Чукотского, обусловлена характером строения и составом фундамента. Породы Анадырского сектора, заложенные на эвгеосинклинальных структурах Олойско-Алазейской зоны, обладают ярко выраженной натровой спецификой, наиболее отчетливо проявленной в кислых эффузивно-экструзивных, особенно интрузивных, фациях (кавраляньские гранитоиды). Породы Центрально-Чукотского сектора, в основании которого развиты мощные песчано-сланцевые миогеосинклинальные комплексы Чукотской системы, имеют "калиевую" тенденцию, пересыщены глиноземом, а кислые лавы наиболее известковистые.

Общая стройная зональность обоих зон нарушается в Восточно-Чукотском отрезке пояса. Здесь появляются комплексы эффузивных, экструзивных и интрузивных образований субщелочного состава с натровой и "калиевой" тенденцией в эволюции. Основными структурами являются кольцевые разных порядков (от первых км до сотен в диаметре) депрессионного и купольного типа.

Таким образом, во всех секторах и зонах Чукотского звена пояса основным механизмом формирования структур был механизм компенсационных опусканий. Наиболее ярко это проявилось во внутренней зоне пояса, где он заложен на структурах Тайгоносской зоны вдоль серии параллельных протяженных глубинных разломов северо-восточного направления, а также сопряженных с ними северо-западных зон растяжения или сжатия, которые фиксируются либо грабеноподобными впадинами, либо кольцевыми вулкано-купольными поднятиями с выходами интрузивных массивов, трассирующихся вдоль этих зон (Наяхан-Коркодонская, Омолон-Тылхойская и др.). Они протягиваются далеко в глубь континента, но генетически связаны с формированием Охотско-Чукотского пояса. В связи с этим вряд ли вызывает сомнение, что вся эта мощная тектоно-магматическая система, включающая все зоны Охотско-Чукотского пояса, а также тыловые зоны, расположенные западнее, в пределах мезозойд и древних массивов (Омолонского, Эскимосского и др.) и связанные структурно и генетически, обусловлена единой меловой тектоно-магматической активизацией, причина которой еще не совсем ясна.

## ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Восточно-Сихотэ-Алинский (рис. 52) вулканический пояс представляет собой полосу вулканогенных и связанных с ними интрузивных образований позднемелового—палеогенового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива более чем на 1000 км при средней ширине 35—40 км (от 20 до 90 км). По геофизическим данным (Беляевский, 1974), поясу соответствует валообразное поднятие поверхностей Мохоровичича, где мощность неоднородной по строению земной коры составляет 25 км (в районе Татарского пролива не более 20 км).

В структурном отношении пояс приурочен к стыку мезозойской складчатой области, имеющей с позднемеловой эпохи тенденцию к воздыманию, одновременно с прогибавшимися структурами Западного Сахалина и Японской впадины. Эта зона сочленения была наиболее благоприятна для возникновения крупных разломов, во многих случаях косо ориентированных к простиранию мезозойских складчатых структур Сихотэ-Алина (Иванов, 1961). Главными разломами, обусловившими заложение и развитие пояса, являются структурные швы: Восточный, ограничивающий пояс с запада; Береговой, проходящий по подножию материкового склона. В последние годы установлена значительная роль поперечных разломов, разбивающих структуру вулканического пояса и складчатых мезозойских блоков с различной металлогенной (Баскина и др., 1973; Изох, 1966; Фаворская и др., 1966; и др.).

Фундаментом пояса служат палеозойско-мезозойские геосинклинальные образования, смятые в крупные складки северо-восточного и субмеридионального простирания. Одной из особенностей субстрата является наличие в нем апт-альбских вулканогенно-осадочных толщ, формирующих, как показывают исследования последних лет, структуры типа палеостровных дуг. Установлено, что структурное положение, формационный состав и количество вулканогенных накоплений пояса тесно связаны с составом и строением фундамента. В районах, где пояс залегают на островодужных апт-альбских вулканогенно-осадочных образованиях, он несет признаки структурной унаследованности, характеризуется наибольшей мощностью вулканических накоплений и широким развитием вулканических продуктов среднего—основного состава. На более древних образованиях пояс залегают резко несогласно, характеризуется сокращенной мощностью или выпадением из разреза вулканогенных толщ среднего—основного состава и широким развитием кислого магматизма.

Рассматривая Восточно-Сихотэ-Алинский пояс, мы условно подразделяем его на три сектора: Северный, протягивающийся от низовьев р. Амур до истоков р. Анюй; Центральный — от истоков р. Самарги до бассейна р. Джигитовки в Тернейском районе Приморья; Южный, включающий южную часть Тернейского района, Дальнегорский и Ольгинский районы. Различные сектора пояса имеют свои особенности и разную степень геологической изученности, поэтому сначала характеризуется северный сектор (фланг) пояса, потом центральный и южный совместно.

### Северный сектор

Северный сектор представляет собой фланговую часть Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, условно ограниченную субширотной зоной разломов, проходящей вдоль северного края Нельминского базальтового плато. Для этой части пояса характерно изменение направления полей вулканических образований с северо-восточного на меридиональное. Условно северный сектор, как в целом и весь пояс, можно разделить на внешнюю и внутреннюю (располагающуюся вдоль береговой полосы) зоны. В пределах последней устанавливается рифтогенный Совгаванско-Кизинский прогиб, выполненный комплексами молодых миоцен-плиоценовых базальтов. Здесь основными структурными элементами являются вулканотектонические депрессии и поперечные к ним линейные депрессии, развитые вдоль широтных зон растяжения. По последним молодые базальты проникают далеко на запад за пределы полосы мезозойских вулканитов.

Во внешней части пояса широко развиты сводовые структуры, большей частью представляющие собой крупные магматогенные поднятия, в которых проявлены

интрузивные фации, а также разрозненные кальдеры и купольные экструзивно-интрузивные комплексы. Кроме того, характерным структурным элементом внешних районов являются субширотные раздвиговые зоны типа линейных грабенов, выполненные, как правило, экструзивно-эффузивными покровами и руинами вулканов.

Среди сводовых поднятий магматогенного типа устанавливаются такие крупные структуры, как Бутту-Коппинская, Хуту-Джаурская, Тумнинская, Нижнеамурская, которые обычно выделяются как крупные магматические ареалы или вулканические поля (Сухов, 1975; Карта вулcano-тектонических структур, 1980).

В депрессионных структурах преобладают вулканогенно-эффузивные и экструзивно-интрузивные образования, которые на основе стратиграфической корреляции сопоставимы, с одной стороны, с подобными образованиями вулканических структур и зон Монголо-Охотского ряда (Ульбанской, Мяо-Чанской и др.), а с другой — с комплексами и свитами Центральной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Стратиграфическая корреляция мезозойских образований, 1978).

Формационный состав всех вулканогенных образований северного сектора характеризуется большим разнообразием и отражает последовательную эволюцию магматизма: от начальных андезитовых формаций к кислым — липаритовым, липарит-дацитовым, дацит-андезито-базальтовым и контрастным (бимодальным) — и к завершающим — базальтовой и оливин-базальтовой. Этот последовательный ряд формаций характеризует этапы заложения, максимальной активизации и завершающей консолидации структур вулканического пояса.

Более детально изучены Нижнеамурская и Тумнинская зоны, которые более полно характеризуют вулканизм северного сектора.

Нижнеамурская вулканическая зона представляет собой самую северную часть Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В отличие от других она наиболее хорошо изучена благодаря работам Нижнеамурской экспедиции Мингео СССР, а также обобщающим работам В.И. Сухова (1975), В.Э. Пилацкого (1982), Ю.А. Мартынова (1978, 1980) и др.

В структурном отношении зона представляет собой крупный свод, ограниченный серией дуговых разломов. Он характеризуется концентрической зональностью: в краевых его частях развиты породы фундамента, а центральная часть представлена опущенным блоком — вулcano-тектоническим грабеном, выполненным более молодыми вулканогенными образованиями. При этом более ранние по возрасту эффузивы развиты в основном по периферии грабена (туронские, сенонские и маастрихт-датские образования). Интрузивные фации также приурочены к краевым его частям. Фундаментом зоны на западе служат триас-юрские кремнисто-песчано-глинистые толщи приохотской структурно-формационной зоны, а на востоке — позднегеосинклинальные песчано-глинистые толщи альб-сеноманского возраста Сихотэ-Алинской структуры. Эти две структуры с запада и востока окаймляют "жесткий" блок, в основании которого находится консолидированный палеозойский фундамент (Тахтинский массив; Салун, 1978).

Позднемеловые вулканогенные образования Нижнеамурской зоны подразделяются на четыре свиты (больбинскую, татаркинскую, вулканогенно-осадочную маломихайловскую и чхильскую). Лавовые, пирокластические, а также экструзивные образования больбинской свиты объединяются в больбинский комплекс. Вулканические породы татаркинской, маломихайловской и чхильской свит совместно с их экструзивными и субвулканическими комагматами рассматриваются как представители одного эффузивно-экструзивного комплекса — татаркинского. Объединение трех стратиграфических подразделений в один комплекс имеет условный характер, но близость их петрохимических особенностей, приуроченность к одним и тем же вулcano-тектоническим структурам, позволяет объединить их в единый комплекс.

Вулканогенные породы самаргинской свиты пестрого состава объединены в самаргинский комплекс. В некоторых структурах верхняя часть самаргинской свиты выделяется в самостоятельную свиту, либо богопольскую (по аналогии с южным сектором пояса), либо в иннокентьевскую. Развитие таких пород имеет узкий локальный характер, а в большинстве они не отделимы от самаргинской свиты. В связи с этим мы не выделяем их в самостоятельный комплекс.

Основные эффузивы кузнецовской свиты, распространенные в кольцевых депрессионных структурах (Бухтянской, Коль-Тывлинской и др.), объединены в кузнецовский комплекс, который совместно с кислыми эффузивами колчанской свиты (колчанский и масловский комплексы, Бухтянская, Масловская, Белогорская и другие структуры) представляет контрастную базальт-липаритовую формацию.

Тумнинская зона расположена на юге северного сектора, где она сочленяется с центральным звеном Сихотэ-Алинского пояса. Она вытянута в северо-восточном направлении на 150—180 км при ширине не более 40—45 км (Сухов, 1975). Фундаментом зоны служат осадочно-вулканогенные образования Сихотэ-Алинского синклинария и северная часть предполагаемого "жесткого" Анюйского блока. В составе мезозойских геосинклинальных образований укгурской свиты известны покровы спилитов мощностью до 200—250 м, а также туфогенные и тефроидные породы, близкие по составу к эффузивному апт-альбскому комплексу Самаргинского района.

Основные структуры Тумнинской зоны — кольцевые структуры вулканокупольного поднятия и кальдерные провалы, хорошо фиксирующиеся на космических и аэрофотоснимках, осложнены широтными и северо-восточными разломами, среди которых наибольший интерес представляет зона широтных разломов к северу от Советской Гавани, определяющая направление экструзивно-интрузивных комплексов (Дюкалинский массив и др.), а также северо-восточного направления, видимо являющегося продолжением Восточной сдвиговой зоны. Кольцевые структуры — кальдерные провалы сложного строения с экструзивными комплексами, как правило, разрознены и сформированы на позднем этапе развития пояса. Размеры этих структур обычно не более 15—25 км в диаметре. Это — Окдосокинская, Агду-Тумнинская, Тумринская, Туличинская и ряд других структур. По возрасту и составу выделяется несколько комплексов: нижний больбинский андезитовый, который, по данным некоторых геологов (Палагин, Мартынюк и др.), сопоставляется с амутской свитой; татаркинский (приморский), самаргинский, богопольский (условно), кузнецовский; их аналоги. Широко развиты экструзивные и интрузивные аналоги этих комплексов диорит-гранодиорит-гранитного состава, которые условно могут быть сопоставимы с интрузивными комплексами центрального сектора.

Таким образом, эффузивно-экструзивные комплексы обеих зон в целом поддерживают возрастную корреляцию между собой, хотя их составы и мощности меняются. Характерна как латеральная, так и продольная изменчивость. Это, прежде всего, выражается в содержании щелочей и изменении формационной принадлежности.

Вулканогенные образования больбинской свиты и ее аналогов объединяются в андезитовую формацию; породы татаркинской (приморской), самаргинской, богопольской свит и их аналогов — в андезито-дацит-липаритовую, а эффузивы и экструзии кузнецовской и колчанской свит — в контрастную базальт-липаритовую формацию. Для двух первых формаций характерна латеральная изменчивость, которая определяется для андезитовой формации появлением в западных структурных зонах более щелочных лав — трахиандезитовых и монцодиоритовых экструзий, для андезито-дацит-липаритовой — преобладанием кислых эффузивов над андезитами в западных структурах. Для контрастной формации более характерна продольная зональность, более ярко выраженная в экструзивно-интрузивных фациях появлением щелочных и субщелочных гранитов калиевого и натрового ряда. Это свойственно для южной части сектора, где отмечаются наряду с эгириновыми и арфведсонитовыми гранитами еще и граниты с повышенной калиевоcтью.

Больбинский эффузивно-экструзивный комплекс включает преимущественно средние по составу вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования, несогласно залегающие на мезозойском складчатом основании и охарактеризованные раннесенонским комплексом флоры либо радиологическими определениями возраста со значениями в интервале 90—77,5 млн. лет. К нему относятся андезиты, андезито-базальты, их лавобрекчии, туфы среднего состава, туфогенно-осадочные и осадочные породы. Многие исследователи отмечают невыдержанность мощностей и пестрый фациальный состав вулканитов комплекса. В северной части рассматриваемой территории (правобережье

р. Амур, между пос. Тыр и оз. Кади), по данным Л.П. Ботылевой, В.И. Сухова, З.П. Потаповой и других исследователей (Салун, 1978), стратифицируемые отложения отчетливо подразделяются на две толщи, нижняя из которых представлена ритмичным чередованием туфов и андезитов, а верхняя, начинающаяся мощной пачкой туфобрекчий, сложена покровами андезитовых лав.

Существование туфовый состав стратифицируемых отложений больбинского комплекса, по данным М.К. Дьякова, наблюдается в бассейнах рек Мы, Хузи, Тыми. На юге рассматриваемой территории (бассейн р. Чичимар), по данным Е.А. Тинькова, в строении комплекса принимают участие главным образом лавовые фации вулканитов. Часто отмечаются также осадочные и туфогенно-осадочные породы — алевролиты, песчаники, туффиты, туфоконгломераты, линзы яшм, переслаивающиеся с лавами андезитового состава.

Мощность стратиграфируемых отложений больбинского комплекса, по данным различных исследователей, колеблется от 250 до 900 м. Экструзивные и субвулканические тела, комагматичные покровными фациям, имеют трубко-, воронко- и штокообразную форму, сложены андезитами, андезито-базальтами и, реже, более кислыми породами.

В петрохимическом отношении образования комплекса могут быть отнесены к известково-щелочной серии, высокоглиноземистым типам со щелочным уклоном. В геохимическом отношении породы комплекса изучены слабо.

К татаркинскому эффузивно-экструзивному комплексу отнесены существенно кислые вулканогенные образования сенон-датского, датского возраста, залегающие на андезитах больбинского комплекса или на мезозойском складчатом основании с абсолютным возрастом 84—70 млн. лет. Вулканиты этого возраста пользуются довольно широким распространением в северной, реже — в центральной и южной частях рассматриваемой территории. На поверхность они выходят главным образом в виде тектонических блоков по периферии более молодых вулкано-тектонических структур палеогенового и неогенового возраста и являются реликтами обширных покровов, сложенных туфами, игнимбритами и, реже, лавами дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава.

Разрезы стратифицируемых отложений комплекса в северной и южной части площади несколько различаются. В Нижнем Приамурье, а также в бассейнах рек Мы, Хузи, Тыми, в основании их разреза наблюдается толща вулканитов умеренно-кислого состава. Это преимущественно игнимбриды, лавы, кристалло- и, реже, литокластические туфы липарито-дацитового, дацитового составов, которые в стратиграфических схемах выделяются в собственно татаркинскую свиту. Выше них залегают толща, сложенная более кислыми породами, преимущественно липаритового состава — игнимбритами, туфами и, реже, лавами (чхильская свита). Молассоидные отложения верхних частей разреза, охарактеризованные цаганской флорой и состоящие преимущественно из пород кислого состава, в стратиграфических схемах выделяются в самостоятельную маломихайловскую свиту. По данным В.Э. Пилацкого, в некоторых разрезах она близка в фациальном отношении к толще липаритового состава, отличающаяся преобладанием туфогенно-осадочных пород.

В пределах южной части рассматриваемой площади (бассейн рек Тумнин, Чичимар) разрез стратифицируемых отложений комплекса, по данным Е.А. Тинькова и О.Ф. Колодезного, начинается с толщи липаритов, туфов и игнимбритов липаритов, реже — липарито-дацитов. В строении разреза здесь принимают участие туффиты и туфогенные песчаники и алевролиты. Мощность стратифицируемых отложений комплекса для северной части площади, по данным В.И. Сухова (1971), составляет 200—1200 м; для южной части, по данным Е.А. Тинькова и О.Ф. Колодезного, — 200—450 м.

Многочисленные маломощные экструзивные тела татаркинского комплекса, являющиеся подводными каналами для пород эффузивных фаций, выходят на поверхность главным образом в пределах наиболее эродированных частей покровов. Форма их дайкообразная, сложены они породами, по составу не отличающимися от эффузивных комагматов.

По петрохимическому составу вулканогенные образования комплекса в различных частях рассматриваемой территории практически не отличаются между собой по содержанию основных петрогенных элементов (табл. 83). На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$  — щелочи (рис. 53), их фигуративные точки попадают в поле

Таблица 83

Средние химические составы вулканитов татаркинского комплекса северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, %

Зона, структура, порода	<i>n</i>	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
<b>Нижнеамурская (центральная часть) зона</b>							
Липарито-дацит	10	68,10	0,42	15,69	2,18	0,87	0,08
Липарит	8	73,13	0,26	13,42	1,13	0,81	0,05
<b>Тыминская и другие зоны (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Липарито-дацит	16	67,11	0,58	15,27	2,96	1,38	0,09
Липарит	6	74,11	0,31	13,42	1,32	0,45	0,05
<b>Тумнинская зона</b>							
Липарито-дацит	5	70,01	0,45	14,68	1,81	1,08	0,11
Липарит	4	75,53	0,21	12,71	1,14	0,45	0,08

Таблица 83 (окончание)

Зона, структура, порода	<i>n</i>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма
<b>Нижнеамурская (центральная часть) зона</b>							
Липарито-дацит	10	0,73	1,45	2,89	4,80	2,11	99,89
Липарит	8	0,52	0,50	2,81	5,59	1,32	99,98
<b>Тыминская и другие зоны (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Липарито-дацит	16	1,31	1,68	3,82	3,16	2,10	99,74
Липарит	6	0,54	0,75	2,92	4,37	1,31	99,70
<b>Тумнинская зона</b>							
Липарито-дацит	5	0,85	1,41	3,54	4,00	1,60	99,80
Липарит	4	0,34	0,49	3,72	4,30	0,75	99,85

Таблица 84

Средние содержания микроэлементов в породах магматических комплексов Нижнеамурской зоны, г/т

Породы	<i>n</i>	Ni	Co	V	Cr
<b>Татаркинский комплекс</b>					
Липарито-дацит	20	8,0	5,0	48,0	5,0
Липарит	15	11,0	5,0	39,0	11,0
<b>Самаргинский комплекс</b>					
Андезито-дацит	17	18,0	14,0	116	26,0
Диорит	7	33,0	40,8	148	36,2
Гранодиорит	6	8,0	7,8	70,2	7,3
Гранит	7	7,5	7,5	54,2	7,5
<b>Кузнецовский комплекс</b>					
Базальт	10	50,0	25,0	167	52,0
Андезито-базальт	36	59,0	26,0	155	55,0
Андезит	14	53,0	13,0	133	52,0

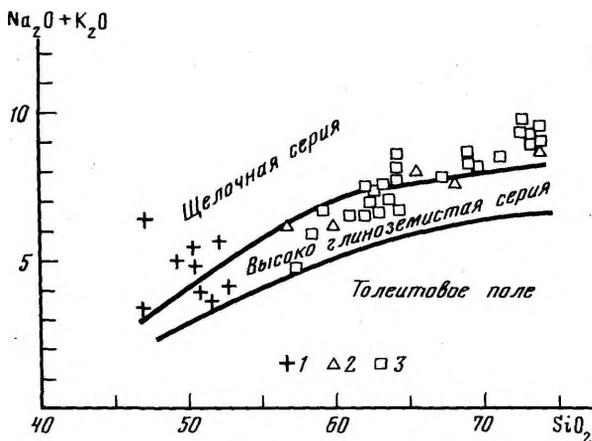


Рис. 53. Классификационная диаграмма "кремнезем-щелочи"

1 — базальтоиды кузнецовского и кизинского комплексов; 2 — вулканогенные образования татаркинского и самаргинского комплексов; 3 — кислые вулканы колчанского комплекса

высокоглиноземистых серий и в ряде случаев располагаются вдоль границы щелочных и высокоглиноземистых серий. Породы комплекса характеризуются преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  ( $Na_2O/K_2O = 0,52-0,88$ ) и низкой величиной отношения  $MgO/FeO + Fe_2O_3 = 0,21-0,31$ . Эволюция пород комплекса идет в направлении роста их кислотности, калиевости при незначительном увеличении железистости.

Сопоставление однотипных пород комплекса из различных частей зоны (табл. 83) показывает, что наибольшей щелочностью и относительной калиевостью отличаются породы центральной части сектора. К периферии увеличивается натровость и меланократовость пород. Эти различия петрохимического состава ощутимы и в распределении микроэлементов, особенно фемафильного профиля, концентрация которых увеличивается к периферии структур. Что же касается рудных элементов, особенно определяющих металлогенический профиль (табл. 84), то их содержание не выше кларкового или несколько ниже, т.е. для пород комплекса не проявлена геохимическая специализация.

Самаргинский комплекс в пределах рассматриваемой территории сложен преимущественно средними (андезитами, андезито-дацитами), реже — кислыми (дацитами,

Cu	B	Pb	Zn	Ag	Sn
<b>Татаркинский комплекс</b>					
17,0	16,0	28,0	44,0	0,04	2,0
24,0	24,0	14,0	43,0	0,06	2,0
<b>Самаргинский комплекс</b>					
98,0	11,0	22,0	56,0	0,07	3,0
92,6	12,2	13,4	71,2	0,10	2,8
31,8	10,8	26,7	70,3	0,09	2,3
24,8	11,2	33,0	33,0	0,06	2,8
<b>Кузнецовский комплекс</b>					
83,0	10,0	10,0	62,0	0,09	3,0
87,0	10,0	14,0	67,0	0,07	3,0
74,0	9,0	8,0	58,0	0,07	3,0

липаритами) породами. В отличие от описанных вулканогенных образований, которые слагают обширные вулканические поля, андезиты и липариты комплекса образуют сравнительно небольшие по размерам изолированные вулканоструктуры. По мнению В.Э. Пилацкого, эти структуры подразделяются на две группы: линейные, связанные с крупными линейными элементами земной коры, и кольцевые. Вулканоструктуры линейного типа расположены главным образом вдоль западной границы вулканического пояса, кольцевые — в центральной и восточной его частях.

Разрезы стратифицируемых отложений самаргинского комплекса в южной и северной частях рассматриваемой площади существенно не отличаются. В пределах линейных вулканоструктур (например, Дильменской) они представлены разнообразными лавами андезитового состава. В центрально-кольцевых структурах вулканокупольного типа — дифференцированной серией: в низах разреза здесь наблюдается толща лав, реже — туфов и игнимбритов андезито-дацитового состава мощностью до 500 м; в верхних частях — толща липаритов и липаритовых игнимбритов мощностью от 40 до 150 м (Сухов, 1971). Иногда, например, согласно О.Ф. Колодезному, в бассейне р. Тумнин нижняя толща сложена преимущественно пирокластическими породами.

Экструзивные и субвулканические образования андезитового комплекса пользуются широким распространением в пределах вулканокупольных структур центрального типа. Они имеют преимущественно штокообразную, реже — дайкообразную форму и сложены андезитами, андезито-дацитами, дацитами и липаритами.

В центральных частях кольцевых вулканокупольных структур, особенно в северной части района, наблюдаются выходы на поверхность сложно дифференцированных массивов гранитоидов палеоценового возраста, которые являются комагматами вулканитов андезитового комплекса.

По петрохимическому составу породы комплекса относятся к высокоглиноземистой серии с некоторым уклоном к щелочным разностям. Это наиболее выражено в дацитовой части, где появляются трахидацитовые разности. В андезитах, андезито-дацитах  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,08-1,57$ ). Для липарито-дацитов и липаритов характерно преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . С ростом кислотности пород отмечается незначительное возрастание их железистости с изменением отношения  $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  от 0,43—0,40 до 0,24—0,35 (табл. 85).

Липариты и липарито-дациты самаргинского комплекса близки по содержанию петрогенных элементов к соответствующим по кислотности вулканитам татаркинского комплекса, отличаясь несколько повышенной магнезиальностью и натровостью.

Сопоставление петрохимического состава пород комплекса вулканоструктур центральных и периферийных частей зоны показывает, что наиболее высокой щелочностью и калиевоностью обладают породы центральных структур, а к периферии (Тыминская структура, табл. 85) увеличиваются общие меланократовость, натровость, известковистость. Еще более контрастно эта тенденция проявляется при сравнении с вулканитами Тумнинской зоны (см. табл. 85), где высокая натровость характерна и для кислых пород, а в интрузивных фациях фиксируется появление натровых щелочных гранитов с эгирином и арфведсонитом.

В геохимическом отношении для некоторых пород комплекса устанавливается определенная специализация: повышенные содержания серебра, меди и частично олова характерны для экструзивно-интрузивных фаций диорит-гранодиоритового состава (см. табл. 84).

Породы кузнецовского комплекса (54—63 млн. лет) слагают два типа структур: крупные, кольцевые или грабенообразные депрессии площадью до 700 кв. км, примером которых могут служить Амуро-Акчинская и Коль-Тывлинская структуры в северной части сектора, сравнительно небольшие, узкие линейные грабены, трасирующие зоны глубинных разломов. Разрез стратифицируемых отложений комплекса в пределах этих структур различен. В крупных структурах он представлен гомодромной серией базальт — андезито-базальт — андезит, причем андезиты пользуются очень небольшим распространением. Линейные грабены выполнены слабодифференцированной серией пород базальтового состава.

Разрезы стратифицируемых отложений комплекса в обоих типах структур характеризуются чередованием массивных, пористых, афировых и порфировых разностей. Мощность отдельных потоков колеблется от 1,5 до 15 м. Потоки в рельефе часто

Таблица 85

Средние химические составы вулканитов самаргинского комплекса северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, %

Зона, структура порода	<i>n</i>	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
<b>Нижнеамурская, Маркрамская, Дыльменская</b>							
Андезит	6	56,37	0,82	17,31	3,19	4,65	0,12
Андезито-дацит	12	64,91	0,55	16,29	2,17	2,02	0,60
Липарито-дацит	5	68,48	0,43	15,28	2,03	1,26	0,07
Липарит	7	72,69	0,21	13,85	0,89	1,29	0,06
<b>Тыминская и др., южное обрамление (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Андезит	9	57,44	0,90	17,10	4,19	3,25	0,13
Андезито-дацит	7	61,49	0,81	16,44	4,00	1,71	0,10
Липарито-дацит	3	68,41	0,32	14,46	1,91	0,48	0,18
<b>Тумнинская, Тулучинская, Агду-Тумнинская</b>							
Андезито-базальт	4	52,83	0,96	19,22	3,19	5,06	0,15
Андезит	14	56,56	0,97	17,52	3,48	3,56	0,13
Андезито-дацит	13	61,17	0,85	15,98	2,79	3,39	0,12
Дацит	13	65,13	0,66	15,90	2,35	1,67	0,10
Липарит	3	70,67	0,36	14,61	1,07	1,29	0,04

Таблица 85 (окончание)

Зона, структура порода	<i>n</i>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
<b>Нижнеамурская, Маркрамская, Дыльменская</b>							
Андезит	6	3,35	6,27	2,95	1,90	1,20	99,64
Андезито-дацит	12	1,57	2,64	4,02	3,84	1,25	99,91
Липарито-дацит	5	0,78	1,99	3,67	4,54	0,92	99,65
Липарит	7	0,51	1,07	3,07	4,20	0,84	99,82
<b>Тыминская и др., южное обрамление (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Андезит	9	2,81	5,53	3,01	2,40	2,10	99,80
Андезито-дацит	7	2,38	4,45	3,74	2,39	1,81	99,72
Липарито-дацит	3	0,70	2,69	2,90	3,19	4,11	99,57
<b>Тумнинская, Тулучинская, Агду-Тумнинская</b>							
Андезито-базальт	4	3,27	7,48	3,29	1,57	1,83	99,60
Андезит	14	3,14	6,43	3,36	1,99	1,46	99,79
Андезито-дацит	13	2,46	4,40	4,30	2,74	1,70	99,95
Дацит	13	1,39	3,22	3,93	3,71	1,14	99,65
Липарит	3	0,97	1,89	3,79	3,54	0,85	99,60

фиксируются уступами. Количество туфов, как правило, не велико, хотя, по данным О.Ф. Колодезного и С.А. Салуна (1973), в бассейне р. Тумнин и в береговых обрывах Татарского пролива южнее р. Нельма в разрезе комплекса преобладают туфы основного состава различной размерности и туфогенно-осадочные породы. Мощность стратифицируемых отложений кузнецовского комплекса — до 400 м.

Экструзивные и субвулканические тела комплекса пользуются ограниченным распространением. Форма их лакколито- и дайкообразная, сложены они долеритами, андезитами и, реже, габбро-норитами.

Вулканогенные образования комплекса в разных частях рассматриваемой

Таблица 86

Средние химические составы вулканитов  
кузнецовского комплекса Нижнеамурской зоны, %

Породы	<i>n</i>	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
<b>Амуро-Акчинская и др. (Нижнее Приамурье) структуры</b>							
Базальт	10	48,81	1,21	18,32	3,91	6,29	0,18
Андезито-базальт	16	52,17	1,33	17,99	3,34	5,37	0,16
Андезит	8	59,32	0,69	17,24	2,78	3,74	0,12
<b>Тыминская и др. структуры южного обрамления (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Трахибазальт	3	48,68	1,51	18,71	4,14	4,01	0,14
Базальт	10	52,06	1,19	18,60	6,47	2,65	0,16
Андезито-базальт	10	54,92	0,95	17,65	3,83	3,69	0,10

Таблица 86 (окончание)

Породы	<i>n</i>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма
<b>Амуро-Акчинская и др. (Нижнее Приамурье) структуры</b>							
Базальт	10	5,83	8,66	3,50	1,22	1,69	99,71
Андезито-базальт	16	5,17	8,10	3,17	1,40	1,03	99,66
Андезит	8	2,76	5,52	3,90	1,80	1,39	99,81
<b>Тыминская и др. структуры южного обрамления (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>							
Трахибазальт	3	4,51	8,54	3,04	1,13	1,89	99,58
Базальт	10	4,32	7,36	3,26	1,50	1,92	99,82
Андезито-базальт	10	3,95	6,56	3,38	1,88	1,65	99,64

территории практически не различаются между собой по содержанию основных петрогенных элементов (табл. 86).

Базальты и андезито-базальты кузнецовского комплекса по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17,24–18,71) следует относить к высокоглиноземистым базальтам, хотя по сравнению с высокоглиноземистыми базальтами островных дуг для них характерно несколько повышенное содержание щелочей, главным образом K<sub>2</sub>O. На диаграмме "SiO<sub>2</sub> – щелочи" их фигуративные точки ложатся на ту и другую сторону от границы высокоглиноземистой и щелочной серий.

С ростом кислотности пород от базальтов до андезитов незначительно возрастает содержание K<sub>2</sub>O (величина отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O уменьшается с 2,87–2,60 до 2,20–1,80) и падает магнезиальность.

В распределении малых элементов (см. табл. 84) следует подчеркнуть несколько повышенные содержания олова и серебра.

Колчанский и масловский комплексы (28–40 млн. лет) генетически и структурно связаны с базальтоидами кузнецовского комплекса. Строение комплексов наиболее детально изучено в северной части площади в пределах Амуро-Акчинской полигенной структуры.

Эта структура расположена в низовьях Амура, недалеко от его устья (рис. 54). Форма структуры – неправильный овал с северо-восточным удлинением, площадью около 700 кв. км. Структура сложена разновозрастными породами контрастной формации. Базальтоиды кузнецовского комплекса слагают основание структуры и в современном эрозионном срезе выходят главным образом по периферии вулканоструктуры. Более молодые базальты обнажаются в центральных частях. Породы колчанского комплекса, залегающие стратиграфически выше, в пределах структуры

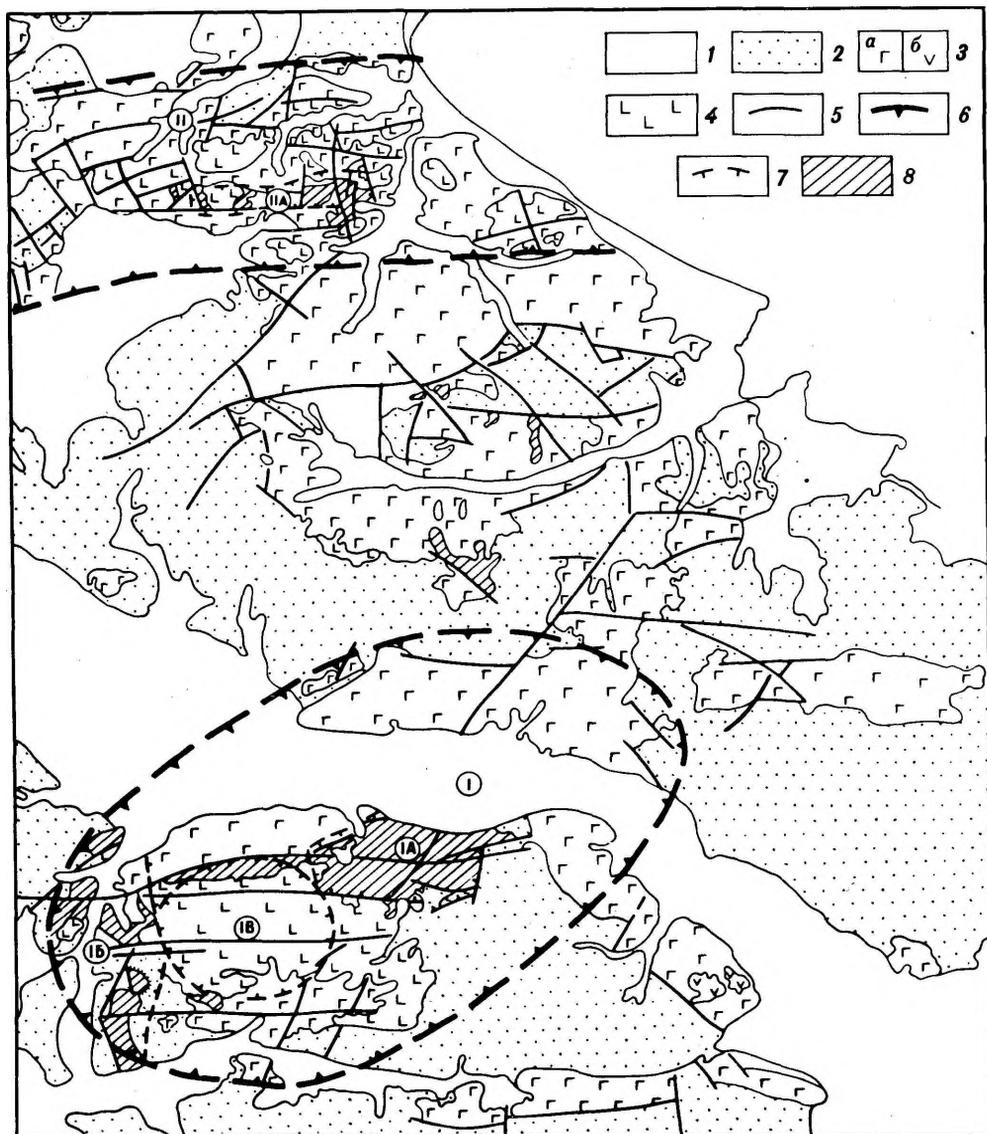


Рис. 54. Схематическая геологическая карта северной части Нижнеамурской вулканической зоны

1 — аллювиальные отложения; 2 — осадочные и магматические образования позднемелового-палеоценового возраста; 3 — основные вулканы кузнецовского комплекса: базальты и андезитобазальты (а), андезиты (б); 4 — кислые и средние вулканы колчанского комплекса; 5 — геологические границы; 6 — границы полигенных вулканотектонических структур; 7 — границы грабенообразных вулканотектонических депрессий, выполненных породами колчанского комплекса; 8 — андезитобазальты кизинского комплекса. Цифрами на рисунке обозначены: I — Амуро-Акчинская полигенная структура, IA — Бухтыанская грабен-кальдера, IB — Масловская грабен-кальдера, II — Денисовская структура; IIА — Коль-Тывлинская полигенная структура, IIБ — Белогорская грабен-кальдера

Таблица 87

Средние химические составы вулканитов масловского  
и колчанского комплексов северной части  
Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, %

Породы	n	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*	Сумма
<b>Нижнеамурская зона</b>													
<b>Масловская, Бухтянская структура</b>													
<b>Масловский комплекс</b>													
Липаритовый игнимбрит	3	71,69	0,84	13,80	1,57	0,94	0,09	1,03	1,18	3,44	3,74	1,04	99,80
<b>Колчанский комплекс</b>													
Плагиолипарит	16	72,78	0,26	14,08	1,41	0,40	0,09	0,47	0,81	4,10	4,41	0,84	99,94
Липарито-дацит	13	68,15	0,40	15,78	2,25	1,26	0,08	1,01	1,49	4,09	4,01	1,45	99,91
Андезито-дацит	25	61,51	0,70	17,42	3,81	1,26	0,09	1,69	3,48	3,89	2,71	1,49	99,95
<b>Тыминская и др. структуры (бассейн рек Мы, Хузи, Тыми)</b>													
<b>Колчанский комплекс</b>													
Липарит	1	70,04	0,44	14,60	2,05	0,79	0,09	0,96	1,82	3,76	4,16	1,24	100,07
Липарито-дацит	6	68,35	0,38	15,38	2,52	0,86	0,09	1,16	2,02	3,97	3,09	1,36	99,58
Андезито-дацит	7	64,46	0,65	16,05	2,98	1,58	0,11	1,41	3,22	3,66	3,37	1,41	99,62
<b>Тумнинская (бассейн р. Чичимар) структура</b>													
<b>Колчанский комплекс</b>													
Липарит	9	74,77	0,20	13,30	1,20	0,36	0,07	0,33	0,32	3,76	4,95	0,76	99,90
Трахилипарит	19	71,18	0,38	14,11	1,57	0,71	0,08	0,52	0,84	4,20	4,62	0,77	99,86
Липарито-дацит	1	67,92	0,70	15,20	2,14	1,47	0,14	0,16	1,64	4,79	4,10	1,07	99,53

выполняют две небольшие депрессии — Масловскую и Бухтянскую. Кроме этих двух структур, кислые породы комплекса образуют крупный ареал в междуречье Амура и Акчи.

Проявления контрастного вулканизма локализованы в определенных структурах. Это линейные депрессии, простирающие которых обусловлено тектоническими нарушениями с последующей вулканической активностью вдоль них со сменой во времени излияний базальтовых лав эксплозиями и экструзиями кислых расплавов и формированием купольных структур вдоль трещинных зон. Миграция вулканизма вдоль одной разрывной структуры, в которой этапы растяжения сменялись периодами сжатия и формированием экструзивных куполов кислого состава, определяет образование своеобразных структур, названных "грабен-кальдерами" (Мартынов, 1979). Именно в таких структурах, где режим растяжения и поступления глубинного малодифференцированного базальтового расплава сменяется сжатием, дифференциацией и извержением, а затем выдавливанием кислых вязких расплавов, возникали контрастные серии Нижнеамурской зоны. Для структур типа "грабен-кальдера" (Масловской, Бухтянской и др.), в которых проявлена глубокая дифференциация базальтовых расплавов (вплоть до кислых), одним из важных вопросов их изучения является установление комагматичности пород контрастной серии и их петрологических критериев.

Эффузивно-экструзивные образования колчанского и масловского комплексов наиболее полно развиты в Масловской и Бухтянской "грабен-кальдерах" и весьма ограничены в Белогорской. Состав кислых пород отличается пестротой (от липаритов до андезито-дацитов), а также фациальной изменчивостью. Среди них выделяются три группы вулканитов: а) липаритовые игнимбриты; б) субщелочные плагиолипариты и липарито-дациты; в) андезито-дациты. Липаритовые игнимбриты известны только в Амура-Акчинской депрессии, где они составляют нижнюю часть разреза. Для них свойственны однородность состава, преобладание над другими фациальными типами пород в тех случаях, где они развиты, и структурная автономность, что позволяет выделить их в самостоятельный масловский комплекс.

Образование вышележащих кислых вулканитов и их экструзий может быть разделено на две фазы: первая — формирование покровов субщелочных липарито-дацитов, внедрение субвулканических и экструзивных тел трахидацитов, субщелочных липарито-дацитов, плагиолипаритов; вторая — излияние лав андезито-дацитового состава, внедрение экструзий и субвулканических тел крупнопорфировых андезито-дацитов. Разрезы вулканогенных образований первой и второй фаз в отдельных вулcano-структурах характеризуется общими чертами. Меняются лишь объемные соотношения некоторых разновидностей, например эффузивные фации пользуются широким распространением только в Бухтянской кальдере и отсутствуют в Масловской и Белогорской. Кроме того, если среди пород Бухтянской структуры преобладают субщелочные плагиолипариты, то в других — трахидациты.

Таким образом, в строении кислой части контрастной формации выделяются два комплекса, различающиеся по составу, степени дифференцированности и условиям формирования: нижний — липаритовых игнимбритов, наиболее мощный, составляющий более двух третей всего разреза кислых вулканогенных образований, однообразный по разрезу и по простираю, с локальным развитием и отсутствием экструзивных фаций; верхний — маломощный, но полифациальный, сложнотифференцированный с широким проявлением экструзивных и субвулканических внедрений и метасоматических процессов.

Анализ петрохимических данных показывает, что все вулканиты контрастной формации характеризуются повышенной натриевостью. Особенно это заметно при сравнении с аналогичными по кремнекислотности породами липаритовой (атаркинский комплекс) и андезитовой (самаргинский комплекс) формациями (табл. 87).

Кислые вулканиты контрастной формации различаются между собой прежде всего по щелочности и известковистости. Липаритовые игнимбриты масловского комплекса отличаются низким содержанием щелочей и более высокой известковистостью и магнезиальностью. Для вулканитов колчанского комплекса характерно наибольшее колебание составов как в пределах одних фаций, так и по структурам. Наиболее натриевыми и магнезиальными среди них являются породы Бухтянской кальдеры. Петрохимические

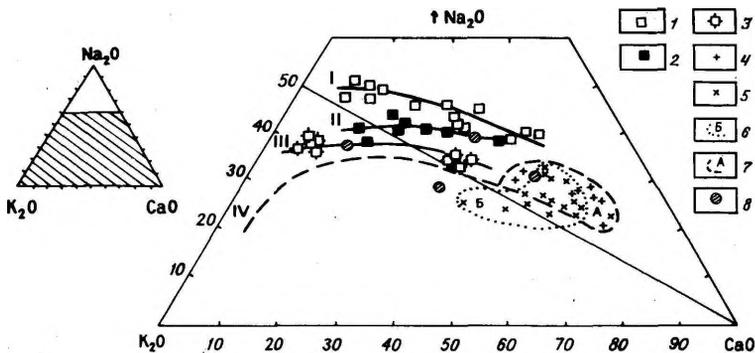


Рис. 55. Диаграмма  $K_2O-Na_2O-CaO$  для некоторых вулканогенных комплексов Нижнеамурской вулканической зоны

1—3 — кислые вулканы колчанского комплекса, выполняющие Бухтянскую (1), Масловскую (2) и Белогорскую (3) грабен-кальдеру; 4—5 — базальтоиды кузнецовского и кизинского комплексов Амуро-Акчинской (4), Коль-Тывлинской (5) полигенных вулканокомплексов; 6—7 — соответственно их поля на диаграмме; 8 — средние типы пород по С.П. Соловьеву, 1970. Вариационные линии: I—III — кислых вулканических комплексов колчанского комплекса, выполняющих Бухтянскую (I), Масловскую (II), Белогорскую (III) грабен-кальдеру; IV — породы андезитового и татаркинского комплексов

различия наблюдаются и между эффузивными и экструзивными фациями, как правило, эффузивные фации более калиевые и железистые.

На тройных диаграммах (рис. 55) вариационные линии пород контрастной формации из различных структур Нижнеамурской зоны отображают их химизм.

Основной геохимической особенностью кислых вулканических пород контрастной формации, а также их породообразующих минералов являются низкие (5—10 раз ниже кларковых) концентрации элементов фемафильной группы в сравнении со сходными породами других формационных групп Нижнеамурской зоны (табл. 88). Эта особенность (так называемая "рафинированность") (Баскина, 1974) является специфической и для контрастных формаций других регионов (Мартынов, 1981).

Отчетливо проявлена геохимическая специализация кислых вулканических пород на серебро (табл. 89). Обращает на себя внимание высокий уровень серебра в экструзивных аналогах кислых пород формации. Более детальный анализ распределения рудных компонентов показывает, что среди них высокие концентрации свойственны экструзивным образованиям первой фазы колчанского комплекса, развитым в Бухтянской и Белогорской структурах; с ними в указанных структурах проявлен интенсивный калиевый метасоматоз. К полям гидротермально-измененных пород, которые располагаются в пределах основных магмоконтролирующих каналов экструзивных образований, тяготеют рудоносные зоны. Таким образом, устанавливается определенная связь рудных процессов с вулканогенными комплексами контрастной формации. Структурами, в пределах которых проявлена минерализация, являются кальдерные постройки длительного развития, сформированные кислыми экструзивными породами первой фазы дифференцированной базальт-липаритовой серии. В связи с этим кальдерные комплексы структур типа Бухтянской и Белогорской представляют наибольший интерес в отношении продуктивной малоуглубленной рудоносности.

Петролого-геохимические исследования показывают, что эта вулканическая серия является дифференциатом базальтовой магмы, о чем свидетельствуют структурно-петрохимические особенности проявления кислого и основного вулканизма. Для пород контрастной ассоциации устанавливаются признаки генетического родства. К ним относятся: устойчивая повышенная натриевость кислых эффузивов, их повышенная магнизиальность; высокая основность плагиоклазов и их резкая зональность; характерный состав микроэлементов в породообразующих минералах и магнетитах из кислых пород; высокая температура кристаллизации минералов, установленная по геотермометрам и на основании данных гомогенизации включений в минералах.

Иной генезис имеют породы контрастной серии Кедровской структуры, расположенной несколько южнее.

**Таблица 88**  
**Средние содержания микроэлементов в породах масловского**  
**и колчанского комплексов Нижнеамурской зоны, г/т**

Фаза, фация, порода	n	Cr	Ni	Co	V	B
<b>Масловский комплекс</b>						
<b>Бухтянская структура</b>						
Липаритовые игним- бриты	18	5,0	5,0	4,0	31,0	16,0
<b>Колчанский комплекс</b>						
<b>Первая Бухтянская структура</b>						
Лавы, трахиты	11	2,0	3,0	1,0	2,0	4,0
Субвулканические плагиолипариты	30	5,0	6,0	4,0	35,0	20,0
<b>Белогорская структура</b>						
Субвулканические плагиолипариты	32	10,0	5,0	2,0	15,0	19,0
<b>Вторая Бухтянская структура</b>						
Лавы, андезито-дациты	13	3,0	4,0	8,0	153	11,0
Экструзии андезито- дацитов	11	6,0	11,0	11,0	93,0	14,0
<b>Масловская структура</b>						
Субвулканические трахидациты	10	4,0	3,0	6,0	53,0	14,0
<b>Белогорская структура</b>						
Субвулканические андезито-дациты	10	8,0	8,0	6,0	67,0	14,0

*Таблица 88 (окончание)*

Фаза, фация, порода	n	Pb	Sn	Cu	Ag	Zn
<b>Масловский комплекс</b>						
<b>Бухтянская структура</b>						
Липаритовые игним- бриты	18	28,0	2,0	18,0	0,06	38,0
<b>Колчанский комплекс</b>						
<b>Первая Бухтянская структура</b>						
Лавы, трахиты	11	41,0	3,0	7,0	0,03	52,0
Субвулканические плагиолипариты	30	27,0	4,0	13,0	0,09	56,0
<b>Белогорская структура</b>						
Субвулканические плагиолипариты	32	4,0	3,0	17,0	0,09	59,0
<b>Вторая Бухтянская структура</b>						
Лавы, андезито-дациты	13	2,0	3,0	23,0	0,08	83,0
Экструзии андезито- дацитов	11	17,0	2,0	38,0	0,08	60,0
<b>Масловская структура</b>						
Субвулканические трахидациты	10	20,0	2,0	25,0	0,06	72,0
<b>Белогорская структура</b>						
Субвулканические андезито-дациты	10	26,0	3,0	28,0	0,09	76,0

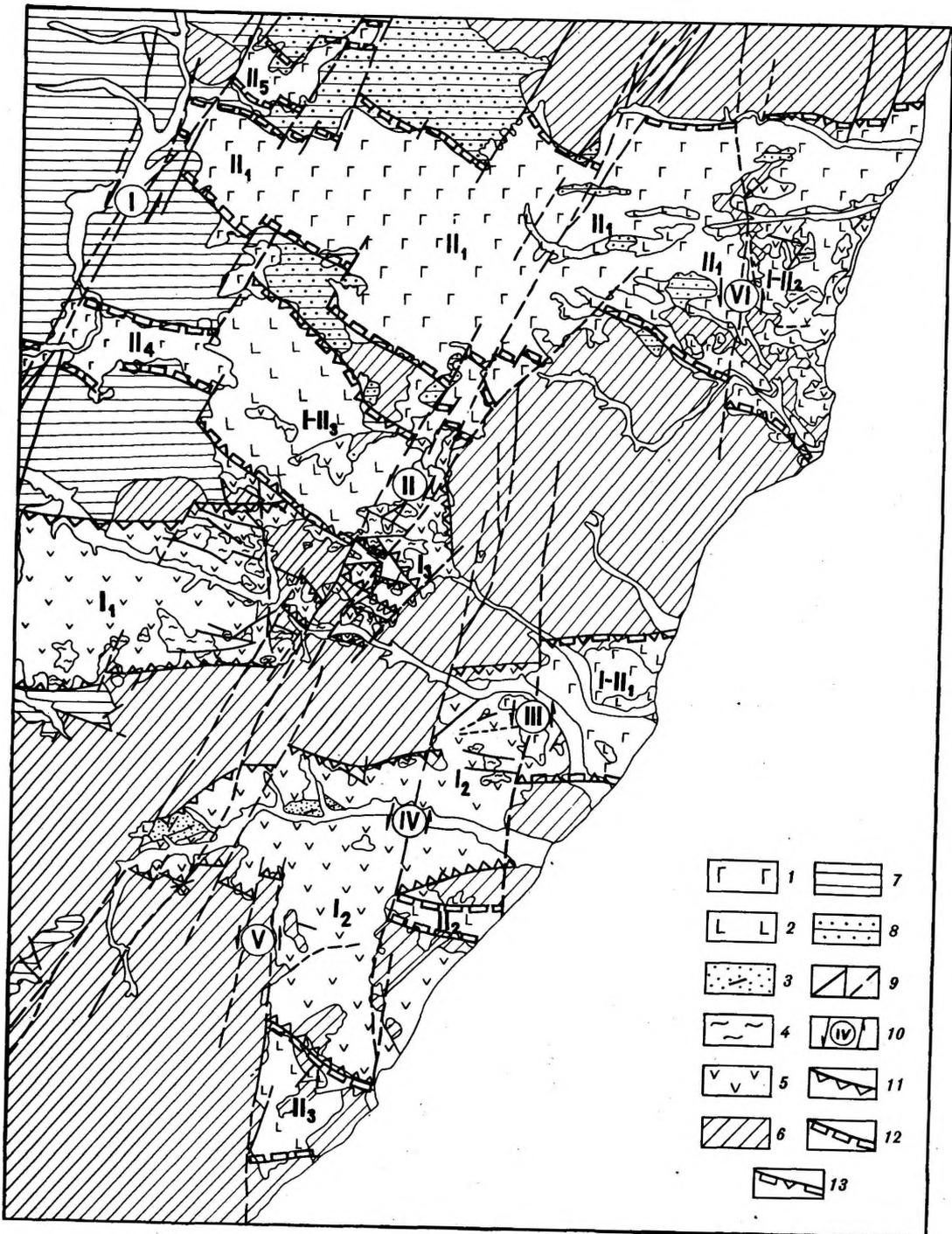


Таблица 89 .  
Средние содержания серебра  
в вулканитах Нижнеамурской зоны

Породы	<i>n</i>	Ag · 10 <sup>-7</sup>
<b>Колчанский комплекс</b>		
<b>Бухтянская структура</b>		
Субщелочные плагио-лапариты	4	90,0
Липариты с анортотклазом	4	90,0
Андезито-дациты, трахидациты	9	90,0
Измененные породы кислого состава	4	—
<b>Кузнецовский комплекс</b>		
<b>Амуру-Акчинская структура</b>		
Базальты	11	130,0
<b>Самаргинский комплекс</b>		
<b>Маркрамская структура</b>		
Андезиты	3	39,0
<b>Татаркинский комплекс</b>		
<b>Амуру-Акчинская структура</b>		
Липариты	3	40,0

Здесь вулканиды, близкие по возрасту к породам контрастной серии Нижнеамурской зоны, объединены в кедровскую серию, представленную основными лавами кузнецовского и кислыми лавами и экструзиями кедровского комплексов. Они выполняют широтные структуры растяжения (тектонические депрессии), возникшие в результате активизации в начале палеогена региональных разломов (зон сдвигов) северо-восточного простирания (Уткин, 1980). Депрессии осложнены меридиональными левосторонними сдвигами 2-го порядка (рис. 56), которые оказали решающее влияние на особенности заложения и развития депрессии и характер вулканической деятельности.

Здесь выделяются широтные структуры 1-го порядка, заложившиеся в результате активизации региональных разломов северо-восточного направления и существовавшие в течение палеогена как структуры растяжения (депрессии).

Вулканиды, выполняющие депрессии, характеризуются преимущественно базальт-андезитовым составом. Кислые эффузивы (липариты, трахилипариты) развиты незначительно и приурочены к бортам депрессий. Как правило, они являются внутриформационными по отношению к комплексу основных пород.

Широтные структуры 2-го порядка являются структурами длительного развития, активно "живущими" в течение палеогена — неогена и приурочены к северо-восточным и меридиональным сдвиговым зонам (рис. 56). Размеры структур не превышают 15 X X 30 км. Для них характерны: сопоставимость излившихся масс основных и кислых

Рис. 56. Геолого-структурная схема размещения контрастной (кедровской) серии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (составлена В.К. Поповым, В.П. Уткиным)

1—2 — миоценовые базальтоидные комплексы: 1 — Совгаванский, 2 — Кизинский; 3—5 — Кедровская контрастная серия: 3 — вулканогенно-терригенные образования, 4 — кедровский комплекс (кислые эффузивы и экструзии), 5 — кузнецовский комплекс (базальты, андезиты, дациты); 6 — вулканогенные образования (Приморский, Самаргинский и др. комплексы); 7—8 — раннемеловые образования: 7 — терригенные, 8 — вулканогенно-терригенные, 9 — главные (предположительные) разломы сдвиговых зон: а — установленные, б — предполагаемые на поверхности; 10 — сдвиговые зоны. I порядка: I — Восточная, II — Бурматовская; 2-го порядка: III — Буреминская, IV — Максимовская, V — Амгинская, VI — Светлинская; 11 — палеогеновые сквозные зоны растяжения: I<sub>1</sub> — Светловоднинская, I<sub>2</sub> — Максимовская, I<sub>3</sub> — Кедровская; 12 — неогеновые сквозные зоны растяжения: II<sub>1</sub> — Кабанья, II<sub>2</sub> — Вилюхинская, II<sub>3</sub> — Гранатовая, II<sub>4</sub> — Средне-Зевинская, II<sub>5</sub> — Киловская; 13 — зоны растяжения длительного развития: I—II<sub>1</sub> — Кузнецовская, I—II<sub>2</sub> — Пейская, I—II<sub>3</sub> — Верхне-Зевинская

Таблица 90

Средние типы пород кедровской контрастной серии  
Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, %

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
<b>Кедровский комплекс</b>						
Трахидаци	4	65,25	0,52	15,67	1,28	2,00
Липарит	33	73,71	0,15	13,12	0,91	0,73
Трахилипарит	19	72,60	0,24	13,78	1,14	0,78
<b>Кузнецовский комплекс</b>						
Липарит	1	71,45	0,21	15,98	1,50	0,58
Даци	2	64,62	0,55	16,86	2,77	1,34
Андезито-дацит	8	61,25	0,81	16,97	2,75	2,01
Андезит	13	58,26	0,90	18,12	4,24	2,33
Андезито-базальт	23	54,42	1,09	17,47	4,25	3,28
Базальт	13	50,01	1,44	18,15	4,77	4,41

Таблица 91

Средние содержания ( $n \cdot 10^{-4}$ %) микроэлементов  
в эффузивах кедровской контрастной серии  
Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Породы	Количество, анализ	Ni	Co	Cu	Cr
<b>Кедровский комплекс</b>					
Трахидаци	8	2,9	3,5	3,2	3,1
Липарит	20	2,7	2,8	5,0	2,5
Трахилипарит	14	2,7	3,2	7,0	2,8
<b>Кузнецовский комплекс</b>					
Липарит	1	1,0	2,0	1,0	3,0
Даци	2	4,0	7,0	16	4,0
Андезито-дацит	9	16	13	60	22
Андезит	20	24	13	25	37
Андезито-базальт	23	53	21	38	64
Базальт	20	91	27	41	94
Андезит по Тейлору (1972)		18	24	54	56

эффузивов; одновременность извержений липаритовой и базальтовой магм, о чем свидетельствует их переслаивание в разрезах; максимум проявлений кислого магматизма в завершающие этапы формирования эффузивов кузнецовского комплекса. В этих структурах сформировались сложные очаговые кальдеры проседания, выполненные лавами андезито-базальтов и андезитов. В процессе извержений кислой магмы в пределах кальдер были сформированы экструзивно-купольные поднятия, осложненные вершинными кальдерами проседания. Наиболее ярким примером структур описанного типа является Кедровская депрессия.

Основные эффузивы кузнецовского вулканического комплекса относятся к известково-щелочному ряду пород (индекс Пикона равен 60,6), дифференцированных от андезитовых базальтов до натровых липаритов (табл. 90). Породы характеризуются высоким содержанием щелочей и глинозема, однако при этом наблюдается их большая дисперсия. Особенности химизма пород отражаются в составе породобразующих минералов — высокой марганцовистости магнетитов и гиперстенов с обратной зональностью. Эти данные, а также наличие в основных породах ксеногенных зерен кварца (иногда кислого плагиоклаза), частично или полностью прореагировавших с распла-

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
<b>Кедровский комплекс</b>							
0,05	1,26	2,25	4,92	3,71	0,23	3,37	100,51
0,04	0,36	1,10	3,00	3,97	0,11	3,00	100,20
0,04	0,33	0,92	3,36	5,46	0,17	0,74	99,56
<b>Кузнецовский комплекс</b>							
0,11	0,41	2,94	3,63	3,04	0,29	—	100,14
0,11	1,21	4,37	3,33	2,79	0,27	1,53	99,75
0,11	2,94	5,06	3,31	2,46	0,19	2,39	100,25
0,12	2,62	5,96	3,29	2,02	0,40	1,46	99,72
0,16	3,82	7,16	3,22	1,72	0,38	2,61	99,58
0,17	4,84	8,51	3,10	1,35	0,59	2,26	99,60

V	B	Sn	Pb	Zn	Ag	Ni/Co
<b>Кедровский комплекс</b>						
38	9	2,3	26	57	0,07	0,83
13	14	3,2	40	33	0,05	0,96
16	12	2,9	42	34	0,07	0,84
<b>Кузнецовский комплекс</b>						
26	3	2,0	47	41	0,07	0,50
69	—	2,0	20	72	0,06	0,57
140	15	3,4	14	70	0,06	1,23
170	8	2,8	13	84	0,08	1,85
200	9	3,3	13	123	0,08	2,52
183	8	3,8	13	124	0,07	3,37
175	—	0,8	6,7	—	0,13	0,75

вом с образованием клинопироксеновых оторочек или скоплений, свидетельствуют о процессах контаминации базальтовых магм кислым коровым материалом. В завершающие этапы андезитового вулканизма в очаговых структурах происходит выжимание экструзий андезито-дацитов, дацитов, даек липаритов с сопровождающим их калиевым автометасоматозом.

Кислые эффузивы кедровского вулканического комплекса образуют дифференцированную серию с антидромной последовательностью развития в ряду трахилипарит — липарит — трахидацит, причем в процессе эволюции идет "разделение" щелочей: калия в более кремнекислых разностях (до ультракалиевых липаритов с содержанием SiO<sub>2</sub> — 76–78%, K<sub>2</sub>O — до 10%; натрия — в более основных (SiO<sub>2</sub> — 64–68%). Эффузивы характеризуются низкими концентрациями микроэлементов группы железа, но превышающими таковые в липаритах базальтового ряда (табл. 91). Внедрение кислых магматических расплавов сопровождается интенсивным площадным кремне-калиевым метасоматозом и формированием гидротермальных жил кварцевого, кварц-адуляр-флюоритового состава. В структурном плане оруденение сосредоточено в пределах горстовых или купольных структур, являющихся зонами сопряжения поперечных (широтных)

вулканотектонических депрессий и северо-восточных глубинных разломов. Горстовые структуры совпадают с полями локальных гравитационных минимумов, что говорит о вероятном скоплении на глубине кислых расплавов. Об этом же свидетельствуют выходы на дневную поверхность экзструзий и даек трахилипаритов.

Проведенный анализ показал, что наиболее благоприятными для формирования рудных тел являются положительные купольные структуры с "незавершенным" характером магматизма, развившиеся по типу закрытой системы. Экзструзии и дайки кислых эффузивов в таких структурах содержат повышенные концентрации серебра и сопровождаются кремне-калиевым метасоматозом. Тесный парагенезис серебра с флюоритом, а также наличие его в миароловых пустотах и сферолитах кислых эффузивов кедровской серии позволяет выявить тесную парагенетическую связь серебряного низкотемпературного оруденения с контрастными вулканическими сериями (а именно кремнекислыми эффузивами) и указывает на то, что основная роль в миграции и концентрации рудных элементов принадлежит летучим компонентам, в составе которых важную роль играет фтор.

Приведенные данные по базальт-липаритовой ассоциации Кедровской структуры показывают, что кислые породы контрастной серии не являются дифференциатами базальтовых расплавов, а их происхождение связывается с плавлением пород фундамента при внедрении больших масс базальтовых магм при активном влиянии флюидов.

### Центральный и южный секторы

В центральном секторе Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (охватывающем весь Самаргинский рудный район) разрез вулканитов начинается с вулканогенно-осадочных образований, выделяемых в куксинскую серию (табл. 92). Породы этой серии в бассейне р. Самарги распространены в области сочленения Восточно-Сихотэ-Алинского пояса с Главным синклиноморием Сихотэ-Алиня; они тяготеют к выходам осадочных и осадочных-вулканогенных толщ мезозойского фундамента и контролируются зонами глубинных разломов северо-восточного и, возможно, субмеридионального простирания.

Вулканогенно-осадочные и эффузивные образования куксинской серии включают в себя три толщи: а) сабуинскую, в основном терригенную; б) вулканитов кислого и среднего состава; в) вулканитов среднего и основного состава. Сабуинская толща мощностью до 1000 м выполняет Иссиминскую вулканотектоническую впадину, залегающая на верхне-альбских отложениях. В строении толщи участвуют ритмично переслаивающиеся конгломераты, гравелиты, разнотернистые песчаники и туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты, туффиты, линзы и прослои туфов кислого, среднего, основного и смешанного состава. Туфогенный материал составляет не более 15% объема толщи, из них на долю кислых туфов приходится около 10%, средних и основных — 4, смешанных — 1%. В низах толщи встречаются отпечатки фауны и флоры раннесенонского возраста (Аблаев, 1973). Толща вулканитов кислого и среднего состава мощностью до 700 м залегают либо на размытой поверхности нижнемеловых осадков, либо с постепенными переходами на породах сабуинской толщи. Примерно 50—60% всего ее объема слагают осадочные породы, более половины из которых представлено туфогенными разностями, в значительных количествах (не более 10% объема) присутствуют лавы, остальное составляют различные туфы. По составу 60—70% вулканитов представлено средними, 25—30 — кислыми и 5—10% — основными разностями. Толща вулканитов среднего и основного состава мощностью до 730 м залегают на толще вулканитов кислого и среднего состава. Большая часть вулканитов этой толщи представлена андезитами и их туфами (60—65% всего объема), андезито-базальтами (20—25%) и базальтами (10—15%).

Сравнение строения различных толщ серии показывает, что вверх по разрезу происходит постепенная смена осадочных и вулканогенно-молассовых отложений туфовыми и лавовыми образованиями. Состав вулканитов меняется от преимущественно андезитового в средней толще до андезито-базальтового и базальтового в верхней. Определения абсолютного возраста вулканитов дают цифры от 116 до 64 млн. лет с максимумом в интервале 115—85 млн. лет.

На юге пояса нижней половине куксинской серии отвечает петрозуевская свита, континентально-молассовые отложения которой представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туффитами и туфами

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Проблемы эволюции вулканических поясов на восточной окраине Азии представляют значительный интерес в связи с познанием закономерностей формирования крупнейшей планетарной структуры Земли — Тихоокеанского подвижного пояса. Высокая геологическая активность его на протяжении длительного интервала времени (от верхнего протерозоя по настоящее время), многообразие типов магм и тектонических условий их проявления обусловили чрезвычайно высокую рудную продуктивность этой структуры. Вместе с тем именно в этой зоне до настоящего времени протекают процессы деструкции континентальной коры и образования (континентализации) океанической. Вулканические пояса, составы их магм и их металлогения могут служить надежными индикаторами тех или иных этапов структурной перестройки региона, что в конечном итоге позволит создать более достоверную модель формирования земной коры в одной из наиболее активных областей планеты.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПОЯСА

Фактические материалы, изложенные в главах первой части и в предыдущих разделах данной главы, показывают, что общая эволюция магматизма континентальных вулканических поясов, как и поясов островных дуг, имеет гомодромную направленность. Для начального цикла вулканизма всегда характерно преобладание для основного или среднего состава, среди продуктов второго цикла лавы и игнимбриты кислого состава преобладают либо распространены в равных соотношениях с андезитами и андезито-базальтами, третий цикл представлен преимущественно кислыми вулканитами.

Эта схема установлена в вулкано-тектонических структурах с наиболее полным и длительным развитием вулканизма. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе наиболее типичными примерами таких структур полициклического развития вулканизма являются Тумнинская, Маркрамская, Единкинская, Кемская, Маргаритовская. Так, в Единкинской и других депрессиях Самаргинского района ранний цикл вулканизма представлен куксинской серией, заключающей 90% основных и средних эффузивов; второй цикл — приморской (94% кислых эффузивов) и самаргинской (70% основных

и средних и 30% кислых пород) свитами; третий — венюковской толщей (100% кислых эффузивов). Аналогичное полициклическое развитие характерно для многих вулканогенных прогибов Охотско-Чукотского пояса (Ульинский, Куйдусунский, Каваямский, Пегдымельский и др.).

Сводовым или горстовым поднятиям окраинно-континентальных вулканических поясов свойственно неполное, редуцированное развитие магматизма. Например, в Дальнегорском рудном районе вулcano-тектонические впадины характеризуются: отсутствием вулканитов среднего и основного состава, относящихся к раннему циклу; весьма значительной мощностью (до 2000 м) разреза кислых эффузивов среднего цикла при сокращенной мощности (до 500 м) андезитов самаргинской свиты; отсутствием кислых эффузивов богопольской свиты (поздний цикл).

Вулcano-тектонические структуры орогенных (внутриконтинентальных) вулканических поясов, в общем, имеют менее четко проявленную цикличность вулканизма по сравнению с окраинно-континентальными поясами. Здесь можно выделить три типа структур с последовательно усложняющимся характером вулканизма. Наиболее простой, моноциклический характер имеют депрессионные структуры (Тырминская, Гуджальская и другие впадины), сложенные преимущественно андезитами раннего цикла (станолирская свита). Вулcano-тектонические структуры, сформировавшиеся в сводовых поднятиях докембрийского фундамента (Хингано-Олонойская зона), характеризуются проявлением двух циклов вулканизма: ранний андезитовый (станолирская свита), относительно угнетенный; более поздний риодацитовый, приведший к образованию мощных кислых покровов (солонечная и обманьинская свиты). Наконец, в структурах, заложенных на гетерогенном докембрийском и складчатом геосинклинальном фундаменте (Баджальский свод), кроме двух первых циклов — андезитового (лакский комплекс) и риодацитового (баджальский комплекс), проявлен третий, представленный вулканитами повышенной основности и щелочности (амутско-силинский комплекс).

Из приведенного сравнения вулcano-тектонических структур можно видеть, что при образовании окраинно-континентальных вулканических поясов процессы тектономагматической активизации проявлялись более интенсивно и длительно и распространялись без существенных изменений на значительно более обширные территории, чем при формировании внутриконтинентальных поясов. Эти различия вулканических поясов того и другого типов наряду с другими их особенностями указывают на то, что формирование окраинно-континентальных поясов связано с более глубинными источниками тепловой энергии и вещества по сравнению с поясами орогенного типа, при формировании которых гораздо более существенную роль, чем в первом случае, играли различия состава и строения отдельных тектонических структур верхних оболочек земной коры.

При общем гомодромном характере вулканизма континентальных поясов развитие магматизма в пределах раннего и среднего циклов в ряде районов имеет антидромную направленность. Этот тип эволюции магматизма характерен для таких важных рудных районов, как Баджальский, Комсомольский, Дальнегорский, Самаргинский, Хаканджинский. Однако он до настоящего времени не установлен для Кавалеровского рудного района, рудных районов Северного сектора Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского сектора Охотско-Чукотского вулканических поясов. Как описывалось в первой части работы, антидромный тип магматизма раннего цикла проявляется в кислом составе вулcanoгенного материала молассоидных отложений, лежащих в основании вулcano-структур (верхняя моласса). Во втором цикле вулканизма антидромная тенденция доказывается постепенным возрастанием кремнекислотности лав в основании разрезов андезитовых свит (Говоров, 1977; Федчин и др., 1981).

Другим усложнением намеченной схемы магматизма из трех циклов является развитие контрастных базальт-риодацитовых комплексов, которые можно отнести к концу третьего цикла (кузнецовская, кхуцинская, колчанская свиты).

Интрузивные продукты антидромных циклов, как раннего, так и среднего, эволюционируют по гомодромному тренду. Это связано, очевидно, с относительно небольшим объемом кислых магм, образующихся в начале каждого цикла, а также с более открытым характером магматических систем в этот период по сравнению с последующим периодом их деятельности. С этими же причинами связана редуцированность интрузивной составляющей кислых вулcanoгенных комплексов второго цикла в случае сокращенной мощности кислых вулканитов (Самаргинский район). Для контрастных

базальт-риодацитовых комплексов конца третьего цикла интрузивная составляющая не характерна.

Сопоставление геохимических особенностей базальтоидных пород раннегеосинклинальных, островодужных и континентальных вулканических поясов показывает, что по содержанию фемических элементов породы островодужных и континентальных поясов сходны, но существенно отличаются от базальтоидов раннегеосинклинальных поясов. Как указывалось ранее, базальтоиды и андезиты островодужных и континентальных поясов в основной своей массе пересыщены алюминием и имеют пониженные содержания магния, никеля и хрома, тогда как в геосинклинальных базальтоидах содержание сидерофилов близко к планетарным кларкам. Такими же повышенными, близкларковыми содержаниями этих элементов характеризуются океанические базальты. На основании этого мы рассматриваем геосинклинальные базальтоиды как продукты магм мантийного происхождения, а базальтоидные и андезитовые магмы островодужных и континентальных поясов — как продукты более или менее полного плавления базитовых субстратов нижней коры и подкорových частей верхней мантии.

Такое же субкоровое происхождение имеет, очевидно, большая часть кислых магм островодужных и окраинно-континентальных поясов. Этот вывод подтверждается относительно низкими величинами отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , свойственными главным типам пород островодужных и окраинно-континентальных поясов (Branch, 1966; 1967; Хэдж, Горшков, 1977; Таусон и др., 1978; Филимонова и др., 1980), а также данными экспериментальных исследований (Грин, Рингвуд, 1968<sub>1</sub>; 1970).

Существование четкой цикличности в развитии вулканизма окраинно-континентальных поясов, повторяющейся в самых различных районах, отстоящих один от другого на расстояние многих сотен километров, связано, очевидно, с наличием на глубине универсального источника тепла, испытывающего направленно-стадийное развитие и флюидов. Нами предложена модель, связывающая цикличность вулканизма континентальных поясов с подъемом к основанию коры базальтовых астенолитов, генерирующих тепловое поле и флюидные потоки меняющегося состава в процессе последовательного затвердевания сверху вниз (Говоров, 1977; Геохимия. . . , 1980). Так, при внедрении апикальных выступов астенолитов в нижнюю кору под воздействием кондуктивного теплового потока и магматогенных флюидов могло происходить частичное плавление базитового субстрата с образованием сначала кислых, а затем более основных расплавов. К этому наиболее раннему этапу процесса относится образование антидромных комплексов первого цикла (куксинский, охотский и др.).

Позднее, при затвердевании небольших базальтовых астенолитов или верхних частей астенолитов большой радиальной протяженности, должны генерироваться сравнительно низкотемпературные (до 900°) растворы, не несущие базальтического калия. Под воздействием этих растворов будет происходить селективное плавление базитовых субстратов нижней коры с образованием риодацитовых магм, которые служили, очевидно, источником эффузивов начального периода второго цикла вулканизма (ольгинская серия, приморская, амкинская и др. свиты). При затвердевании астенолитов умеренной радиальной протяженности (до глубин 56—68 км) могут отделяться растворы с температурой до 1100°, способные вызвать селективное плавление базитового субстрата и образование очагов андезитовой магмы в нижнем слое коры. Привнос базальтического калия и олова в этом случае маловероятен, но другие элементы (F, S, Zn, Pb, Ag, Au) могут поступать с интрателлурическими растворами. В этот этап глубинного эманационного процесса происходит формирование андезитовых составляющих вулкано-плутонических комплексов среднего периода второго цикла (дальнегорский, самаргинский, амкинский и др.).

В поздний период второго цикла в тех районах, где астенолиты имели большую вертикальную протяженность (свыше 56—68 км, при кристаллизации самых нижних частей астенолитов в виде эклогитов должны были отделяться наиболее высокотемпературные (выше 1100°) калий-содержащие растворы, относительно более богатые рудными элементами, в том числе и калифильным оловом. В зависимости от путей своего следования потоки таких растворов обеспечивали: 1) селективное плавление базитового субстрата с образованием оловоносной шошонитовой или латитовой магмы; 2) привнос калия, олова и других рудных элементов в очаги нормальной андезитовой магмы, образовавшейся в средний период второго цикла; 3) плавление кислой коры с образованием палингенных очагов калиевой оловоносной гранитоидной магмы; 4) привнос калия и

рудных элементов в зоны метасоматизма или непосредственно в зоны рудоотложения. К этому этапу глубинного эманационного процесса относится формирование таких вулcano-плутонических комплексов, как березовский и силинский.

Третий цикл вулканизма, представленный кислыми эффузивами богопольской, венковской, уражской и подобных им свит, был, очевидно, связан с уменьшением теплового потока и опусканием геотерм, когда граница развития эклогита в затвердевшем астенолите передвигается вверх и происходит отделение остаточной порции калий-содержащих водных растворов с пониженной температурой (900–800 °С). Этот этап эманационного процесса был благоприятен для привноса базальтического серебра и золота и мобилизации этих элементов из пород коры по ходу потока растворов. Возникновение контрастных комплексов в конце третьего цикла связано, вероятно, с поступлением остаточных порций базальтовой магмы, сохранившейся в глубоких частях затвердевших астенолитов, где в расплавах могли накопиться летучие компоненты, способствующие последующей ликвации магмы, а также некоторые рудные элементы (серебро и др.).

Рудная специализация вулcano-плутонических комплексов определялась, вероятно, не только уровнями отделения флюидов от затвердевающего вещества астенолитов, но также глубиной зарождения астенолитов в верхней мантии и расположением вулканических поясов по отношению к Тихоокеанской впадине, т.е. радиальной и латеральной неоднородностью вещества верхней мантии. Существенную роль играл геодинамический режим вулканизма в различных латеральных зонах. Мы не имеем возможности рассмотреть здесь проблему геохимической зональности верхней мантии. Относительно же роли геодинамического режима необходимо сказать следующее.

Наиболее ярко выраженным показателем различий геодинамического режима отдельных вулканических зон и вулканоструктур является распределение щелочей в породах вулcano-плутонических ассоциаций. По этому петрохимическому показателю устанавливается сложная латеральная зональность вулканических поясов в направлении от континента к океану. Так, базальты и андезиты поясов областей тектономагматической активизации в общем беднее щелочами по сравнению с аналогичными породами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вместе с тем в пределах первых дациты и липариты кислых серий характеризуются несколько повышенной щелочностью и калиевостью (баджальский и чалбинский комплексы), а андезиты силинского комплекса сравнительно обогащены калием при пониженном содержании натрия. В Сихотэ-Алине наблюдаются развитие трахитоидных базальт-андезитовых серий в тыловой зоне вулканического пояса (Кавалеровский и Самаргинский рудные районы) и снижение калиевости вулканитов по направлению к побережью. Однако Западная петрохимическая зона Курильской островной системы характеризуется новым резким повышением содержания натрия и калия в вулканитах, которое сильно снижается в Главной зоне, а затем опять возрастает — в Восточной.

Объяснение установленной латеральной петрохимической зональности мы видим в действии двух главных факторов — химического состава субстрата, подвергшегося плавлению, и привноса ювенильных щелочей флюидно-тепловыми потоками, вызывавшими образование вулканических поясов. Как показало изучение докембрийских метаморфических толщ Востока Азии, метабазиты нижнего архея, являющиеся, очевидно, главной составной частью нижнего (базито-гранулитового) слоя коры, довольно бедны щелочами, особенно калием. Эта черта их при отсутствии привноса щелочных элементов ювенильными растворами обусловила, вероятно, пониженную щелочность базальтоидных и андезитовых магм внутриконтинентальных вулканических поясов. В то же время при палингенезе гранито-гнейсового слоя в пределах внутриконтинентальных поясов и при селективном плавлении нижней коры с привносом ювенильных щелочей в пределах всей Азиатско-Тихоокеанской окраины формировались магмы с более или менее повышенными содержаниями натрия и калия.

Вулcano-плутонические комплексы континентальных поясов, а также отдельные их фрагменты отличаются не только уровнем и типом щелочности пород, но и распределением других петрогенных элементов. Однако визуально установить эти особенности значительно труднее, чем для щелочных элементов, поэтому мы предприняли математическую обработку полученной петрохимической информации с помощью ЭВМ. Сравнивались однотипные вулканические породы орогенных и окраинных поясов, Самаргинской позднемезозойской и Курильской кайнозойской островных дуг.

Расчет показал, что распределение всех петрогенных окислов в рассмотренных типах пород, за редким исключением, подчиняется нормальному закону. Это делает возможным использование параметрического  $t$ -критерия Стьюдента для сравнения средних содержаний окислов в выборках при уровне значимости — 0,05. Для различающихся выборок построена дискриминантная функция, представляющая собой линейное уравнение, связывающее содержания порообразующих окислов, правая часть которого равна нулю. Если численное значение левой части уравнения меньше нуля, классифицируемый объект относится к первой группе данной пары, если больше, то — ко второй. Сопоставление выборок однотипных пород различных вулканических поясов при помощи критерия Стьюдента и дискриминантных функций позволяет сделать следующие выводы.

1. Базальты и андезиты вулканических поясов областей тектоно-магматической активизации имеют статистически значимое различие, тогда как дациты и риолиты этих поясов имеют сходный состав. Основные различия указанных пород заключаются в том, что базальты внутриконтинентальных поясов имеют более низкие содержания калия и кальция, а андезиты содержат больше алюминия и кальция и меньше кремния, титана и калия, чем соответствующие породы окраинно-континентальных поясов (самаргинский комплекс). Дискриминантные функции разделяют: а) для базальтов (табл. 106, уравнение 1) 9 из 12 анализов выборки внутриконтинентальных и 7 из 9 анализов выборки окраинно-континентальных поясов; б) для андезитов (табл. 106, уравнение 2) все 13 анализов выборки внутриконтинентальных и 23 из 24 анализов выборки окраинно-континентальных поясов. Дациты внутриконтинентальных поясов содержат меньше калия, магния и двухвалентного железа, а липариты — меньше калия, чем соответствующие породы окраинно-континентальных поясов (самаргинский комплекс). Дискриминантная функция дацитов (уравнение 3) дает разделение для 18 из 21 анализа из выборки внутриконтинентальных и 15 из 21 анализа окраинно-континентальных поясов. Для липаритов рассчитанная дискриминантная функция показывает неудовлетворительное разделение анализов (16 из 25 для выборки внутриконтинентальных и 13 из 18 для выборки окраинно-континентальных поясов).

2. Базальты Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса (самаргинский комплекс) значительно отличаются от базальтов палеоостровной самаргинской дуги повышенными содержаниями кремния, титана, железа, натрия и пониженным содержанием калия; андезито-базальты — только повышенными содержаниями кремнекислоты и закисного железа. Дискриминантные функции (уравнение 4,5) дают удовлетворительное разделение соответствующих выборок.

Базальты внутриконтинентальных поясов в сравнении с базальтами палеоостровной самаргинской дуги имеют повышенное содержание кремнекислоты, титана, трехвалентного железа и пониженное — калия и двухвалентного железа. Уравнение гиперплоскости хорошо разделяет анализы базальтов этих комплексов (уравнение 6).

3. Базальты и андезиты окраинно-континентальных вулканических поясов (самаргинский комплекс) существенно отличаются от соответствующих пород Курильской островной дуги. Основные отличия заключаются в том, что базальты и андезиты окраинно-континентальных поясов содержат больше титана и щелочей и меньше магния и кальция, чем соответствующие породы Курильской островной системы. Дискриминантная функция различия андезитов приведена в табл. 106 (уравнение 7).

4. Базальты и андезиты поясов областей тектоно-магматической активизации отличаются от аналогичных пород Курильской островной системы. Отличие состоит в том, что базальты первых характеризуются большей окисленностью железа и меньшим содержанием кальция, а андезиты — большей глиноземистостью, меньшим содержанием кальция и двухвалентного железа, чем соответствующие четвертичные породы Курил (уравнения 7, 8). Сравнение базальтов этих поясов с миоценовыми базальтами о-ва Кунашир показало повышенную окисленность железа, большее содержание натрия и меньшее — кальция в первых (уравнение 9).

5. Базальты палеоостровного комплекса содержат меньше кремния, окисного железа и больше калия, чем четвертичные базальты Курильских островов. От миоценовых базальтов Курил палеоостровные базальты отличаются повышенными содержаниями кальция и щелочей и пониженными — кремнекислоты и двухвалентного железа. Дискриминантные функции хорошо разделяют анализы базальтов этих комплексов (уравнения 10, 11).

Таблица 106  
 Параметры уравнений дискриминантной функции  
 для разделения составов пород вулканических поясов

Уравнения	Сравниваемые выборки	Коэффициенты при окислах уравнений дискриминантной функции									
		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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Свободный член
1	II(8)–I(12)	0,026	–0,260	–0,085	0,207	–0,289	–0,020	–0,389	0,023	0,000	–10,990
2	I(13)–II(23)	1,504	7,840	–1,0,32	–0,235	0,199	–0,467	–1,205	0,773	0,002	72,630
3	II(21)–I(21)	0,132	–2,249	–0,006	0,097	–0,410	–0,708	0,418	–0,251	–0,001	–5,626
4	II(8)–III(24)	–0,245	–7,275	–0,021	–0,817	0,311	0,274	–0,244	–1,591	0,000	–25,325
5	III(14)–II(14)	0,942	1,627	–1,280	–0,133	0,914	0,015	0,301	0,626	0,001	–55,581
6	I(12)–III(24)	–0,380	–6,409	0,042	–1,303	0,909	0,325	0,062	–0,865	0,000	–24,620
7	V(20)–II(23)	0,193	11,78	–0,094	–0,136	–0,274	–0,706	–2,166	2,390	0,007	10,350
8	I(13)–IV(20)	1,324	–4,635	–1,605	–0,299	0,634	–0,198	0,824	–0,817	0,001	–52,675
9	I(12)–V(12)	0,041	–4,242	–0,180	–1,137	1,758	0,214	0,928	–1,500	0,000	6,034
10	III(24)–V(12)	–0,424	0,399	0,202	–0,329	–0,917	0,269	–0,630	1,306	0,000	25,387
11	III(24)–IV(17)	–0,541	–11,240	0,120	–0,846	–1,222	0,819	–0,639	–0,339	0,001	49,861

*Примечание.* I – внутриконтинентальные вулканические пояса; II – Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс; III – С-маргинская палеоостровная дуга; IV, V – Курильская островная дуга (Главная петрохимическая зона): IV – четвертичные породы, V – миоценовые базальты (в скобках – количество анализов в выборках). Уравнения 1, 4, 6, 9–11 – базальты; 5 – андезито-базальты; 2, 7, 8 – андезиты; 3 – дациты.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что в направлении от внутриконтинентальных поясов к окраинно-континентальному вулканическому поясу в большинстве типов пород увеличивается содержание титана, натрия, калия; падает окисленность железа; содержание кальция увеличивается в базальтах, а в андезитах и кислых породах уменьшается. При переходе от Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса к Курильской островной дуге (Главная петрохимическая зона) в базальтах и андезитах происходит уменьшение содержаний титана и щелочей и возрастает содержание кальция, железа и незначительно магния. Базальты и андезитобазальты палеоостровного комплекса Самаргинской дуги отличаются от аналогичных пород Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса пониженным содержанием титана, железа, кальция, натрия и повышенным содержанием калия. По сравнению с базальтами Курильской дуги (Главная петрохимическая зона) палеоостровные базальты имеют более низкие содержания железа и кальция и более высокое калия.

Все отмеченные особенности изменения химического состава пород относятся к вулканическим ассоциациям, имеющим субкоровое происхождение, т.е. возникшее в результате селективного плавления базитовых субстратов нижней коры и подкоровой части верхней мантии. Эти ассоциации, как указывалось выше, имеют преобладающее распространение в континентальных вулканических поясах, равно как и в островодужных. Наряду с этими ассоциациями в поясах всех трех типов встречаются локально проявленные вулканические комплексы мантийного происхождения, отличающиеся высокими содержаниями фемафильных элементов. Эти комплексы могут иметь различный состав: пикритовый и оливин-щелочнобазальтовый (даенский комплекс и пикрит-диабазовый комплекс куксинской серии); латит-шошонитовый (березовский комплекс Кавалеровского района, малокурильский комплекс); толеитовый (дмитровский комплекс Малых Курил, базальт-андезитовый комплекс Угловской впадины Кавалеровского района). Исходные магмы указанных комплексов были непосредственно связаны с мантийными диапирами (астенолитами), которые, соответственно описанной выше петрогенетической модели, служили источником тепла и флюидов при селективном плавлении коры и образовании главной массы магм островодужных и континентальных вулканических поясов.