

В. Ф. БЕЛЫЙ

**Формации
и тектоника
Охотско-Чукотского
вулканогенного
пояса**



Издательство • Наука •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт

В. Ф. БЕЛЫЙ

Формации
и тектоника
Охотско-Чукотского
вулканогенного
пояса



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978



2511

Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.
Белый В.Ф. М., "Наука", 1978.

Охарактеризованы изверженные породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и структур его основания. Изложена новая схема формационного деления магматических образований, установлены особенности изменения формаций и структур в процессе эволюции вулканизма, рассмотрена их связь с общей тектонической зональностью вулканогенного пояса. Проведен сравнительный анализ химизма базальтов - андезитов. Обсуждаются проблемы происхождения главных типов естественных ассоциаций изверженных пород. Анализируются тектонические и геодинамические условия развития вулканизма. Определено место Охотско-Чукотского пояса как элемента Восточно-Азиатской системы краевых вулканогенных поясов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Табл. 35; ил. 31; библи. 211 назв.

Ответственный редактор
академик Н.А.ШИЛО

Подобно тому, как горные породы не представляют произвольных смесей минералов, так и сами эти породы в природе не встречаются в произвольных сочетаниях.

А.Н. Заварицкий (1950, с. 195)

На основании изучения достаточно большого числа частных примеров и отдельных областей следует выделить тектонические формы, определить, что объединяет их и что разделяет, а также установить отношение этих форм к окружающей среде и между собой. Тогда выявятся общие закономерности и исключения.

Г. Шгилле (1964, с. 90)

ВВЕДЕНИЕ

Петрографическая изученность изверженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в настоящее время еще недостаточна и отличается своей неравномерностью. Относительно лучше исследованы интрузивные, существенно гранитоидные комплексы, тогда как специальные работы по петрографии вулканических накоплений единичны. В последние годы появились новые материалы по различным районам вулканогенного пояса, содержащие хорошо аргументированные данные о вулканических накоплениях, сопровождающиеся общими петрографическими описаниями и многочисленными химическими анализами. При сложившемся положении обобщению вновь полученных материалов и выявлению основных региональных особенностей состава изверженных пород Охотско-Чукотского пояса в наибольшей мере отвечает метод формационного анализа Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова (Шатский, 1945; Херасков, 1952; Кузнецов, 1964).

Первые работы, касающиеся проблемы формационного расчленения магматических пород Охотско-Чукотского пояса, принадлежат Е.К. Устиеву (1949, 1963а,б) и И.М. Сперанской (1962а,б, 1964а, 1967а). Выделявшиеся ими андезитовая, липаритовая и базальтовая формации как образования трех последовательно сменявших друг друга этапов развития вулканизма для своего времени достаточно хорошо отражали общую эволюцию вулканической деятельности почти всей юго-западной части вулканогенного пояса. Однако результаты исследований последних лет, касающиеся всех (а не только петрологических) аспектов геологии Охотско-Чукотского пояса, привели к необходимости пересмотреть многие ранее сложившиеся представления о естественных ассоциациях слагающих его изверженных пород и эволюции вулканизма. В конечном счете это свелось к проведению формационного анализа на новой фактической основе.

Охотско-Чукотский пояс известен как тектонотип краевых вулканогенных поясов в том значении термина, которое определяется работами Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Е.К. Устиева, М.В. Муратова, В.Е. Хаина. Однако лишь после изучения последовательностей и возраста вулканических накоплений, структур вулканических полей и главных типов естественных ассоциаций изверженных пород (с использованием выводов региональной геофизики о глубинном строении региона) оказалось возможным подойти к конкретному решению ряда вопросов: о тектонических условиях формирования и природе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, о его месте среди основных тектонических элементов Восточной Азии и соотношении с вулканогенными поясами, образующими восточное обрамление Азиатского материка.

Общая тектоническая и особенно петрологическая зональность Охотско-Чукотского пояса в той или иной мере связана с развитием структур и преж-

де всего магматизма предшествовавших его формированию тектонических элементов. Поэтому характеристике магматизма и структур основания вулканогенного пояса отведено особое место. При этом главное внимание уделено Тайгоносской тектонической зоне — своеобразной структуре Северо-Востока Азии, основные особенности строения и развития которой определились лишь в процессе выполнявшихся исследований.

Содержание настоящей книги тесно связано с материалами, изложенными в опубликованной ранее нашей работе "Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" (Белый, 1977).

Проблема происхождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его сравнения с другими зонами известково-щелочного вулканизма прошлых и современной эпох Тихоокеанского сегмента Земли обсуждалась мною с М.В. Муратовым, Н.А. Шиловым, С.М. Тильманом, А.Л. Яншиным, Е.Е. Милановским, И.В. Лучицким, Л.И. Красным, М.Г. Ломизе, М.С. Марковым, М.Л. Гельманом, Г.Е. Некрасовым. Наши взгляды по ряду вопросов иногда существенно не совпадали, поскольку при решении их мы нередко исходили из совершенно различных предпосылок — тем большей для меня была польза этих обсуждений.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И СТРУКТУР ЕГО ОСНОВАНИЯ

Петрологические особенности естественных ассоциаций изверженных пород Охотско-Чукотского пояса и структур его основания характеризуются по данным петрографического изучения коллекций автора, И.М. Сперанской, М.Л. Гельмана, Н.В. Ичетовкина, И.М. Котляра, А.П. Милова, Г.Е. Некрасова и других исследователей, а также по результатам обработки химических анализов 1200 образцов вулканических и 1100 плутонических пород. В них не входят анализы пород, подвергшихся значительным гидротермальным изменениям, и с содержанием летучих компонентов (главным образом воды) более 5%. Все анализы пересчитаны на безводные окислы, которые и были приняты в качестве исходных данных для последующих операций.

Вариации щелочности анализировались с помощью диаграмм Заварицкого, Херкера, Мидлмоста (Middlemost, 1973), Макдональда и Кацуры (Macdonald, Katsura, 1964) и дискриминатной функции Ле Мэтра (Le Maitre, 1968). Подавляющая часть вулкаников Охотско-Чукотского пояса принадлежит к известково-щелочному классу. Как среди основных, так и среди кислых пород отмечаются разности, обладающие повышенной щелочностью. В отдельных районах встречаются толщи игнимбритов трахитового состава. Наиболее четко повышение щелочности установлено в группе базальтоидов, однако настоящие щелочные типы пород (с нормативным нефелином) неизвестны. Характерно, что относительное увеличение щелочности происходит на фоне общей повышенной глиноземистости базальтоидов и некоторого уменьшения количества кальция, железа и магния, так что эти породы принадлежат по существу лейкократовому субщелочному типу. По-видимому, их рационально именовать трахибазальтами в том значении термина, какое ему дано А.Н. Заварицким (1956, с. 419).

Как известно, одной из важнейших характеристик химизма базальтоидов является их глиноземистость. Однако определение этого признака, его количественная оценка, петрогенетическое и классификационное значение представляются по-разному различными исследователями. Х. Куно (Kuno, 1959, 1960) рассматривал высокоглиноземистые базальты в качестве самостоятельного генетического типа, промежуточного между толеитами и щелочными базальтами. Предлагаемый им способ определения типа базальта по химическому составу основан на количественных (процентных) соотношениях Al_2O_3 , $Na_2O + K_2O$ и SiO_2 (Kuno, 1960). Г.С. Йодер и К.Э. Тилли (1965) считают, что основные вулканические породы с высоким содержанием окиси алюминия (18% и более) не являются промежуточными между толеитовыми и щелочными базальтами, а входят в качестве важных составных членов в каждую из этих групп пород. По-видимому, это мнение разделяет и Е.Мидлмост (Middlemost, 1973), но к высокоглиноземистым разностям он относит базальты ($SiO_2 \leq 53,5\%$) с содержанием окиси алюминия более 16%. Статистическое исследование петрохимических свойств базальтов разных формационных типов, выполненное В.А. Кутюлиным (1972), свидетельствует о том, что базальты с высоким содержанием глинозема ($Al_2O_3 \geq 17\%$) характерны главным образом для островных вулканических дуг, где они постоянно ассоциируют с андезито-базальтами и андезитами. Это, пожалуй, является одним из важнейших свидетельств того, что высокоглиноземистые базальты могут являться совершенно самостоятельным

петрогенетическим типом, а поэтому глиноземистость в сочетании с другими признаками необходимо учитывать при формационном анализе.

Для уточнения состава вулканических пород известково-щелочного класса была принята следующая шкала содержаний SiO_2 после пересчета результатов анализов на безводные окислы: базальты < 55%, андезито-базальты 55-58%, андезиты 58-63%, андезито-дациты 63-65%, дациты 65-68%, липарито-дациты 68-70%, липариты > 70%. Принятые граничные содержания SiO_2 для идеальных безводных пород почти полностью отвечают границам между соответствующими типами пород, определенными Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом (1924, 1925, 1930). Наиболее дискуссионна в этой шкале граница между базальтами и андезито-базальтами. Вслед за Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом я считаю, что андезито-базальты "относятся в широком смысле слова к андезитам" (Левинсон-Лессинг, 1952, с.256). В то же время современные данные о химизме базальтоидов показывают, что именно принятая граница отражает "верхний предел" наиболее кислых естественных базальтовых ассоциаций, таких как трашковые формации Тасмании и Антарктиды (средние содержания SiO_2 соответственно равны 53,12 и 54,06%; Кутолин, 1972) и базальты четвертичных ареальных излияний Камчатки (Важеевская, 1972); состав последних многими исследователями рассматривается как наиболее близкий к исходному магматическому расплаву.

Эта шкала была взята за основу при составлении выборок для вычисления средних составов изверженных горных пород. Однако сами выборки комплектовались из данных полных химических анализов, т.е. с летучими компонентами и водой.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В СТРУКТУРАХ ОСНОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Как следует из данных стратиграфии (Белый, 1977), интенсивная вулканическая деятельность, не претерпевшая существенных изменений в течение почти всего мезозоя, являлась характерной чертой развития структур основания внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Там же отмечалось, что эти проявления вулканизма обладали рядом своеобразных признаков и были связаны с развитием особой структуры - Тайгоносской тектонической зоны.

Ранее было показано, что некоторые особенности вулканизма внешней зоны Охотско-Чукотского пояса унаследованы от эпигеосинклинального орогенного магматизма мезозоид (Гельман, Белый, 1963; Белый и др., 1965; Белый, Тильман, 1966; Белый, 1969а). Поэтому возникает необходимость краткого обзора магматических образований в структурах мезозоид.

Тайгоноская тектоническая зона

Мощные толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, связанные с развитием Тайгоносской тектонической зоны, относятся к числу наименее изученных образований на Северо-Востоке Азии. Лишь в последние годы, в результате исследований Г.Е. Некрасова и И.Е. Заборовской на п-ове Тайгонс, Г.Е. Некрасова, В.Н. Юдиной, Ю.А. Скибина и автора в районе п-ова Пьягина, а также работ автора в бассейнах рек Пенжины и Анадыря получены материалы, позволяющие дать общую оценку масштабов и характера магматических явлений, предшествовавших здесь формированию вулканогенного пояса.

Наиболее полные стратиграфические разрезы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Тайгоносской зоны находятся на полуостровах Тайгонос, Пьягина и Кони (рис. 1).

Выходы триасовых, ниже- и среднеюрских толщ известны главным образом в пределах магматогенных поднятий новообразованной подзоны Охотско-Чукотского пояса. Существенно вулканогенные верхнеюрские (кимеридж-волж-

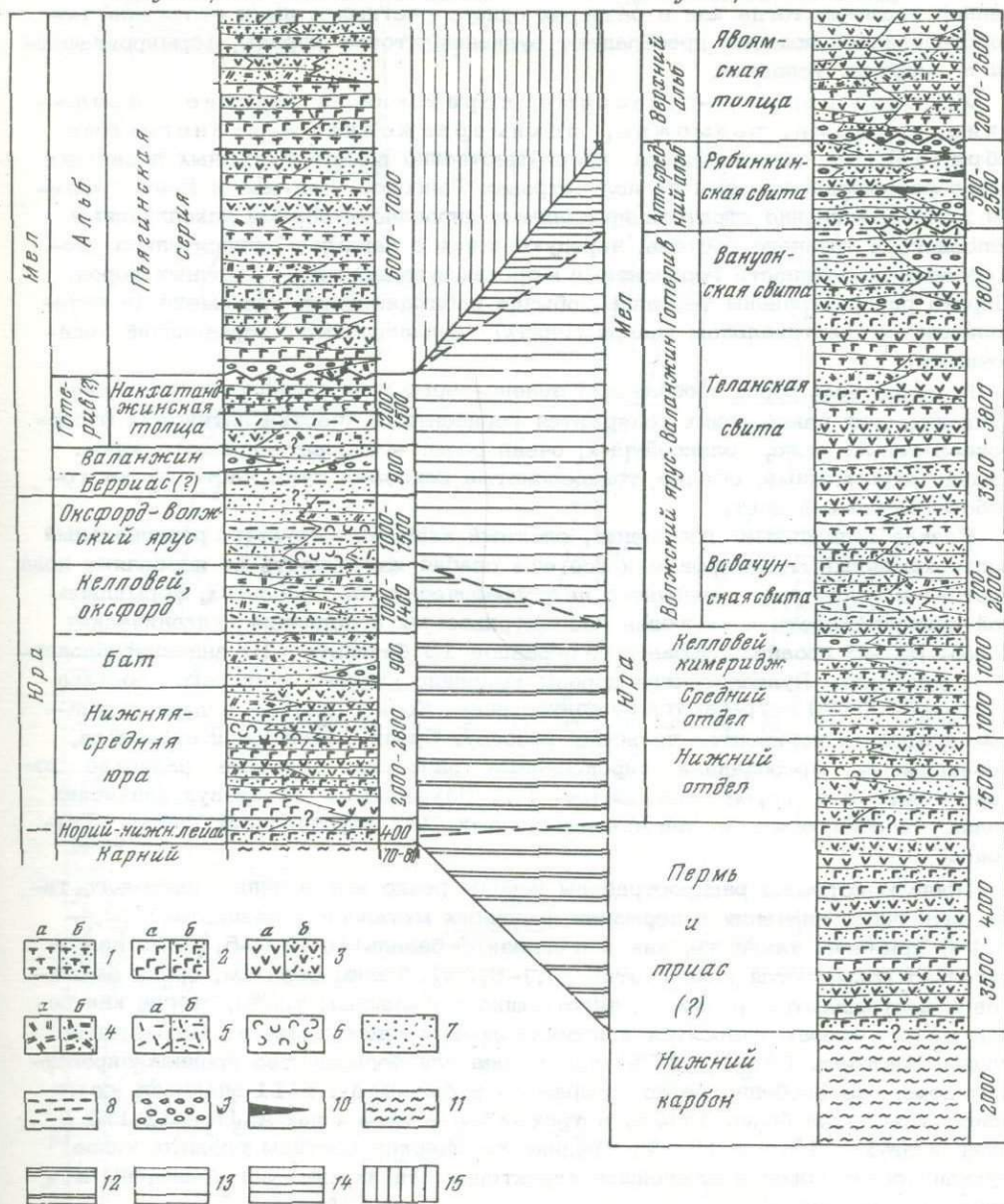


Рис. 1. Стратиграфические разрезы мезозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса на полуостровах Тайгонос, Пьягина и Кони

1 - лавы (а), туфы и туфобрекчии (б) базальтов; 2 - то же, андезитобазальтов; 3 - то же, андезитов; 4 - игнимбриты и лавы (а), туфобрекчии и туфы (б) андезито-дацитов и дацитов; 5 - то же, липарито-дацитов и липаритов; 6 - кремнистые породы; 7 - туффиты и туфопесчаники; 8 - алевролитовые туффиты, алевролиты; 9 - конгломераты; 10 - линзы и пласты угля; 11 - известковистые песчаники, алевролиты, сланцы; комплекс Тайгоносской тектонической зоны; 12 - образования первой стадии развития вулканического архипелага (геосинклиальный этап); 13 - то же, второй стадии; 14 - образования орогенного этапа; 15 - комплекс Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

ские) – готеривские образования распространены на территории ее унаследованной подзоны, тогда как в разрезах одновозрастных с ними отложений новообразованной подзоны преобладают вулканомиктовые породы, формировавшиеся в морских условиях.

Условно пермско-триасовые, юрийские и юрские (доволжские, местами, возможно, докимериджские) вулканогенные образования, обнажающиеся преимущественно в магматогенных поднятиях новообразованной подзоны на полуостровах Тайгонос, Пьягина и Кони, сложены преимущественно стратифицированными пирокластическими накоплениями основного и среднего состава, чередующимися с лавами и относительно небольшими по мощности горизонтами морских вулканогенно-осадочных пород. Широко распространены тефроицы, обычно наблюдающиеся при смене (в латеральном и вертикальном направлениях) вулканических образований осадочными.

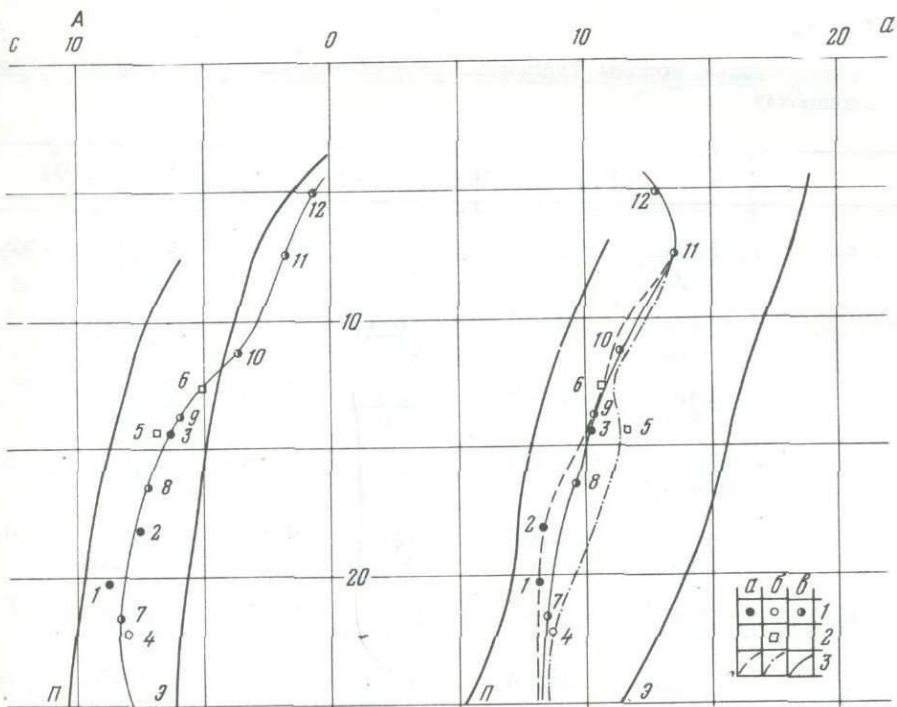
Во всех типах пород преобладают зелено-серые тона окрасок. В собственно вулканических накоплениях содержатся горизонты и участки пятнистых фиолетово-зеленых, реже, зелено-бурых, очень редко – буровато-красных пород. Сильно окремненные, обычно тонкослоистые пепловые туфы часто имеют голубовато-зеленый цвет.

Резкие фациальные изменения, сложный характер структур, региональный зеленокаменный метаморфизм и все еще слабая изученность не позволяют пока составить ясное представление о петрографических особенностях, формационной принадлежности и эволюции рассматриваемых ассоциаций вулканических пород. Из 28 проанализированных образцов 13 базальты, 10 андезитов-базальты и андезиты. Вулканические породы умеренно кислого и кислого состава ($SiO_2 = 63-75\%$) встречаются на полуостровах Кони и Пьягина в виде отдельных пластов и горизонтов по всему разрезу. Среди базальтов и андезитов, по-видимому, преобладали пироксеновые разновидности. Широкое развитие роговообманковых пород отмечается Г.Е. Некрасовым в субвулканических телах, изобилующих в пермско-триасовых (?) образованиях п-ова Тайгонос.

Преимущественно распространены породы резко выраженного натрового типа. Граничные значения содержания щелочных металлов в базальтах (2,4–5,4%) примерно такие же, как и в андезитов-базальтах (3,0–5,1%), и незначительно повышаются в андезитах (3,1–6,2%). Таким образом, среди базальтов обнаруживаются разновидности, тяготеющие к щелочным типам, тогда как более кислые породы относятся к известково-щелочному классу. Повышенная глиноземистость ($Al_2O_3 \geq 17\%$) характерна для большинства проанализированных пород, но особенно резко выражена в базальтах: в 11 анализах содержание глинозема более 17,5%, в трех – более 20% ($\max Al_2O_3 = 21,1\%$) и лишь в двух – 15,5 и 15,8%. Средние химические составы главных типов вулканических пород и важнейшие характеристики их химизма приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Вулканогенные и осадочные образования подверглись региональному метаморфизму пренит-дунпеллитовой фаши (Гельман, 1973). Степень метаморфизма различна. Особенно интенсивные зеленокаменные изменения отмечаются на участках развития парагенезисов вулканических, вероятно, существенно субаэральных и вулканогенно-осадочных (главным образом морских) накоплений. Такие ассоциации пород во многом сходны с образованиями типа формации "зеленых туфов" кайнозойских вулканических дуг (Ротман, 1965; Геологическое развитие Японских островов, 1968; Hashimoto et al., 1970).

Позднемезозойские (доальбские) вулканогенные толщи обнажены главным образом в пределах унаследованной подзоны Охотского сектора. Преобладают здесь верхнеюрские образования, а более молодые готеривские и условно валанжинские имеют явно подчиненное значение. В Пенжинском же и Анадырском секторах вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи в основном относятся к готериву. В Мургалском и Кондыревском магматогенных поднятиях (новообразованная подзона) резко преобладают морские



SiO ₂ %	а				б						в				
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
< 55	1	—							—						—
	4	—							—						—
	7	—							—						—
55-58	2	—							—						—
	8	—							—						—
58-63	3	—							—						—
	9	—							—						—
63-68	10	—							—						—
68-73	11	—							—						—
> 73	12	—							—						—

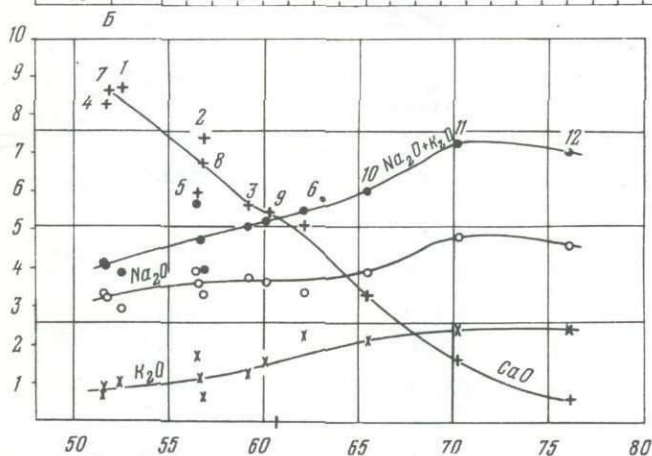


Рис. 2. Вулканогенные породы Тайгонской зоны (структуры основания внутренней зоны Охотского сектора)

А - диаграмма А.Н. Заваршкого, П - вариационная линия вулканической ассоциации Пеле, Э - Этны; цифры - порядковые номера в табл. 1; а - нижне-среднемезозойские (доволжские) образования, б - волжско-неокомские образования, в - эти же образования без разделения по возрасту; 1 - средние по 4 и более анализам, 2 - средние по 3-2 анализам, 3 - вариационные линии. Внизу - диаграмма доверительных 95%-ных интервалов средних значений числовых характеристик.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Таблица 1

Вулканогенные породы Тайгоносской тектонической зоны (районы побережья
варицкому

	1(13)*		2(4)		3(6)	
SiO ₂	$\frac{51,01}{4,0}$	52,48	$\frac{54,53}{2,68}$	56,80	$\frac{57,02}{1,1}$	59,21
TiO ₂	$\frac{1,21}{0,2}$	1,24	$\frac{1,21}{0,16}$	1,26	$\frac{1,06}{0,07}$	1,10
Al ₂ O ₃	$\frac{18,07}{3,35}$	18,59	$\frac{16,78}{9,16}$	17,48	$\frac{16,49}{2,8}$	17,12
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,74}{3,78}$	3,84	$\frac{2,74}{0,24}$	2,85	$\frac{3,64}{1,1}$	3,77
FeO	$\frac{6,73}{4,96}$	6,92	$\frac{5,63}{4,13}$	5,86	$\frac{4,70}{3,20}$	4,88
MnO	$\frac{0,14}{0,01}$	0,14	$\frac{0,15}{0,000}$	0,16	$\frac{0,12}{0,01}$	0,13
MgO	$\frac{4,03}{1,5}$	4,14	$\frac{4,46}{1,55}$	4,62	$\frac{3,05}{0,3}$	3,17
CaO	$\frac{8,46}{1,5}$	8,70	$\frac{7,12}{1,2}$	7,38	$\frac{5,39}{2,1}$	5,60
Na ₂ O	$\frac{2,86}{0,40}$	2,94	$\frac{3,20}{0,77}$	3,32	$\frac{3,64}{0,20}$	3,78
K ₂ O	$\frac{0,95}{0,46}$	0,98	$\frac{0,65}{0,1}$	0,67	$\frac{1,24}{0,6}$	1,29
P ₂ O ₅	$\frac{0,20}{0,02}$		$\frac{0,34}{0,03}$		$\frac{0,25}{0,01}$	
+H ₂ O	$\frac{2,09}{1,75}$		$\frac{2,97}{1,9}$		$\frac{3,01}{2,9}$	
-H ₂ O	$\frac{0,5}{0,6}$		$\frac{0,28}{0,01}$		$\frac{0,27}{0,08}$	
a	$\frac{8,2}{3,24}$		$\frac{8,34}{3,3}$		$\frac{10,3}{3,7}$	
c	$\frac{8,7}{3,14}$		$\frac{7,50}{1,30}$		$\frac{6,3}{4,5}$	
b	$\frac{20,3}{14,0}$		$\frac{18,20}{3,4}$		$\frac{14,4}{9,1}$	
s	$\frac{62,8}{5,21}$		$\frac{66,0}{3,2}$		$\frac{69,0}{1,7}$	
n	$\frac{82,8}{77,5}$		$\frac{87,7}{25,7}$		$\frac{83,0}{83,6}$	
Q	$\frac{0,8}{22,5}$		$\frac{8,0}{32,6}$		$\frac{11,0}{12,5}$	

* Здесь и далее: первая цифра - порядковый номер, в скобках - количество анализов; в правом столбце пересчет на безводные окислы.

Охотского моря). Химический состав и числовые характеристики по А.Н. За-

4(25)		5(3)**		6(3)	
$\frac{49,48}{3,86}$	51,64	55,79	56,52	59,34	62,13
$\frac{1,44}{0,2}$	1,50	1,22	1,23	0,66	0,69
$\frac{17,45}{3,35}$	18,23	18,74	18,99	14,88	15,58
$\frac{4,30}{6,5}$	4,49	4,47	4,53	6,37	6,67
$\frac{5,7}{2,9}$	5,36	3,84	3,89	1,73	1,82
$\frac{0,19}{0,02}$	0,20	0,14	0,14	0,12	0,13
$\frac{5,40}{3,0}$	5,64	2,92	2,96	2,27	2,38
$\frac{7,88}{3,7}$	8,23	5,90	5,98	4,84	5,07
$\frac{3,24}{0,8}$	3,39	3,95	4,00	3,20	3,35
$\frac{0,70}{0,23}$	0,73	1,73	1,75	2,14	2,24
$\frac{0,26}{0,03}$		0,34		0,39	
$\frac{2,44}{2,5}$		0,76		2,01	
$\frac{0,32}{0,5}$		0,43		0,33	
$\frac{8,7}{4,3}$			11,66		10,71
$\frac{8,1}{3,1}$			6,88		5,12
$\frac{22,2}{12,0}$			14,36		12,68
$\frac{61,0}{6,3}$			67,10		71,49
$\frac{83,4}{180,0}$			77,62		70,92
$\frac{-3,4}{36,0}$			4,00		16,43

** При количестве анализов, равном 3 и менее, дисперсия не рассчитывалась.

Таблица 1 (окончание)

	7(38)		8(7)		9(9)	
SiO ₂	$\frac{50,00}{4,33}$	51,75	$\frac{55,10}{2,21}$	56,68	$\frac{57,80}{2,10}$	60,21
TiO ₂	$\frac{1,36}{0,18}$	1,41	$\frac{1,22}{0,11}$	18,01	$\frac{0,93}{0,08}$	0,97
Al ₂ O ₃	$\frac{17,70}{3,2}$	18,32	$\frac{17,60}{2,5}$	17,98	$\frac{15,95}{2,5}$	16,61
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,10}{5,10}$	4,24	$\frac{3,48}{2,0}$	3,55	$\frac{4,55}{4,3}$	4,74
FeO	$\frac{6,10}{3,30}$	6,31	$\frac{4,88}{3,0}$	4,98	$\frac{3,70}{4,6}$	3,85
MnO	$\frac{0,17}{0,004}$	0,18	$\frac{0,15}{0,002}$	0,15	$\frac{0,12}{0,001}$	0,13
MgO	$\frac{4,90}{2,8}$	5,07	$\frac{4,25}{2,7}$	3,91	$\frac{2,78}{0,49}$	2,89
CaO	$\frac{8,40}{2,2}$	8,69	$\frac{6,60}{1,2}$	6,74	$\frac{5,20}{1,4}$	5,41
Na ₂ O	$\frac{3,11}{0,6}$	3,22	$\frac{3,52}{0,56}$	3,60	$\frac{3,50}{0,25}$	3,65
K ₂ O	$\frac{0,78}{0,26}$	0,81	$\frac{1,12}{0,36}$	1,14	$\frac{1,50}{1,1}$	1,56
P ₂ O ₅	$\frac{0,25}{0,01}$		$\frac{0,34}{0,02}$		$\frac{0,30}{0,02}$	
+H ₂ O	$\frac{2,27}{1,96}$		$\frac{2,02}{2,41}$		$\frac{2,68}{2,16}$	
-H ₂ O	$\frac{0,46}{0,38}$		$\frac{0,35}{0,03}$		$\frac{0,29}{0,06}$	
a	$\frac{8,5}{3,7}$		$\frac{9,76}{4,9}$		$\frac{10,4}{3,6}$	
c	$\frac{8,3}{3,2}$		$\frac{7,2}{1,0}$		$\frac{5,9}{3,3}$	
b	$\frac{21,6}{13,0}$		$\frac{16,5}{6,4}$		$\frac{13,8}{7,3}$	
s	$\frac{61,6}{6,62}$		$\frac{66,5}{2,2}$		$\frac{69,8}{2,66}$	
n	$\frac{85,9}{68,5}$		$\frac{83,4}{41,9}$		$\frac{78,9}{141,6}$	
Q	$\frac{-2,0}{32,9}$		$\frac{6,3}{22,4}$		$\frac{12,8}{17,8}$	

Ниже-среднемезозойские (доволжские породы): 1 - базальты, 2 - андезито-базальты, 3 - андезиты; волжско-неокомские породы: 4 - базальты, 5 - андезито-базальты, 6 - андезиты; породы без разделения по возрасту: 7 - базальты, 8 - андезито-базальты, 9 - андезиты,

10(11)		11(5)		12(7)	
$\frac{64,09}{3,30}$	65,54	$\frac{69,20}{1,15}$	70,25	$\frac{75,24}{3,32}$	76,07
$\frac{0,92}{0,10}$	0,94	$\frac{0,56}{0,02}$	0,57	$\frac{0,32}{0,01}$	0,32
$\frac{16,24}{1,76}$	16,60	$\frac{14,69}{1,41}$	14,91	$\frac{13,16}{0,53}$	13,31
$\frac{2,37}{1,50}$	2,42	$\frac{1,88}{2,07}$	1,90	$\frac{0,94}{0,35}$	0,95
$\frac{3,46}{1,80}$	3,53	$\frac{2,13}{0,13}$	2,16	$\frac{1,1}{0,42}$	1,11
$\frac{0,14}{0,02}$	0,15	$\frac{0,10}{0,06}$	0,10	$\frac{0,06}{0,004}$	0,06
$\frac{1,35}{0,30}$	1,38	$\frac{1,12}{0,12}$	1,14	$\frac{0,52}{0,08}$	0,52
$\frac{3,30}{2,20}$	3,37	$\frac{1,64}{0,06}$	1,66	$\frac{0,61}{0,13}$	0,61
$\frac{3,82}{2,00}$	3,90	$\frac{4,75}{0,75}$	4,82	$\frac{4,52}{1,04}$	4,57
$\frac{2,10}{0,98}$	2,15	$\frac{2,44}{1,71}$	2,47	$\frac{2,43}{1,7}$	2,46
$\frac{0,19}{0,07}$		$\frac{0,12}{0,05}$		$\frac{0,05}{0,002}$	
$\frac{1,65}{0,5}$		$\frac{0,97}{0,12}$		$\frac{0,58}{0,5}$	
$\frac{0,28}{0,03}$		$\frac{0,33}{0,05}$		$\frac{0,14}{0,02}$	
$\frac{11,4}{14,2}$		$\frac{13,6}{5,7}$		$\frac{12,8}{5,1}$	
$\frac{3,6}{3,6}$		$\frac{1,8}{0,36}$		$\frac{0,71}{0,17}$	
$\frac{11,3}{28,1}$		$\frac{7,55}{4,4}$		$\frac{5,14}{6,9}$	
$\frac{73,6}{4,3}$		$\frac{77,0}{0,19}$		$\frac{81,3}{2,7}$	
$\frac{73,1}{142,8}$		$\frac{75,3}{157,0}$		$\frac{74,1}{145,4}$	
$\frac{20,8}{25,2}$		$\frac{25}{18,9}$		$\frac{36,4}{35,3}$	

10 - андезитго-дациты, 11 - липаритго-дациты и липариты, 12 - липариты с $\text{SiO}_2 > 73\%$ (10-12 - главным образом волжско-неокомские образования).
Здесь и далее: в числителе - среднее содержание окислов, в знаменателе - дисперсия.

мелководные осадочно-вулканогенные отложения, а в Ичигемском (унаследованная подзона) – вулканогенные, по-видимому, субарральные. В целом позднемезозойские образования характеризуются такими же парагенезисами пород и региональными метаморфическими изменениями, как и триасово-юрские. Однако состав и особенности химизма вулканических накоплений испытывают некоторые изменения, что четко устанавливается пока лишь в Охотском секторе, тогда как для остальных районов данных недостаточно.

Среди позднемезозойских (доальбских) образований внутренней зоны Охотского сектора постоянно присутствуют вулканы кислого и умеренно кислого состава, слагающие сравнительно крупные тела и нередко самостоятельные стратиграфические подразделения (например, вазачунская свита на п-ове Тайгонос).

Ассоциация позднемезозойских вулкаников четко распадается на две группы пород с содержанием кремнекислоты менее 57,5% (31 анализ) и более 61,5% (23 анализа). Разрыв между этими группами оказывается еще более значительным, если обратиться к локальным вулканическим ассоциациям: в Примагаланском районе (побережье Тауйской губы, п-ов Пьягина) он отвечает интервалу 55–61,5%, а на п-ове Тайгонос – 57,5–63,5%.

Немногом менее половины проанализированных пород составляют базальты (26 образцов). Среди них преобладают высокоглиноземистые разновидности (в 19 пробах содержание глинозема превышает 17%, в 5 из них – более 20%, max $Al_2O_3 = 21,4\%$) известково-щелочного типа; субщелочные базальты составля-

Таблица 2

Изверженные породы Тайгоносской тектонической зоны (бассейны рек Пенжины и

	13(1)		14(1)		15(1)	
SiO ₂	42,82	45,49	46,20	47,80	65,93	67,48
TiO ₂	2,10	2,23	1,58	1,63	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	20,48	21,76	16,65	17,23	15,95	16,33
Fe ₂ O ₃	1,78	1,89	3,80	3,93	4,88	4,99
FeO	11,44	12,15	6,30	6,52	2,16	2,21
MnO	0,18	0,19	0,18	0,19	0,09	0,09
MgO	4,54	4,82	9,33	9,65	1,19	1,22
CaO	7,21	7,66	10,44	10,80	1,33	1,36
Na ₂ O	3,41	3,62	2,05	2,12	3,00	3,07
K ₂ O	0,17	0,18	0,13	0,13	2,68	2,74
P ₂ O ₅	0,48		0,29		0,12	
+H ₂ O	4,71		2,92		1,70	
-H ₂ O	0,45		0,37		0,22	
<i>a</i>		8,68		4,88		10,15
<i>c</i>		9,82		9,12		1,57
<i>b</i>		25,02		30,17		15,43
<i>S</i>		56,43		55,83		72,86
<i>z</i>		96,82		95,99		62,98
<i>Q</i>		-14,23		-7,21		23,87

ют около 27%. Характерно, что повышение щелочности лишь иногда сопровождается убыванием глинозема; большей же частью оно происходит за счет снижения содержаний кальция, иногда магния. В субщелочных же разностях, не относящихся к высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 < 17\%$), наблюдается резкое увеличение содержания железа. В целом все базальты принадлежат к натровому типу. В андезитово-базальтах общее содержание щелочных металлов в среднем возрастает примерно на 1,5% главным образом за счет K_2O , количество которого увеличивается более чем на 1% с вероятностью 99%. В андезитах оно существенно не меняется, но происходит некоторое снижение содержаний натрия и возрастание калия.

В группе андезитов-гипаритов изменение содержаний кремнекислоты происходит довольно равномерно в диапазоне от 61,5 до 77% SiO_2 (22 анализа). С увеличением содержания кремнекислоты до 71% возрастает и содержание щелочных металлов, но дальнейший рост количества кремнекислоты сопровождается резким уменьшением содержаний щелочных металлов. На диаграмме А.Н. Заварицкого вариационная кривая этой группы пород приближается к пантеллеритовому типу. В целом вулканические породы на п-ове Тайгос характеризуются более высоким содержанием калия и соответственно более высокой общей щелочностью, чем в Примагаданском районе. Примечательно, что среди пород умеренно кислого и кислого состава в интервале значений характеристики Заварицкого $b = 10-5$ типичны разности, относительно недосыщенные глиноземом.

Анадыря). Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

16(1)		17(1)		18(1)		19(1)	
66,27	67,14	56,90	59,23	72,86	73,79	59,96	60,87
0,57	0,58	0,90	0,94	0,30	0,30	0,74	0,75
14,40	14,59	14,85	15,46	13,64	13,81	16,31	16,56
2,84	2,88	4,35	4,53	1,00	1,01	2,90	2,94
3,23	3,27	5,48	5,70	2,07	2,10	3,73	3,79
0,11	0,11	0,16	0,17	0,03	0,03	0,12	0,12
0,40	0,41	3,29	3,42	0,45	0,46	3,31	3,36
1,31	1,33	4,57	4,76	0,70	0,71	5,91	6,00
5,35	5,42	5,34	5,56	4,14	4,19	3,77	3,83
4,22	4,28	0,22	0,23	3,55	3,60	1,76	1,79
0,15		0,28		0,06		0,21	
0,31		2,49		1,08		1,26	
0,21		0,75		0,18		0,23	
17,62		12,36		13,70		11,01	
0,68		3,99		0,82		5,57	
7,07		16,68		3,68		13,63	
74,63		66,96		79,80		69,78	
65,83		97,36		63,93		76,50	
13,33		5,20		31,38		11,96	

Таблица 2 (окончание)

	20(1)		21(1)		22(1)	
SiO ₂	64,50	65,40	70,61	71,38	77,50	77,81
TiO ₂	0,52	0,53	0,48	0,49	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	15,37	15,58	14,54	14,70	12,00	12,05
Fe ₂ O ₃	2,55	2,59	1,29	1,30	0,47	0,46
FeO	2,82	2,86	1,20	1,21	0,83	0,83
MnO	0,10	0,10	0,07	0,07	0,03	0,03
MgO	2,37	2,40	0,77	0,78	0,25	0,25
CaO	4,33	4,39	2,46	2,49	0,55	0,55
Na ₂ O	3,79	3,84	4,04	4,08	3,76	3,78
K ₂ O	2,28	2,31	3,46	3,50	4,07	4,09
P ₂ O ₅	0,19		0,06		0,12	
+H ₂ O	0,93		0,76		0,06	
-H ₂ O	0,21		0,12		0,11	
<i>a</i>		11,69		13,75		13,47
<i>c</i>		4,48		2,75		0,64
<i>b</i>		9,80		3,78		2,08
<i>s</i>		74,02		79,72		83,81
<i>n</i>		71,64		63,96		58,40
<i>Q</i>		20,17		29,19		40,05

Вулканогенные породы (13-16 - Пенжинский, 17, 18 - Анадырский сектор): 13, 14 - лавы базальтов, 15 - туф дацита, 16 - трахидацит, 17 - андезит, 18 - липарит; гальки интрузивных пород (продукты размыва доальбских массивов): 19-22 - в нижней толще чалбугчанской серии, 23-26 - в коянчанской серии (Пенжинский сектор).

В табл. 1 и на рис. 2 приведены средние составы и важнейшие характеристики химизма вулканогенных пород.

Данные о химизме позднемезозойских вулканитов, обнажающихся в структурах основания внутренней зоны Пенжинского и Анадырского секторов, ограничиваются всего шестью анализами: высокоглиноземистые базальты - двумя (один - субщелочной), андезит-базальт - одним, дацит - одним, трахидацит - одним, липарит - одним. Породы кислого и умеренно кислого состава относятся к калинатровому и калиевому типам, а основного и среднего - к резко натровому (табл. 2).

Во многих районах в нижней части разреза вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса и в подстилающих их молассах встречаются валуны и гальки гранитоидов, являющиеся, пожалуй, единственным достоверным свидетельством проявлений доальбского гранитоидного магматизма на территории внутренней зоны. Однако лишь в Пенжинском секторе они изучены достаточно полно. Здесь в составе валунов и галек преобладают средне-, реже крупно- и неравномернозернистые тоналиты, кварцевые диориты и диориты, отмечаются гранодиориты, плагиограниты, лейкократовые граниты и габбро-диориты. В тоналитах - диоритах главной цветной минерал - амфибол; в диоритах и кварцевых диоритах, кроме того, постоянно отмечается пироксен, а в гранодиоритах

23(1)		24(1)		25(1)		26(1)	
61,64	62,74	64,49	65,51	74,39	74,91	74,98	75,22
0,88	0,90	0,75	0,76	0,24	0,24	0,16	0,16
16,47	16,77	16,36	16,62	12,96	13,05	13,09	13,13
2,64	2,69	2,55	2,59	1,57	1,58	1,03	1,03
3,38	3,44	2,56	2,60	0,95	0,96	1,05	1,05
0,11	0,11	0,10	0,10	0,03	0,03	0,02	0,02
2,48	2,52	1,71	1,74	0,39	0,39	0,28	0,28
4,42	4,50	3,92	3,98	1,14	1,15	1,44	1,44
4,38	4,46	4,11	4,18	4,26	4,29	4,35	4,36
1,84	1,87	1,89	1,92	3,37	3,39	3,28	3,29
0,16		0,12		0,06		0,02	
1,26		1,54		0,54		0,28	
0,14		0,10		0,05		0,02	
<hr/>							
	12,53		11,95		13,76		13,81
	4,96		4,84		1,34		1,54
	10,46		8,29		3,13		2,43
	72,05		74,93		81,76		82,22
	78,35		76,77		65,77		66,84
	14,09		21,12		34,66		35,28

2511

и тоналитах - биотит. Среди гранитов и плагиигранитов преобладают биотит-рогообманковые разности. Характеристика химизма этих пород приведена в табл. 2.

В северной части хр. Пекульней и в среднем течении р. Канчалан известны крушные массивы гранитоидов резко выраженного натрового типа (табл. 3), которые имеют послеваланжинский, но доальбский возраст. Структурная позиция их не вполне ясна. Представляется, что становление этих массивов связано с проявлениями складчатости в середине раннего мела по периферии Анадырско-Корякской геосинклинальной системы.

Складчатые системы мезозой и жесткие массивы

Магматические образования, обнажающиеся в структурах основания внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса, будут характеризоваться в следующем порядке: Охотский, Центрально-Чукотский, Анадырский, Пенжинский секторы и фланговые зоны.

В Охотском секторе наиболее длительные и мощные проявления вулканизма установлены в северо-западной части п-ова Тайгонос: на участке Гижигинской зоны мезозой, непосредственно примыкающем к Тайгоносской тек-

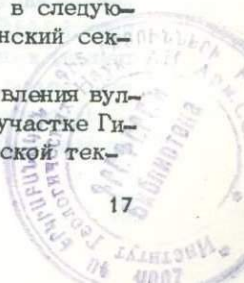


Таблица 3

Доальбские интрузивные образования в хр. Пекульней и бассейне р. Канчалан. Химический состав

	27(6)		28(4)		29(4)		30(3)	
SiO ₂	$\frac{45,66}{2,47}$	46,69	$\frac{52,84}{3,27}$	54,70	$\frac{56,12}{1,78}$	57,06	58,79	59,82
TiO ₂	$\frac{0,85}{0,18}$	0,87	$\frac{1,28}{0,20}$	1,33	$\frac{0,89}{0,003}$	0,90	0,83	0,84
Al ₂ O ₃	$\frac{17,38}{3,05}$	17,77	$\frac{17,47}{1,58}$	18,08	$\frac{17,96}{0,51}$	18,27	17,90	18,21
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,79}{8,65}$	3,87	$\frac{2,45}{0,44}$	2,54	$\frac{2,13}{0,52}$	2,17	2,18	2,22
FeO	$\frac{6,70}{3,33}$	6,85	$\frac{6,48}{3,66}$	6,71	$\frac{5,03}{0,02}$	5,11	3,97	4,04
MnO	$\frac{0,17}{0,002}$	0,17	$\frac{0,15}{0,002}$	0,15	$\frac{0,11}{0,0001}$	0,11	0,10	0,10
MgO	$\frac{9,88}{13,60}$	10,10	$\frac{4,23}{0,50}$	4,38	$\frac{4,43}{0,29}$	4,50	3,39	3,45
CaO	$\frac{11,57}{6,06}$	11,83	$\frac{5,92}{2,15}$	6,13	$\frac{6,95}{0,42}$	7,07	5,87	5,97
Na ₂ O	$\frac{1,40}{0,25}$	1,43	$\frac{4,16}{0,39}$	4,33	$\frac{3,85}{0,11}$	3,92	3,87	3,94
K ₂ O	$\frac{0,42}{0,02}$	0,43	$\frac{1,62}{0,64}$	1,68	$\frac{0,89}{0,05}$	0,90	1,38	1,40
P ₂ O ₅	$\frac{0,03}{0,0005}$		$\frac{0,22}{0,08}$		$\frac{0,05}{0,009}$		0,07	
+H ₂ O	$\frac{0,87}{0,85}$		$\frac{1,08}{2,35}$		$\frac{0,56}{1,27}$		0,36	
-H ₂ O	$\frac{0,12}{0,009}$		$\frac{0,27}{0,11}$		$\frac{0,08}{0,03}$		0,06	
a	$\frac{3,78}{1,42}$		$\frac{12,11}{5,26}$		$\frac{10,77}{3,80}$		10,87	
c	$\frac{10,01}{2,59}$		$\frac{6,20}{3,51}$		$\frac{7,26}{0,10}$		6,95	
b	$\frac{31,99}{5,97}$		$\frac{17,64}{5,65}$		$\frac{16,11}{5,80}$		12,35	
s	$\frac{54,21}{2,40}$		$\frac{64,05}{2,95}$		$\frac{66,46}{2,70}$		69,83	
n	$\frac{83,05}{27,48}$		$\frac{80,37}{61,45}$		$\frac{86,75}{13,93}$		81,15	
Q	$\frac{-9,16}{4,35}$		$\frac{-2,31}{6,69}$		$\frac{5,61}{4,08}$		10,97	

27 - габбро, 28 - габбро-диориты, 29 - диориты, 30 - кварцевые диориты, 31 - сиенитодиориты, 32 - тоналит, 33 - плагиограниты, 34 - лейкократовые плагиограниты.

тонической зоне. Здесь в верхнепермских-среднеюрских существенно терригенных, часто вулканомиктовых отложениях главного геосинклинального комплекса мезозойца (~9000 м) содержится горизонты вулканогенных пород, составляющие 14-15% их общей мощности. Они приурочены к верхней части разреза перми, к норрийскому ярусу и слагают мощную (~1000 м) толщу, условно относимую к нижней юре.

В разрезах верхней юры (~4000 м) вулканогенные образования составляют не менее 50% мощности. Резкое усиление вулканизма к поздней юре, по-ви-

и числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

31(2)		32(1)		33(3)		34(5)	
62,78	63,08	67,14	67,80	69,84	70,88	$\frac{75,98}{1,30}$	75,99
0,60	0,60	0,48	0,48	0,49	0,49	$\frac{0,24}{0,001}$	0,24
18,70	18,79	17,35	17,52	14,90	15,12	$\frac{13,29}{0,16}$	13,29
1,52	1,52	1,58	1,60	1,25	1,27	$\frac{0,86}{0,31}$	0,86
2,38	2,39	1,44	1,45	1,93	1,96	$\frac{1,44}{1,25}$	1,44
0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	$\frac{0,05}{0,001}$	0,05
1,56	1,56	1,20	1,21	1,39	1,41	$\frac{0,60}{0,079}$	0,60
5,09	5,12	4,45	4,49	3,33	3,38	$\frac{1,85}{0,71}$	1,85
4,70	4,72	4,30	4,34	3,88	3,94	$\frac{4,40}{0,35}$	4,40
2,13	2,14	1,02	1,03	1,47	1,50	$\frac{1,58}{0,14}$	1,58
0,10		0,23		0,138		$\frac{0,04}{0,0005}$	
0,54		0,44				$\frac{0,51}{0,10}$	
0,09		0,13				$\frac{0,15}{0,03}$	
	13,72		11,02		10,58	$\frac{11,37}{2,96}$	
	5,98		5,45		4,01	$\frac{2,13}{0,95}$	
	6,84		6,30		6,41	$\frac{4,29}{2,21}$	
	73,47		77,22		79,01	$\frac{82,21}{0,53}$	
	77,02		86,50		80,31	$\frac{81,05}{4,46}$	
	13,53		26,95		32,85	$\frac{39,56}{12,10}$	

димому, связано с началом эпигеосинклиального орогенного магматизма в Яно-Кольмской системе мезозой (Тильман и др., 1969; Белый, 1971).

Характерно, что независимо от возраста все вулканогенные породы данного района метаморфизованы значительно слабее, чем в расположенной рядом Тайгоносской тектонической зоне. Они обычно имеют серый цвет, и с ними не ассоциируют образования типа формации "зеленых туфов".

Преобладающими являются лавы и пирокластические отложения базальтового состава. В разрезах перми отмечаются андезито-базальты и андезиты. В

разрезах верхнетриасовых-нижнеюрских толщ количество их заметно увеличивается, широкое распространение получают андезиты-дациты. В составе позднеюрских накоплений существенное значение приобретают дациты и липарито-дациты. Таким образом, во времени состав вулканических продуктов становится все более разнообразным и более кислым. Изменение петрохимических свойств характеризуемой ассоциации вулканических пород в целом происходит сравнительно равномерно: в интервал содержания кремнекислоты 47-56% попадает 23 анализа, а в интервалы 56-63 и 63-68% - по 7 анализов. Следовательно, "разрыву", отмеченному ранее в позднемезозойской ассоциации Тайгоносской тектонической зоны, здесь отвечает лишь уменьшение частоты встречаемости андезито-базальтов и андезитов.

Характерно, что петрохимические особенности базальтов (21 из 39 проанализированных образцов) в течение времени не меняются. Преобладают, как и во внутренней зоне, высокоглиноземистые базальты натрового типа. Но "степень глиноземистости" их возрастает: лишь в трех образцах содержание глинозема меньше 17%, тогда как в восьми оно превышает 20% ($\max \text{Al}_2\text{O}_3 = 23,4\%$). Увеличивается относительное количество субщелочных базальтов (9 из 21, что составляет примерно 43%). Повышение щелочности происходит в основном за счет возрастания содержания натрия. В субщелочных разностях с уменьшением содержания глинозема обычно наблюдается увеличение количества окислов железа. В целом базальты заметно обеднены магнием: $\max \text{MgO} = 7,0\%$, $\min \text{MgO} = 1,9\%$, в 6 образцах ($\sim 29\%$) $\text{MgO} < 4\%$.

Андезито-базальты и все более кислые вулканические породы относятся к известково-щелочному типу. Среди андезито-дацитов и дацитов преобладают разности, относительно насыщенные глиноземом.

Сходные по характеру, но менее интенсивные проявления ранне-средне-мезозойского вулканизма имели место в бассейне р. Тахтоямы.

В поздней юре и частично, по-видимому, в некоем на стадии эпигеосинклинального орогенеза мезозойский мощный субаэральный вулканизм развивался на участке между реками Тахтоямой и Челомджой, в пределах так называемого Челомджа-Ямского магматогенного поднятия и в примыкающих к нему с севера районах. Состав вулканогенных образований колеблется от базальтов до дацитов, но преобладают основные и средние породы. Изучены они еще слабо. Тем не менее в отличие от северо-западной части п-ова Тайгонос базальты данной ассоциации характеризуются более низкой глиноземистостью, в среднем более высокими содержаниями магния и отсутствием субщелочных разностей. Более кислые члены обеих ассоциаций существенных различий между собой не имеют (табл. 4). Из анализа табл. 4 следует, что андезито-базальты характеризуются более низким содержанием щелочных металлов, чем базальты. В андезитах отмечаются самые низкие содержания натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 3,05-3,36\%$) и наиболее высокие - калия ($\text{K}_2\text{O} = 2,90-3,13\%$).

Как известно, гранитоидный магматизм был одним из характернейших явлений орогенного этапа развития Яно-Кольмской системы. Здесь "в поздней юре последовательно формируются нера-бохапчинский комплекс малых до-базальтовых интрузий, затем бусугунийский гранитоидный комплекс, и, наконец, в самом конце юры или в начале мела - кольмский комплекс биотитовых и двуслюдяных гранитов и адаметитов" (Шпетный и др., 1974, с. 28). Типичные проявления этих интрузивных комплексов находятся за пределами вулканогенного пояса, и вопрос о соотношении массивов кольмского комплекса с магматическими образованиями Охотско-Чукотского пояса до настоящего времени не имеет однозначного решения. По мнению автора, в целом они разобщены как во времени, так и в пространстве. По-видимому, в конце раннего и начале позднего мела, в заключительную стадию эпигеосинклинального орогенеза Яно-Кольмских мезозойских, происходило становление лейкократовых калиевых гранитов, относимых к омсукчанскому комплексу (Гельман и др., 1969; Соболев, 1970; Шпетный и др., 1974). Главный ареал их развития охватывает территорию Омсукчанского грабена и Балыгычанского района пологих дислокаций. В Омсукчанском грабене и на прилегающих к не-

му площадях известны также вулканиты кислого состава (аскольдинская свита), находящиеся в довольно сложных соотношениях с угленосными отложениями омсукачанской свиты. По данным Н.В. Ичетовкина и А.П. Фадеева, эти липариты относятся к резко выраженному калиевому типу ($K_2O = 8,50-4,61$; $Na_2O = 3,88-0,13$; $CaO = 0,90-0,00$; $MgO = 0,24-0,00$; $Al_2O_3 = 18,70-10,12$; пределы колебания содержаний в процентах по 21 анализу), чем существенно отличаются от более молодых вулканогенных образований наяханской свиты.

Центрально-Чукотский сектор. В геологической истории Чукотской системы мезозойд имели место два крупных этапа магматической деятельности. В раннем триасе в обширных геосинклинальных прогибах получила развитие диабазовая формация (Гельман, 1963а). После значительного перерыва лишь в поздней юре начался качественно новый этап магматизма.

В течение поздней юры и, по-видимому, до начала альба в наложенных впадинах и прогибах эпизодически извергались андезиты-базальты, андезиты и базальты. Продукты этих извержений известны в морских отложениях верхней юры (Раучуамский прогиб) и берриаса (левобережье верхнего течения р. Пегтымель); они слагают нижнюю часть существенно субаэральных вулканических накоплений Тыгтыльвеемской впадины (нижняя подсвита нутесьемской свиты), а также распространены в бассейне среднего течения р. Паляваам (этчикуньская толща). Изучены они пока еще очень слабо и главным образом в Тыгтыльвеемской впадине: это преимущественно пироксеновые андезиты, андезиты-базальты и их туфы; встречаются базальты и дациты, а в этчикуньской толще преобладают андезиты и андезиты-дациты. Среди андезитов и базальтов резко преобладают высокоглиноземистые разновидности ($Al_2O_3 > 17\%$; $\max Al_2O_3 = 19,1-19,2\%$). В целом андезиты Тыгтыльвеемской впадины характеризуются пониженной щелочностью по сравнению с андезитами в структурах основания внешней зоны Охотского и Анадырского секторов и довольно непостоянными количественными соотношениями натрия и калия.

Важнейшим событием позднемезозойского этапа развития Чукотских мезозойд был мощный гранитоидный магматизм в конце раннего и начале позднего мела. По геологическому положению и составу более или менее четко различаются гранитоидные массивы ранних и поздних фаз становления.

Характерными породами массивов ранних фаз являются гранодиориты и кварцевые монзониты. В Анюйской зоне в составе массивов нередко встречаются сиениты-диориты и ортоклазовые габбро, тогда как в западной и центральной частях Чаунской зоны достаточно широко распространены граниты, а в ее восточной части — субщелочные граниты и граносиениты. Становление большинства массивов происходило до образования покровов Центрально-Чукотского сектора вулканогенного пояса: вулканиты чаунской серии с холодным контактом перекрывают гранитоиды Мольтыканского, Телекайского и Велиткенайского массивов — крупнейших интрузивов Чукотской системы. В Анюйской зоне внедрение гранитоидов ранних фаз иногда сопровождалось довольно мощным вулканизмом (Гельман, 1963б; Гельман, Белый, 1963), продукты которого (преимущественно игнимбриты, туфы и лавы кислого и умеренно кислого состава, а также андезиты) сосредоточены главным образом в пределах Тыгтыльвеемской впадины (верхняя подсвита нутесьемской свиты, пучеевская свита). Данные о химизме позднемезозойских вулканитов Чукотских мезозойд приведены в табл. 4.

В поздние фазы эпигеосинклинального магматизма Чукотских мезозойд формировались массивы, сложенные преимущественно биотитовыми и лейкократовыми гранитами; в их составе отмечаются также адамеллиты, граносиениты и кварцевые монзониты. По размеру и количеству эти интрузивы резко уступают плутонам ранних фаз. Их соотношения с вулканитами чаунской серии пока не выяснены. По-видимому, время формирования тех и других совпадало (частично или полностью), но ареалы развития были разными.

Все магматические породы, связанные с эпигеосинклинальным этапом развития Чукотских мезозойд, принадлежат к калиевому типу.

Таблица 4

Вулканоогенные породы мезозоид (структуры основания внешней зоны в став и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	51(11)		52(3)		53(3)	
SiO ₂	$\frac{48,94}{9,14}$	51,06	54,16	56,18	58,61	60,05
TiO ₂	$\frac{1,49}{0,30}$	1,55	1,00	1,03	0,90	0,92
Al ₂ O ₃	$\frac{18,43}{6,11}$	19,23	17,47	18,12	16,53	16,93
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,49}{5,94}$	3,64	2,03	2,10	1,18	1,21
FeO	$\frac{6,54}{6,53}$	6,82	5,83	6,05	4,71	4,83
MnO	$\frac{0,14}{0,01}$	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14
MgO	$\frac{4,64}{1,18}$	4,84	5,06	5,25	3,07	3,14
CaO	$\frac{7,48}{4,43}$	7,80	6,56	6,80	5,30	5,43
Na ₂ O	$\frac{3,90}{0,69}$	4,06	3,18	3,30	3,28	3,36
K ₂ O	$\frac{0,79}{0,36}$	0,82	1,04	1,08	3,05	3,13
P ₂ O ₅	$\frac{0,20}{0,03}$		0,17		0,26	
+H ₂ O	$\frac{1,87}{2,54}$		1,16		2,69	
-H ₂ O	$\frac{0,34}{0,20}$		0,23		0,24	
<i>a</i>	$\frac{10,34}{4,63}$			8,68		12,14
<i>c</i>	$\frac{7,42}{4,72}$			7,23		5,44
<i>b</i>	$\frac{21,74}{14,16}$			18,82		12,45
<i>s</i>	$\frac{60,49}{5,54}$			65,09		69,97
<i>n</i>	$\frac{88,59}{58,54}$			83,16		63,24
<i>Q</i>	$\frac{-17,14}{16,44}$			5,21		10,23

Охотском, Анадырском и Центрально-Чукотском секторах). Химический со-

54(4)		55(9)		56(3)	
$\frac{61,66}{0,25}$	63,04	$\frac{50,76}{1,57}$	52,44	51,28	52,75
$\frac{0,80}{0,03}$	0,82	$\frac{1,56}{0,16}$	1,61	0,93	0,96
$\frac{16,94}{1,0}$	17,32	$\frac{18,54}{5,39}$	19,15	16,60	17,08
$\frac{3,10}{2,50}$	3,17	$\frac{3,54}{3,54}$	2,62	3,38	5,53
$\frac{2,34}{1,0}$	2,39	$\frac{7,09}{4,94}$	7,32	3,64	3,74
$\frac{1,0}{0,08}$	1,02	$\frac{0,11}{0,007}$	0,11	0,33	0,34
$\frac{2,09}{0,3}$	2,14	$\frac{4,14}{1,99}$	4,28	6,90	7,10
$\frac{4,06}{0,4}$	4,15	$\frac{7,03}{2,72}$	7,26	8,32	8,56
$\frac{3,88}{0,4}$	3,97	$\frac{3,86}{0,91}$	3,99	2,53	2,60
$\frac{2,0}{0,7}$	2,04	$\frac{1,19}{0,43}$	1,23	1,35	1,39
$\frac{0,16}{0,02}$		$\frac{0,20}{0,03}$		0,25	
$\frac{2,33}{1,00}$		$\frac{1,65}{2,12}$		1,76	
$\frac{0,27}{0,09}$		$\frac{0,26}{0,08}$		0,58	
$\frac{11,7}{3,6}$		$\frac{10,78}{5,88}$			7,79
$\frac{4,6}{0,27}$		$\frac{7,33}{4,85}$			7,64
$\frac{11,3}{6,3}$		$\frac{19,49}{15,08}$			23,49
$\frac{72,3}{0,45}$		$\frac{62,40}{3,84}$			61,08
$\frac{75,0}{91,2}$		$\frac{83,38}{73,29}$			72,85
$\frac{16,6}{11,5}$		$\frac{-4,09}{18,15}$			-1,07

Таблица 4 (продолжение)

	57(2)		58(3)		59(9)	
SiO ₂	54,42	56,39	58,96	59,92	<u>63,96</u> 1,8	66,05
TiO ₂	1,18	1,22	1,21	1,23	<u>0,68</u> 0,06	0,70
Al ₂ O ₃	18,63	19,30	18,38	18,68	<u>15,93</u> 0,36	16,45
Fe ₂ O ₃	1,74	1,80	2,65	2,69	<u>1,38</u> 0,5	1,42
FeO	4,78	4,95	4,01	4,07	<u>3,10</u> 0,41	3,20
MnO	0,125	0,13	0,11	0,11	<u>0,10</u> 0,02	0,10
MgO	4,43	4,59	2,28	2,32	<u>1,34</u> 0,43	1,38
CaO	7,51	7,78	5,02	5,10	<u>3,56</u> 1,99	3,68
Na ₂ O	3,26	3,38	3,00	3,05	<u>4,29</u> 1,92	4,43
K ₂ O	0,45	0,47	2,86	2,90	<u>2,50</u> 1,04	2,58
P ₂ O ₅	0,20		0,53		<u>0,21</u> 0,02	
+H ₂ O	2,26		0,23		<u>1,95</u> 0,52	
-H ₂ O	0,54		0,286		<u>0,51</u> 0,07	
<i>a</i>		8,38		11,15	<u>13,4</u> 6,1	
<i>c</i>		9,02		6,32	<u>4,0</u> 2,03	
<i>b</i>		15,49		12,08	<u>7,5</u> 2,4	
<i>s</i>		67,12		70,45	<u>75,1</u> 3,4	
<i>n</i>		90,95		57,57	<u>71,4</u> 139,4	
<i>Q</i>		8,26		12,27	<u>19,4</u> 42,8	

60(11)		61(7)		62(4)	
<u>58,57</u>	60,88	<u>68,64</u>	70,54	<u>75,09</u>	76,46
2,90		2,3		6,54	
<u>0,77</u>	0,80	<u>0,33</u>	0,34	<u>0,11</u>	0,11
0,02		0,01		0,001	
<u>17,10</u>	17,77	<u>14,84</u>	15,25	<u>12,40</u>	12,63
0,8		0,55		0,85	
<u>2,40</u>	2,49	<u>1,30</u>	1,33	<u>1,30</u>	1,32
0,60		0,25		0,16	
<u>4,30</u>	4,47	<u>2,05</u>	2,10	<u>1,23</u>	1,25
1,60		0,33		0,24	
<u>0,14</u>	0,15	<u>0,08</u>	0,08	<u>0,08</u>	0,08
0,02		0,01		0,005	
<u>2,70</u>	2,80	<u>0,63</u>	0,65	<u>0,28</u>	0,29
1,20		0,18		0,05	
<u>5,16</u>	5,36	<u>1,99</u>	2,04	<u>0,66</u>	0,67
1,40		0,56		0,18	
<u>3,00</u>	3,12	<u>3,61</u>	3,71	<u>2,80</u>	2,85
0,23		0,46		0,10	
<u>2,08</u>	2,16	<u>3,88</u>	3,99	<u>4,32</u>	4,40
0,40		1,14		0,13	
<u>0,11</u>		<u>0,07</u>		<u>0,02</u>	
0,05		0,01		0,0002	
<u>2,10</u>		<u>1,50</u>		<u>1,13</u>	
1,10		0,15		0,11	
<u>0,10</u>		<u>0,35</u>		<u>0,30</u>	
0,04		0,12		0,13	
<u>10,40</u>		<u>13,57</u>		<u>12,0</u>	
3,1		0,31		1,27	
<u>6,1</u>		<u>2,40</u>		<u>0,80</u>	
1,6		0,81		0,25	
<u>13,2</u>		<u>5,80</u>		<u>5,20</u>	
10,4		5,60		1,84	
<u>70,3</u>		<u>78,3</u>		<u>82,0</u>	
3,4		2,6		2,99	
<u>67,2</u>		<u>58,60</u>		<u>49,6</u>	
44,9		123,50		6,5	
<u>13,8</u>		<u>27,00</u>		<u>39,44</u>	
6,6		5,20		30,30	

Таблица 4 (окончание)

	63(11)		64(6)		65(4)	
SiO ₂	$\frac{18,61}{2,02}$	50,43	$\frac{54,10}{3,67}$	56,12	$\frac{58,80}{0,79}$	60,62
TiO ₂	$\frac{1,21}{0,41}$	1,25	$\frac{0,84}{0,04}$	0,86	$\frac{0,55}{0,01}$	0,57
Al ₂ O ₃	$\frac{16,83}{5,28}$	17,46	$\frac{17,15}{1,50}$	17,79	$\frac{17,25}{0,17}$	17,78
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,42}{0,61}$	4,58	$\frac{5,12}{5,08}$	5,31	$\frac{3,99}{0,49}$	4,12
FeO	$\frac{5,39}{2,05}$	5,59	$\frac{3,63}{1,53}$	3,77	$\frac{2,32}{0,06}$	2,39
MnO	$\frac{0,18}{0,007}$	0,19	$\frac{0,21}{0,02}$	0,22	$\frac{0,12}{0,001}$	0,12
MgO	$\frac{6,93}{4,14}$	7,19	$\frac{3,81}{1,26}$	3,97	$\frac{3,08}{0,07}$	3,17
CaO	$\frac{8,81}{1,31}$	9,14	$\frac{6,19}{0,99}$	6,45	$\frac{5,44}{0,37}$	5,61
Na ₂ O	$\frac{3,07}{0,41}$	3,18	$\frac{3,54}{0,76}$	3,69	$\frac{3,91}{0,36}$	4,04
K ₂ O	$\frac{1,02}{0,30}$	1,06	$\frac{1,79}{1,11}$	1,86	$\frac{1,78}{1,13}$	1,84
P ₂ O ₅	$\frac{0,29}{0,01}$		$\frac{0,26}{0,03}$		$\frac{0,20}{0,005}$	
+H ₂ O	$\frac{0,81}{0,78}$		$\frac{0,92}{1,23}$		$\frac{0,92}{0,94}$	
-H ₂ O	$\frac{0,74}{0,48}$		$\frac{0,39}{0,33}$		$\frac{0,27}{0,26}$	
<i>a</i>	$\frac{8,59}{2,01}$		$\frac{10,95}{5,76}$		$\frac{11,64}{0,29}$	
<i>c</i>	$\frac{7,48}{2,100}$		$\frac{6,65}{2,83}$		$\frac{6,15}{0,10}$	
<i>b</i>	$\frac{25,26}{18,43}$		$\frac{16,67}{6,52}$		$\frac{12,20}{0,56}$	
<i>s</i>	$\frac{58,65}{4,75}$		$\frac{65,73}{3,14}$		$\frac{69,100}{0,36}$	
<i>n</i>	$\frac{81,89}{92,71}$		$\frac{75,53}{139,27}$		$\frac{77,17}{165,79}$	
<i>q</i>	$\frac{-7,30}{4,23}$		$\frac{2,90}{26,65}$		$\frac{10,56}{3,40}$	

Охотский сектор. Позднепалеозойские - среднеюрские образования северо-западной части п-ова Тайгонос: 51 - базальты, 52 - андезито-базальты, 53 - андезиты, 54 - андезито-дациты и дациты; позднеюрские - неокомские образования: 55 - базальты п-ова Тайгонос, 56 - базальты Примагаданского района, 57 - андезито-базальты п-ова Тайгонос, 58 - андезиты, 59 - андезито-дациты и дациты Примагаданского района и п-ова Тайгонос.

Окончание прим. к табл. 4:

Центрально-Чукотский сектор. Нижнемеловые образования: 60 - андезиты (нижняя половина нчтесынской свиты и этчикульская толща), 61 - липарито-дациты и липариты (пучевеевская свита), 62 - липариты с $\text{SiO}_2 > 73\%$ (пучевеевская свита).

Анадырский сектор. Образования верхней юры-неокома: 63 - базальты (Олойский и Южно-Анойский прогибы), 64 - андезито-базальты (Олойский прогиб), 65 - андезиты (Олойский прогиб).

В Анадырском секторе вулканические покровы внешней зоны Охотско-Чукотского пояса наложены на структуры Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы. При всем разнообразии и пока еще слабой изученности магматических образований юго-восточной части Олойской зоны очевидно, что здесь чрезвычайно широко распространены вулканические накопления существенно основного состава, а гранитоиды играют весьма незначительную роль.

Особенности позднемезозойского магматизма находятся в определенной зависимости от характера развития тектонических структур юго-западной части Олойской зоны. Так, на Яблонском блоковом поднятии палеозойских складчатых структур (Яблонский массив; по Тильману, 1962) известны позднеюрские вулканические образования кислого и умеренно кислого состава. К зонам разломов, ограничивающим это поднятие с юго-запада и запада, приурочены многочисленные, преимущественно трещинные интрузии габбро, ортоклазовых габбро, конга-диабазов, пироксенитов, монцонитов, сениито-диоритов, сиенитов и гранодиорит-порфиров позднеюрского - раннемелового возраста. В составе вулканических накоплений здесь широко распространены щелочные базальтоиды натрового типа. Большинство их характеризуется также высоким содержанием глинозема (17-19%) и относительно пониженным - кальция и железа.

Вдоль северо-восточного края Олойской зоны, в пределах так называемого Южно-Анойского прогиба (Рацзивилл, 1964), в поздней юре накапливались базальты, спилиты, их туфы и туфобрекчии, яшмы и кремнистые породы, с которыми ассоциируют интрузивные тела перидотитов, габбро, плагiogранитов и гранит-порфиров. Прогиб принадлежит к структурам геосинклинального типа, регенерированным на стадии эпигеосинклинального орогенеза мезозойца.

На остальной, большей части территории Олойской зоны (в пределах собственно Олойского прогиба) извергались в поздней юре в мелководных морских и субаэральных, а в неокоме существенно в субаэральных условиях базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, а также андезиты, изредка дациты и липариты. Среди пород основного и среднего состава преобладают разности натрового типа с содержанием глинозема 17-19%. В базальтах несколько повышено содержание магния и кальция, в нем обнаруживается их сходство с позднеюрскими-неокомскими базальтами Примагаданского района. Средние составы вулкаников приведены в табл. 4.

По-видимому, в середине и в конце раннего мела в Олойской зоне происходило внедрение гранодиоритов, гранитов и кварцевых диоритов калинатрового типа, слагающих относительно редкие и небольшие массивы.

Данные о магматических образованиях в структурах основания внешней зоны Пенжинского сектора крайне фрагментарны. Достоверно установлены лишь раннемеловые интрузии "эссексит-гешенитового комплекса Смоленского массива", описанные еще Ю.А. Билибиным в 1939 г. (Билибин, 1958; Геология СССР, 1970).

Позднемезозойские (доальбские) магматические образования известны и в пределах фланговых зон Охотско-Чукотского пояса, однако их распространение и особенности состава изучены еще слабо.

В юго-западной части Охотского массива встречаются континентальные верхнеюрские-неокомские отложения, в разрезах которых присутствуют ан-

дезиты, дациты, изредка липариты и их туфы. По данным Е.Л. Лебедева, широкое распространение неокомских вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований преимущественно среднего состава установлено в последние годы вдоль северо-западного борта Ульинского прогиба.

На Чукотском полуострове незначительное количество вулканических образований среднего и основного состава присутствует в валанжинских отложениях в бассейне р. Эргувеем.

К северо-востоку от залива Креста в последнее время, по данным Г.И. Богомолова, стала выделяться январайская толща палеотитных андезитов, андезито-базальтов, их туфов и туфопесчаников. Возраст ее не вполне ясен, но скорее всего доваланжинский (позднеюрский?).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Все исследователи, занимавшиеся проблемой формационного анализа магматических образований Охотско-Чукотского пояса, рассматривали по существу лишь стратифицированные вулканические накопления и внедрившиеся в них массивы plutонических пород. При этом субвулканические интрузии обычно включались в соответствующие по составу и геологическому положению вулканогенные формации, что вполне правомерно по отношению к большей части порфировых интрузивных тел. Предлагаемое формационное деление магматических пород Охотско-Чукотского пояса в общем выполнено в таком же традиционном плане, хотя теперь уже становится ясно, что оно не охватывает все типы естественных ассоциаций изверженных пород. Это относится прежде всего к обнаруженным в ряде районов субвулканическим интрузиям, которые не имеют либо петрографических, либо возрастных аналогов среди вулканогенных толщ (как, например, некоторые субвулканические тела Пегтьмельского и Ульинского прогибов, внутренней зоны Анадырского сектора, Пеледонской, Туромчинской и Арманской структур). В дальнейшем часть этих субвулканических интрузий, по-видимому, будет выделена в особые формации. Другие же при более детальном изучении состава стратифицированных вулканических накоплений, возможно, окажутся "связанными" с последними. Однако объем отмеченных субвулканических тел в общем ничтожно мал в сравнении с остальными магматическими образованиями, поэтому в настоящей работе они не рассматриваются.

Вулканогенные формации

Главные типы, стратиграфическое и структурное положение формаций

Результаты анализа стратиграфических разрезов и структур вулканических полей Охотско-Чукотского пояса дают основание выделить естественные сообщества вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований, обладающих характерными петрографическими признаками. Такие, геологически достаточно четко обособленные парагенетические ассоциации существенно вулканических пород именуются формациями с определением, отвечающим составу одной или двух характерных пород. По признакам состава и условий образования вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса могут быть объединены в четыре группы: I - базальтовые, II - андезитовые, III - игнимбритовые, IV - контрастные. В каждой из групп выделяются различные петрографические типы формаций.

В группе базальтовых формаций выделяются два типа: а) формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, б) базальт-трахибазальтовая формация.

Среди андезитовых формаций также различаются два типа: а) формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, б) фор-

мация двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов. На ряде участков вулканогенного пояса выделяется андезитовая формация без уточнения ее петрографического типа.

В составе игнимбритовых формаций могут быть выделены четыре типа: а) липарит-андезитов-дацитовая, б) липарит-дацитовая, в) липаритовая, г) липарит-трахитовая.

Два главных петрографических типа различаются и среди контрастных формаций: а) липарит (трахилипарит)-базальтовая, б) липарит-андезитов-базальтовая. К контрастной же формации, по-видимому, следует относить и более молодые, чем леурваамская свита, вулканы Чукотского полуострова; ее петрографический тип пока не вполне ясен.

Распространение и последовательности главных типов вулканогенных формаций, ориентировочные оценки их метрических объемов и стратиграфические объемы наиболее характерных конкретных формаций показаны на рис. 3 (см. вкл.), 4 и в табл. 5.

Несмотря на многообразие вертикальных и латеральных рядов вулканогенных формаций, лишь приближенно отраженное на рис. 3 и 4, устанавливаются вполне определенные, хотя и достаточно сложные закономерности их пространственно-временного положения. Условно выделяя формации больших (> 100 тыс.км³), средних (30-100 тыс.км³) и малых (< 30 тыс.км³) объемов, обнаруживаем, что к первым относятся формации высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов, амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов, а также липарит-андезитов-дацитовая и липарит-дацитовая формации; ко вторым - формации двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов и липаритовая; к третьим - базальт-трахибазальтовая, липарит-трахитовая, липарит (трахилипарит)-базальтовая и липарит-андезитов-базальтовая формации. Поскольку формации больших объемов в общем занимают нижнюю часть разрезов вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса, а формации малых объемов завершают их разрезы, можно с определенной долей условности выделять раннюю и позднюю стадии его развития. При этом окончание одной и начало другой не вполне изохронно в различных частях вулканогенного пояса.

Распространение формаций больших объемов следует основным элементам общей тектонической зональности вулканогенного пояса. Так, формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов приурочена почти исключительно к внутренней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов. Возможно, она имеется и во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора (ниже вулканических чаунской серии). Во внешней зоне эта формация известна лишь в пределах Анадырского сектора.

Формацией амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов начинаются разрезы вулканических накоплений во внешней зоне Охотского и, по-видимому, Пенжинского сектора, а также во фланговых зонах. Выше нее обычно следует липарит-дацитовая формация. В отличие от этих районов разрез вулканических внешней зоны Центрально-Чукотского сектора начинается липарит-андезитов-дацитовой формацией позднеальбского возраста.

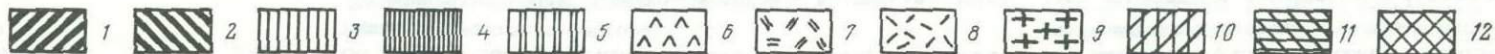
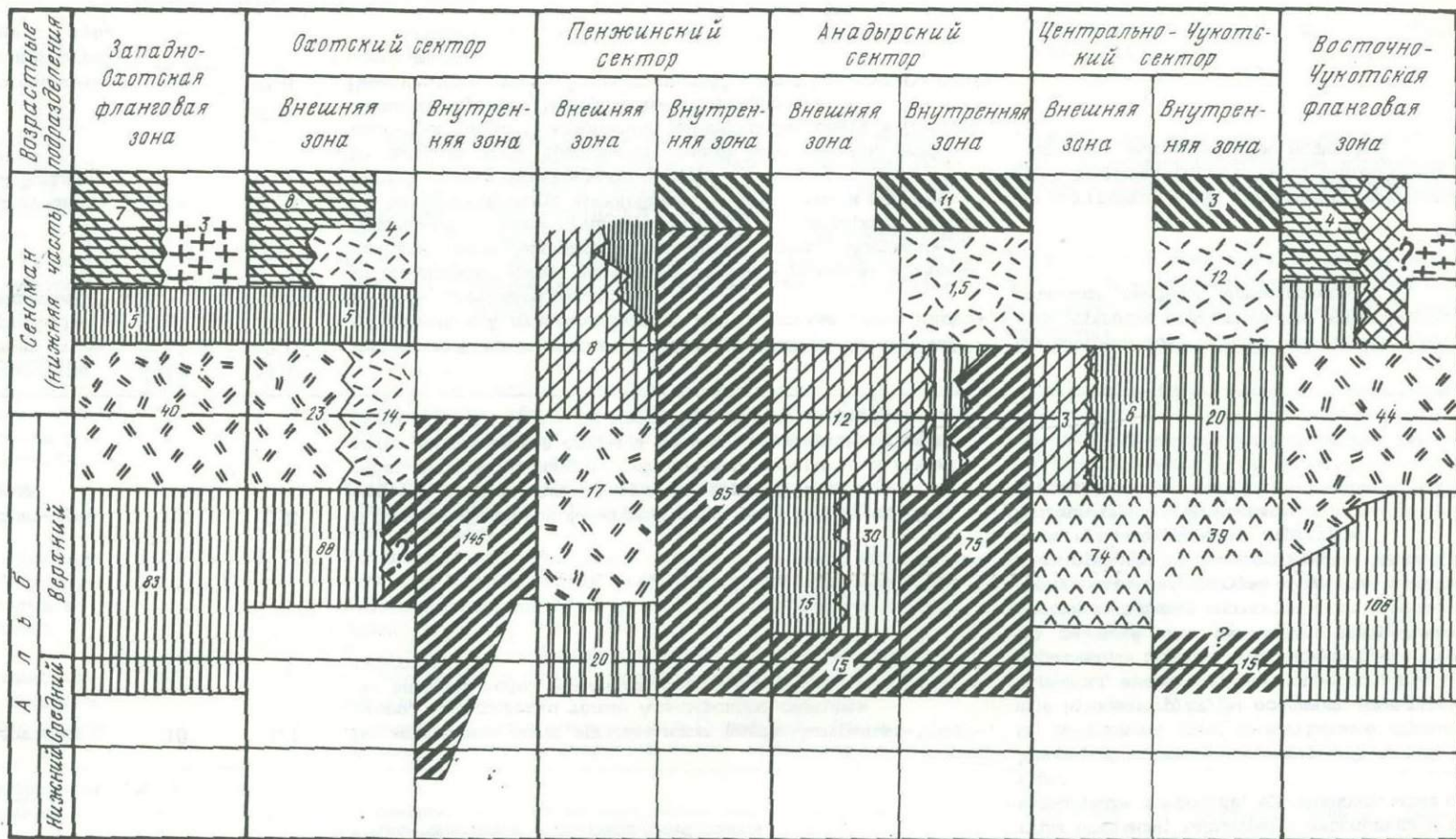
На заключительной стадии вулканической деятельности образовались базальт-трахибазальтовая формация во внутренней зоне (Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский секторы) и контрастные формации - во внешней и фланговых зонах. Процесс этот начался относительно раньше во внешней зоне Центрально-Чукотского, Анадырского и Пенжинского секторов, и здесь получила развитие липарит-андезитов-базальтовая формация, а во внешней зоне Охотского сектора и во фланговых зонах - несколько позже (вероятно, одновременно с образованием базальт-трахибазальтовой формацией внутренней зоны), и здесь распространена преимущественно липарит (трахилипарит)-базальтовая формация.

Формации средних объемов в одних случаях структурно тесно связаны с вулканическими накоплениями ранней стадии, как, например, формация дву-

Таблица 5

Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса

Формации (группы и типы)	Объем		Стратиграфические объемы характерных конкретных формаций	Наиболее характерные типы структур вулканических полей
	тыс.куб.км	%		
I. Базальтовые	334	31,8	Во внутренней зоне: пьегинская серия, явоямская толща Охотского, чалбугчанская серия, кубавеемская толща Пенжинского, березовская толща, березогорская серия, халанкинская толща Анадырского секторов Во внешней зоне Анадырского сектора: саламихинская толща Во внутренней зоне: кургучанская толща Пенжинского, чуванская толща Анадырского, энмываамская свита Центрально-Чукотского секторов	Во внутренней зоне: грабен-синклинали и реликты отдельных изометричных отрицательных вулканоструктур, магматогенные поднятия Во внутренней зоне: грабеги, приразломные прогибы, реже изометричные отрицательные вулканоструктуры: оседания; вулканокупольные структуры
Высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов	319	30,3		
Базальт-трахибазальтовая	15	1,5		
II. Андезитовые	394	37,3	Во внешней зоне: нараулийская и таватумская свиты Охотского сектора, яблонская серия Оконайто-Пеледонского поднятия и "вилковская" толща Пеледоно-Мечкеревской депрессии Анадырского сектора В Восточно-Чукотской фланговой зоне: этелькуумская свита (большая часть); ульбериканская свита Западно-Охотской фланговой зоны Во внешней зоне: ульинская свита Охотского, икулилекинская и вилковская толщи Анадырского, козквуньская свита Верхне-Анадырской структуры Центрально-Чукотского секторов В Западно-Охотской фланговой зоне: хетанинская свита Во внутренней зоне: козквуньская свита в Центрально-Чукотском секторе Во внешней зоне: окланская толща Пенжинского сектора; в Восточно-Чукотской фланговой зоне - кытыпнайвеемская свита	Во внешней и фланговых зонах: начальные вулканоструктуры оседания под центральными депрессиями кольцевых магматических комплексов; магматогенные поднятия; остаточные горстообразные поднятия; базальный комплекс Ульинского вулканотектонического прогиба Во внешней и фланговых зонах: простые изометричные отрицательные вулканоструктуры оседания, грабены
Амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитобазальтов	310	29,3		
Двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов	39	3,7		
Неустановленного петрографического типа	45	4,3		
III. Игнимбритовые	279	26,4	Во внешней, а также во внутренней зонах Центрально-Чукотского сектора: алькаквуньская (и угаткынская), каленмуваамская, пыкарваамская, воронынская свиты и интекинская толща Во внешней зоне: хольчанская свита Охотского, тылхойская толща Пенжинского секторов Во фланговых зонах: Западно-Охотской - амкинская, Восточно-Чукотской - леурваамская свиты Во внутренней зоне: эргываамская свита Центрально-Чукотского, терпухойская толща Анадырского секторов Во внешней зоне: наяханская свита и аганская толща Охотского сектора В Западно-Охотской фланговой зоне: уракская свита Уеминской и Девочкинской вулканоструктур Ульинского прогиба; верхние горизонты субщелочных липаритов и игнимбритов леурваамской свиты и кислые вулканиты "нунлигранской свиты" в южной части Чукотского полуострова	Во внешней зоне: Пегтымельский вулканотектонический прогиб и входящие в его состав вулканоструктуры оседания, кальдерные заполнения, внекальдерные депрессии, вулканокупольные структуры; обращенные горсты, моноклинали Во внешней и фланговых зонах: заполнения центральных депрессий кольцевых магматических комплексов; изометричные вулканоструктуры оседания; кальдерные заполнения и внекальдерные депрессии, вулканокупольные структуры; Ульинский вулканотектонический прогиб Во внутренней зоне: изометричные отрицательные вулканоструктуры оседания, кальдерные заполнения, внекальдерные депрессии; грабены и обращенные горсты; вулканокупольные структуры Во внешней зоне: заполнения центральных депрессий кольцевых магматических комплексов, прикупольные структуры обрушения и депрессии; изометричные вулканоструктуры оседания, грабены, вулканокупольные структуры Вулканоструктуры оседания и кальдерные заполнения
Липарит-андезитодащитовая	113	10,7		
Липарит-дащитовая	127	12,0		
Липаритовая	33	3,1		
Липарит-трахитовая	6	0,5		
IV. Контрастные	48	4,5		
Липарит (трахилипарит)-базальтовая	21	2,0		
Липарит-андезитобазальтовая	24	2,3		
Неустановленного петрографического типа	3	0,3		
Итого:	1055	100		



пироксеновых андезитов-базальтов и андезитов внешней зоны Анадырского сектора или липаритовая формация Смукчанского района внешней зоны Охотского сектора (наяханская свита). В других же случаях формации этих типов структурно тяготеют к образованиям поздней стадии: формация двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов внешней зоны Охотского сектора (ульинская свита) и Западно-Охотской фланговой зоны (хетанинская свита), липаритовая формация внутренней зоны Центрально-Чукотского и Анадырского секторов и др.

Базальтовые формации

Формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов сложена преимущественно плохо сортированными пирокластическими образованиями. Лавы играют подчиненную роль, и появление их в разрезах формации не подчинено каким-либо закономерностям; преобладание лав наблюдается лишь в отдельных линейных и изометричных отрицательных вулканоструктурах. Иногда в пирокластических накоплениях отмечается грубая ритмичная слоистость. С ними нередко ассоциируют континентальные вулканогенно-осадочные отложения: туфоконгломераты, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и аргиллиты. На п-ове Тайгонос и в Пенжинском секторе они приурочены к нижней, а западнее п-ова Пягина и в Анадырском секторе — преимущественно к средней части разреза. В пирокластических и вулканогенно-осадочных отложениях обычно содержится большое количество даек и пластовых залежей горфировых пород оснвного состава.

И пирокластические породы, и лавы имеют преимущественно базальтовый состав. Андезитов-базальты распространены повсеместно. Но по-видимому, только во внутренней зоне Анадырского сектора и на п-ове Тайгонос они присутствуют в соизмеримых с базальтами количествах. Андезиты и туфы дацитового и липаритового состава неизвестны лишь во внешней зоне Анадырского сектора (саламихинская толща). На территории внутренней зоны они встречаются эпизодически и обычно без какой-либо закономерности. Лишь в Пенжинском секторе андезитов-базальты, андезиты, туфобрекчии и туфы умеренно кислого и кислого состава появляются и систематически отмечаются в верхней половине разреза. При этом в кубавеевской толще постоянно встречаются небольшие линзовидные тела игнимбритов кислого состава.

Во внешней зоне Анадырского сектора как среди базальтов, так и среди андезитов-базальтов преобладают оливинсодержащие разновидности; наряду с моноклиническим пироксеном в них часто встречается ромбический (Белый, 1939а). Состав зональных вкрапленников плагиоклаза колеблется от № 85 до № 55; в основной массе обычен лабрадор, иногда лабрадор-битовнит.

Во внутренней зоне Охотского и Пенжинского секторов преобладают базальты и андезитов-базальты безоливинового типа; ромбический пироксен в них отмечается весьма редко. Количество моноклинического пироксена во вкрапленниках и в основной массе обычно не превышает 20–25%, а общее количество вкрапленников темноцветных минералов лишь иногда достигает 10%. Преоб-

Рис. 4. Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса

Базальтовые формации: 1 — высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов, 2 — базальт-трахибазальтовая; андезитовые формации: 3 — амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов, 4 — двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов, 5 — неуставленного петрографического типа; игнимбритовые формации: 6 — липарит-андезитов-дацитовая, 7 — липарит-дацитовая, 8 — липаритовая, 9 — липарит-трахитовая; контрастные формации: 10 — липарит-андезитов-базальтовая, 11 — липарит(трахилипарит)-базальтовая, 12 — неуставленного петрографического типа.

Цифры на рисунке — ориентировочные объемы формаций (в тыс. км³)

ладают сериально-порфиновые и олигофиновые разности пород. В олигофиновых и афировых базальтах плагиоклаз имеет состав лабрадора № 50-65. Однако в центральных частях зональных вкрапленников обычен битовнит. В базальтах, содержащих до 30% вкрапленников плагиоклаза, отмечается андезитовый состав лейст основной массы (№ 40-45 при $SiO_2 \approx 52\%$). В Охотском секторе оливинсодержащие базальты отмечаются в средней части пьягинской серии; в Пенжинском секторе базальты и андезито-базальты с оливином постоянно встречаются лишь в верхней толще чалбугчанской серии и в кубавеевской толще, т.е. в тех частях разреза формации, где появляются андезиты и более кислые породы. Среди андезитов имеются двупироксеновые разности.

В Анадырском секторе оливинсодержащие, часто двупироксеновые базальты и андезито-базальты имеют более широкое распространение, чем в Охотском, и, судя по всему, встречаются по всему разрезу формации.

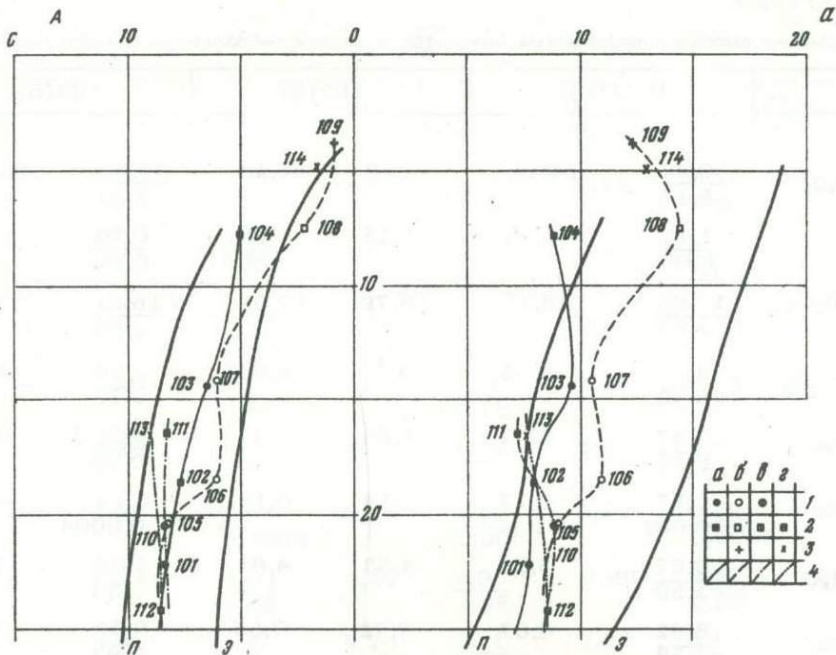
Вулканические накопления подверглись региональной пропилитизации средне- и низкотемпературного типа (Гельман, 1973). Во внутренней зоне интенсивность изменений, как правило, значительно выше, чем во внешней. Обычно более сильно изменены базальты и андезито-базальты.

Из 69 проанализированных образцов различных пород формации 43 базальты, 10 андезито-базальты, 16 андезиты, дациты и липариты (табл. 6, рис. 5). Базальты внутренней зоны Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов представляют собой однородную группу пород. Во внешней зоне Анадырского сектора они несколько более основные и соответственно имеют более высокое содержание магния (см. табл. 6, № 101, 105, 110, 112). Всего в четырех анализах содержание глинозема менее 17% (min 15,8%) и в четырех достигает 20-25%. Пять образцов относятся к субщелочному типу (из них два принадлежат кубавеевской свите Пенжинского сектора и один - саламихинской толще внешней зоны Анадырского сектора). Самой низкой щелочностью характеризуются базальты внутренней зоны Охотского сектора, а самой высокой - Пенжинского. Соответственно, в Охотском секторе вся ассоциация пород формации обладает более низкой щелочностью, чем в Пенжинском (см. рис. 5). В обоих случаях в кислых и умеренно кислых членах наблюдается понижение общей щелочности, а в Пенжинском секторе снижается и значение полевошпатовой извести. В группе базальтов и андезито-базальтов Анадырского сектора резко выражена трахидолеритовая тенденция. Слабее она проявлена в аналогичных по составу породах Охотского сектора. В Пенжинском же секторе, наоборот, переход к андезито-базальтам сопровождается повышением общей щелочности, величина которой почти не меняется в группе андезито-базальтов - андезитов.

По средним содержаниям щелочных металлов группа базальтов, андезито-базальтов и андезитов характеризуемой формации весьма сходна с аналогичными по составу мезозойскими вулканогенными породами Тайгоносской тектонической зоны (см. рис. 5 и 2). Однако андезито-базальты и андезиты Тайгоносской зоны отличаются более низкими содержаниями кальция.

Базальт-трахибазальтовая формация достаточно подробно охарактеризована ранее (Белый, 1969а) как "раннепалеогеновая базальтовая формация". В ее строении преобладают базальты, а среди последних - оливиновые и оливинсодержащие разности. В базальтах Центрально-Чукотского сектора отмечается анальцит, Анадырского - титан-авгит и иногда анальцит. Почти во всех базальтах в основной массе присутствуют щелочные полевые шпаты; нередко встречаются разности с повышенным содержанием калия. По общим особенностям химизма, устанавливаемым различными методами, отмеченными ранее, половина проанализированных базальтов относится к субщелочному типу. По-видимому, значительная часть лав этой формации, именуемых обычно базальтами, в действительности является трахибазальтами.

В бассейнах рек Энмываам и Пенжины, на северо-восточном и юго-западном окончаниях Анадырского глубинного разлома, к которому приурочены наиболее крупные базальтовые поля, в разрезах формации постоянно отмечаются андезито-базальты, андезиты, дациты и трахидациты. В Центрально-Чукотском



SiO ₂	α				б				в						
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
< 55	101	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	105	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	110	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
55 - 58	106	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
58 - 63	103	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	107	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

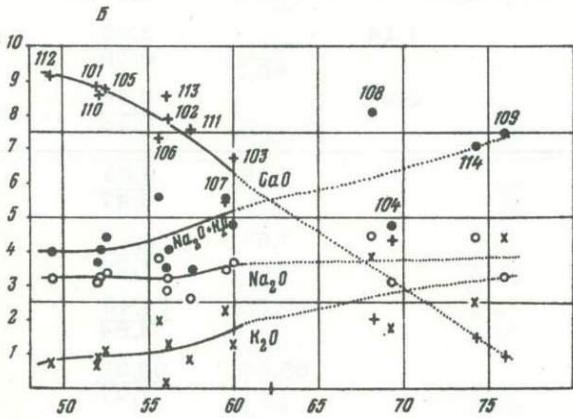


Рис. 5. Формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов
 А - диаграмма А.Н. Заварицкого, П - вариационная линия вулканической ассоциации Пеле, Э - Этны; цифры - порядковые номера в табл. 6; а - Охотский, б - Пенжинский, в - Анадырский секторы (внутренняя зона), г - внешняя зона Анадырского сектора; 1 - среднее по 4 и более анализам, 2 - среднее по 3-2 анализам, 3 - анализ одного образца, 4 - вариационные линии. Внизу - диаграмма доверительных 95%-ных интервалов средних значений числовых характеристик.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂.

Точками показано предполагаемое продолжение вариационных линий (здесь и на рис. 6)

Таблица 6

Формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов. Химический состав

	101(19)		102(3)		103(5)	
SiO ₂	$\frac{50,47}{3,19}$	52,03	55,19	56,14	$\frac{57,31}{3,31}$	59,95
TiO ₂	$\frac{1,18}{0,06}$	1,22	1,13	1,15	$\frac{0,79}{0,01}$	0,83
Al ₂ O ₃	$\frac{17,63}{1,05}$	18,18	16,79	17,08	$\frac{16,31}{2,04}$	17,06
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,25}{3,40}$	4,38	3,58	3,64	$\frac{2,89}{1,38}$	3,02
FeO	$\frac{5,47}{2,55}$	5,64	5,38	5,47	$\frac{4,21}{0,53}$	4,40
MnO	$\frac{0,17}{0,001}$	0,17	0,14	0,14	$\frac{0,14}{0,0004}$	0,15
MgO	$\frac{5,67}{1,50}$	5,85	4,53	4,61	$\frac{3,06}{0,34}$	3,20
CaO	$\frac{8,62}{1,38}$	8,87	7,72	7,85	$\frac{6,39}{0,92}$	6,68
Na ₂ O	$\frac{2,93}{0,43}$	3,04	2,74	2,79	$\frac{3,42}{0,60}$	3,58
K ₂ O	$\frac{0,65}{0,47}$	0,67	1,19	1,21	$\frac{1,11}{0,51}$	1,16
P ₂ O ₅	$\frac{0,27}{0,008}$		0,22		$\frac{0,19}{0,002}$	
+H ₂ O	$\frac{1,97}{0,95}$		1,14		$\frac{2,55}{0,59}$	
-H ₂ O	$\frac{0,27}{0,03}$		0,27		$\frac{0,56}{0,15}$	
a	$\frac{7,78}{3,92}$			7,89	$\frac{9,63}{3,47}$	
c	$\frac{8,49}{2,12}$			7,67	$\frac{6,53}{1,54}$	
b	$\frac{22,26}{6,44}$			18,58	$\frac{14,46}{4,84}$	
S	$\frac{61,47}{3,90}$			65,86	$\frac{69,38}{1,47}$	
n	$\frac{88,17}{62,45}$			77,74	$\frac{82,81}{110,64}$	
Q	$\frac{-1,11}{20,78}$			8,27	$\frac{12,98}{5,66}$	

секторе подавляющая часть пород среднего и умеренно кислого состава составляет субвулканические интрузии. На остальной же территории с базальтами ассоциируют небольшие по мощности и площади распространения тела игнимбитов кислого и умеренно кислого состава, лавы и туфы трахитов.

В составе формации установлено довольно большое количество субвулканических тел (штоки, дайки, купола, пластовые залежи), среди которых име-

и числовые характеристики по А.Н. Заваришкому

104(3)		105(16)		106(4)		107(4)	
67,54	69,27	$\frac{50,37}{7,76}$	52,47	$\frac{54,49}{1,00}$	55,59	$\frac{57,48}{0,84}$	59,52
0,69	0,71	$\frac{1,26}{0,07}$	1,31	$\frac{1,15}{0,03}$	1,17	$\frac{0,87}{0,02}$	0,90
15,18	15,57	$\frac{18,03}{0,60}$	18,72	$\frac{16,96}{0,74}$	17,30	$\frac{17,13}{0,28}$	17,73
1,84	1,89	$\frac{4,00}{0,81}$	4,15	$\frac{3,10}{0,16}$	3,16	$\frac{3,33}{0,63}$	3,44
2,37	2,43	$\frac{5,66}{0,67}$	5,88	$\frac{4,68}{1,83}$	4,77	$\frac{3,98}{0,37}$	4,12
0,08	0,08	$\frac{0,17}{0,0004}$	0,18	$\frac{0,12}{0,0007}$	0,12	$\frac{0,13}{0,0003}$	0,13
1,24	1,27	$\frac{4,24}{0,63}$	4,40	$\frac{4,90}{1,58}$	4,99	$\frac{3,17}{0,26}$	3,28
4,10	4,20	$\frac{8,42}{1,84}$	8,74	$\frac{7,11}{1,09}$	7,25	$\frac{5,17}{2,94}$	5,35
2,89	2,96	$\frac{3,22}{0,22}$	3,34	$\frac{3,65}{0,05}$	3,72	$\frac{3,24}{0,22}$	3,35
1,62	1,66	$\frac{0,98}{0,26}$	1,02	$\frac{1,85}{0,16}$	1,88	$\frac{2,07}{0,61}$	2,14
0,17		$\frac{0,26}{0,008}$		$\frac{0,30}{0,006}$		$\frac{0,21}{0,0008}$	
1,91		$\frac{1,100}{1,38}$		$\frac{1,67}{1,98}$		$\frac{1,42}{0,08}$	
0,27		$\frac{0,73}{0,23}$		$\frac{0,58}{0,16}$		$\frac{0,44}{0,11}$	
	8,79	$\frac{9,09}{1,68}$		$\frac{10,98}{0,49}$		$\frac{10,57}{3,58}$	
	5,08	$\frac{8,32}{1,55}$		$\frac{6,13}{0,27}$		$\frac{6,13}{4,49}$	
	7,76	$\frac{20,42}{5,70}$		$\frac{18,55}{3,61}$		$\frac{14,29}{1,35}$	
	78,38	$\frac{62,30}{4,84}$		$\frac{64,34}{0,79}$		$\frac{69,01}{0,26}$	
	67,94	$\frac{83,74}{53,77}$		$\frac{75,06}{25,52}$		$\frac{71,01}{43,27}$	
	34,11	$\frac{-1,79}{24,11}$		$\frac{0,59}{0,25}$		$\frac{10,75}{3,36}$	

ются петрографические аналоги почти всех излившихся и пирокластических пород; в Центральном-Чукотском секторе известны также кринаниты.

Кайнотипный облик вулканогенных образований – один из характерных признаков формации.

Как видно из табл. 7, средние составы базальтоидов базальт-трахибазальтовой формации относят к высокоглиноземистому типу. Пределы содер-

Таблица 6 (окончание)

	108 (2)		109(1)		110(5)	
SiO ₂	66,71	68,21	75,95	77,11	<u>50,29</u> 5,85	52,14
TiO ₂	0,61	0,62	0,24	0,24	<u>1,31</u> 0,16	1,36
Al ₂ O ₃	15,91	16,27	12,76	12,96	<u>17,89</u> 0,71	18,56
Fe ₂ O ₃	2,17	2,22	0,62	0,63	<u>4,42</u> 1,05	4,59
FeO	1,63	1,67	0,62	0,63	<u>5,21</u> 0,53	5,40
MnO	0,08	0,08	0,05	0,05	<u>0,18</u> 0,002	0,19
MgO	1,07	1,09	0,22	0,22	<u>4,75</u> 2,53	4,93
CaO	1,84	1,88	0,77	0,78	<u>8,35</u> 1,32	8,66
Na ₂ O	4,22	4,31	3,07	3,12	<u>3,18</u> 0,46	3,30
K ₂ O	3,61	3,69	4,19	4,25	<u>0,85</u> 0,25	0,90
P ₂ O ₅	0,17		0,03		<u>0,35</u> 0,04	
+H ₂ O	1,32		0,97		<u>1,95</u> 0,20	
-H ₂ O	0,57		0,00		<u>0,65</u> 0,07	
a		14,44		12,32	<u>8,80</u> 4,18	
c		2,23		0,90	<u>8,41</u> 33,59	
b		7,53		3,76	<u>20,52</u> 12,97	
S		75,80		83,03	<u>62,27</u> 9,14	
n		64,92		52,69	<u>85,45</u> 7,55	
Q		20,51		40,02	<u>-1,46</u> 33,59	

Внутренняя зона. Охотский сектор: 101 - базальты, 102 - андезито-базальты, 103 - андезиты, 104 - дациты, липарито-дациты, липариты; Пенжинский сектор: 105 - базальты, 106 - андезито-базальты, 107 - андезиты, 108 - иг-

111(2)		112(3)		113(1)		114(1)	
55,50	57,45	47,62	49,35	54,34	56,10	72,44	74,30
1,03	1,06	1,46	1,51	1,07	1,10	0,26	0,27
16,78	17,37	18,02	18,67	18,07	18,66	13,84	14,19
3,40	3,52	6,13	6,35	4,47	4,61	0,82	0,84
5,22	5,40	3,65	3,78	2,67	2,76	0,99	1,02
0,14	0,15	0,16	0,17	0,16	0,17	0,07	0,07
3,79	3,92	6,62	6,86	4,44	4,58	0,82	0,84
7,38	7,64	8,88	9,20	8,32	8,59	1,42	1,46
2,52	2,61	3,13	3,24	3,15	3,25	4,34	4,45
0,85	0,88	0,75	0,78	0,17	0,18	2,50	2,56
0,26		0,32		0,14		0,04	
2,01		1,97		1,43		0,86	
0,64		1,14		1,00		0,36	
7,20		8,47		7,64		12,87	
8,34		8,57		9,05		1,69	
16,49		24,19		16,64		4,87	
67,97		58,77		66,67		80,57	
81,53		86,22		96,57		72,52	
13,19		7,97		9,00		33,73	

нимбриты и туфы дацитов и липарито-дацитов, 109 - игнимбрит липарита; Анадырский сектор: 110 - базальты, 111 - андезито-базальты.
 Внешняя зона. Анадырский сектор: 112 - базальты, 113 - андезито-базальт, 114 - липарит.

Таблица 7

Базальт-трахибазальтовая формация. Химический состав и числовые харак

	151(9)	152(2)	153(1)
SiO ₂	$\frac{51,23}{3,53}$	52,09	58,81 60,33 66,33 67,64
TiO ₂	$\frac{0,98}{0,04}$	0,99	1,04 1,07 0,65 0,66
Al ₂ O ₃	$\frac{17,53}{1,04}$	17,82	16,77 17,20 16,05 16,37
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,40}{1,74}$	4,47	2,66 2,73 3,24 3,30
FeO	$\frac{5,42}{4,01}$	5,51	5,11 5,24 1,36 1,39
MnO	$\frac{0,16}{0,0003}$	0,16	0,12 0,13 0,11 0,11
MgO	$\frac{5,82}{1,40}$	5,91	2,16 2,22 0,13 0,13
CaO	$\frac{7,93}{0,12}$	8,06	5,25 5,38 2,57 2,62
Na ₂ O	$\frac{3,40}{0,17}$	3,45	4,05 4,15 4,69 4,78
K ₂ O	$\frac{1,47}{0,09}$	1,49	1,48 1,52 2,94 3,00
P ₂ O ₅	$\frac{0,39}{0,02}$		0,33 0,19
+H ₂ O	$\frac{0,96}{0,39}$		1,55 0,82
-H ₂ O	$\frac{0,32}{0,28}$		0,74 0,78
<i>a</i>	$\frac{9,89}{0,68}$		11,49 14,78
<i>c</i>	$\frac{7,13}{0,55}$		5,85 3,17
<i>b</i>	$\frac{22,23}{7,54}$		12,27 5,10
<i>S</i>	$\frac{60,75}{4,96}$		70,40 76,95
<i>n</i>	$\frac{77,79}{23,59}$		80,65 70,80
<i>Q</i>	$\frac{-5,43}{20,81}$		11,97 21,15

теристики по А.Н. Заварицкому

154(5)		155(3)		156(5)	
48,33	49,67	65,58	67,47	68,27	69,01
<u>10,70</u>				<u>1,10</u>	
1,36	1,40	0,46	0,47	0,35	0,35
<u>0,15</u>				<u>0,002</u>	
16,78	17,30	16,28	16,75	15,99	16,18
<u>3,35</u>				<u>0,32</u>	
4,90	5,05	1,77	1,82	2,40	2,43
<u>4,06</u>				<u>0,56</u>	
5,20	5,36	1,92	1,98	1,11	1,12
<u>0,83</u>				<u>0,12</u>	
0,16	0,16	0,07	0,07	0,06	0,06
<u>0,0002</u>				<u>0,0002</u>	
7,38	7,61	1,43	1,47	1,22	1,23
<u>10,45</u>				<u>0,03</u>	
9,30	9,59	4,07	4,19	3,68	3,75
<u>1,28</u>				<u>0,78</u>	
2,74	2,82	4,27	4,39	4,34	4,43
<u>0,14</u>				<u>0,19</u>	
1,16	1,20	1,33	1,37	1,46	1,49
<u>0,54</u>				<u>0,54</u>	
0,43		0,15		0,10	
<u>0,05</u>				<u>0,003</u>	
1,28		1,67		0,66	
<u>0,65</u>				<u>0,21</u>	
0,85		0,72		0,46	
<u>0,21</u>				<u>0,14</u>	
<hr/>					
7,96			11,60	11,62	
<u>0,37</u>				<u>1,22</u>	
7,68			4,96	4,28	
<u>3,39</u>				<u>0,93</u>	
26,35			6,82	6,55	
<u>35,90</u>				<u>0,23</u>	
58,01			76,61	77,55	
<u>21,33</u>				<u>0,33</u>	
78,70			82,97	82,17	
<u>150,21</u>				<u>57,37</u>	
-7,59			25,05	27,57	
<u>70,91</u>				<u>5,28</u>	

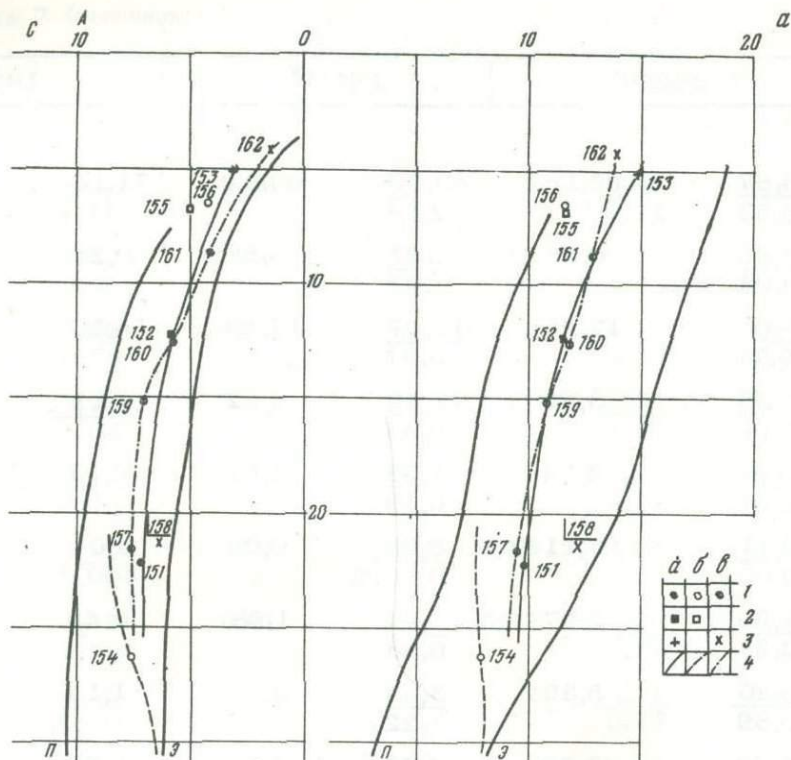
Таблица 7 (окончание)

	157(9)		158(1)		159(5)	
SiO ₂	<u>50,80</u> 1,15	52,64	49,07	50,15	<u>55,00</u> 1,12	56,49
TiO ₂	<u>1,22</u> 0,08	1,26	2,10	2,15	<u>1,22</u> 0,05	1,25
Al ₂ O ₃	<u>17,88</u> 0,96	18,53	18,35	18,75	<u>17,95</u> 0,32	18,43
Fe ₂ O ₃	<u>3,28</u> 1,64	3,40	1,09	1,11	<u>3,30</u> 1,27	3,39
FeO	<u>5,36</u> 0,84	5,55	6,80	6,95	<u>4,23</u> 1,04	4,34
MnO	<u>0,16</u> 0,003	0,17	0,16	0,16	<u>0,12</u> 0,001	0,12
MgO	<u>6,19</u> 2,73	6,41	5,21	5,32	<u>3,60</u> 0,65	3,70
CaO	<u>7,10</u> 0,20	7,36	8,53	8,72	<u>6,71</u> 0,77	6,89
Na ₂ O	<u>3,37</u> 0,18	3,49	3,52	3,60	<u>3,63</u> 0,11	3,73
K ₂ O	<u>1,22</u> 0,22	1,26	3,02	3,09	<u>1,61</u> 0,18	1,65
P ₂ O ₅	<u>0,45</u> 0,05		0,60		<u>0,54</u> 0,02	
+H ₂ O	<u>1,31</u> 0,18		1,86		<u>0,94</u> 0,30	
-H ₂ O	<u>0,78</u> 0,04		0,36		<u>0,63</u> 0,16	
<i>a</i>	<u>9,55</u> 1,70			12,58	<u>10,86</u> 1,10	
<i>c</i>	<u>7,69</u> 1,25			6,45	<u>7,14</u> 0,28	
<i>b</i>	<u>21,65</u> 9,65			21,28	<u>15,25</u> 2,48	
<i>S</i>	<u>61,12</u> 4,72			59,69	<u>66,75</u> 1,70	
<i>n</i>	<u>80,98</u> 32,83			63,92	<u>77,55</u> 27,40	
<i>Q</i>	<u>-4,54</u> 13,75			-12,23	<u>4,64</u> 7,80	

Вулканиты кургучанской толщи (бассейн р. Пенжины): 151 - базальты, 152 - андезиты, 153 - трахидациты; вулканиты чуванской толщи и связанные с ней субвулканические интрузии: 154 - базальты, 155 - дациты, 156 - игнимбриты и субвулканические интрузии ли-

160(9)		161(9)		162(1)	
<u>58,67</u>	60,16	<u>64,26</u>	65,84	71,16	73,84
3,53		2,68			
<u>0,86</u>	0,88	<u>0,57</u>	0,58	0,24	0,25
0,02		0,02			
<u>17,00</u>	17,43	<u>17,07</u>	17,49	14,20	14,73
0,21		0,31			
<u>3,53</u>	3,62	<u>2,46</u>	2,52	1,11	1,15
1,44		0,44			
<u>3,26</u>	3,34	<u>1,53</u>	1,57	0,17	0,18
0,97		0,18			
<u>0,11</u>	0,11	<u>0,08</u>	0,08	0,04	0,04
0,001		0,0005			
<u>2,90</u>	2,97	<u>1,64</u>	1,68	0,49	0,51
0,35		0,33			
<u>5,23</u>	5,36	<u>3,33</u>	3,41	1,14	1,18
0,89		1,22			
<u>3,70</u>	3,79	<u>4,02</u>	4,12	3,54	3,67
0,04		0,30			
<u>2,26</u>	2,32	<u>2,63</u>	2,69	4,28	4,44
0,30		1,67			
<u>0,30</u>		<u>0,19</u>		0,06	
0,01		0,002			
<u>1,10</u>		<u>1,12</u>		2,44	
0,08		0,43			
<u>1,15</u>		<u>0,79</u>		0,56	
1,32		0,37			
<u>11,84</u>		<u>12,80</u>			13,90
0,44		3,66			
<u>5,78</u>		<u>4,09</u>			1,38
0,49		1,88			
<u>12,54</u>		<u>8,70</u>			4,19
1,66		4,47			
<u>69,84</u>		<u>74,41</u>			80,53
2,18		1,48			
<u>71,61</u>		<u>70,87</u>			55,69
33,44		118,00			
<u>10,23</u>		<u>19,14</u>			31,87
8,75		11,89			

парито-дацитового и липаритового состава; вулканиты энмываамской свиты и связанные с ней субвулканические интрузии: 157 - базальты, 158 - кринанит, 159 - андезито-базальты, 160 - андезиты, 161 - андезито-дациты, дациты и трахидациты, 162 - игнимбрит липаритового состава.



SiO ₂	α				θ							с			
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
151															
< 55															
154															
157															
55-58															
159															
58-63															
160															
63-68															
161															
68-73															
156															

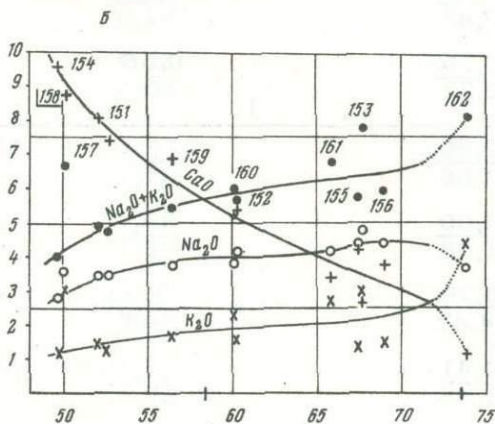


Рис. 6. Базальт-трахибазальтовая формация

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 7 (158 - знак показывает, что значение не учитывалось при нанесении вариационных линий); а - Пенжинский, б - Анадырский, в - Центральнo-Чукотский секторы; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу: см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

жаний глинозема в них такие же, как и в породах формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов. Однако среднее содержание этого компонента в лавах Пенжинского и Анадырского секторов несколько понижено. Соответственно базальты данной формации отличаются более высокой магнетизальностью и щелочностью (главным образом вследствие увеличения содержания калия), а также более низкими содержаниями кальция. Наибольшей основностью характеризуются базальтоиды Средне-Анадырского сектора. Кроме того, они обладают резко выраженной трахидолеритовой тенденцией (рис. 6); в других секторах эта тенденция проявлена слабее.

В отличие от формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов переход от базальтов к андезито-базальтам и андезитам в данной формации сопровождается более резким уменьшением величины характеристики b (см. рис. 5 и 6). При этом андезито-базальты и андезиты рассматриваемой формации имеют такие же содержания глинозема, как и базальты, и лишь в андезито-дацитах и дацитах ($\text{SiO}_2 = 65\%$) содержание глинозема уменьшается на 1%.

Содержание натрия увеличивается от основных к кислым членам формации довольно равномерно и однотипно во всех секторах. В Центрально-Чукотском секторе содержание K_2O становится систематически выше Na_2O во всех породах с $\text{SiO}_2 \geq 60\%$. В Анадырском секторе породы кислого и умеренно кислого состава характеризуются пониженным содержанием калия и повышенной известковистостью.

Андезитовые формации

Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов наиболее полно описана в работах Е.К. Устиева (1949, 1963а,б) и И.М. Сперанской (1963а, 1964а, 1967а) и почти полностью отвечает той естественной ассоциации вулканических пород, которая этими исследователями была выделена в "андезитовую формацию" Охотско-Кольмского водораздела. В северной части вулканогенного пояса отдельные структуры, сложенные этой формацией, изучались И.Н. Котляром (1975) и автором (Белый, 1969а, 1973).

Формация состоит преимущественно из туфов и лав андезитов и андезито-базальтов; довольно широко распространены андезито-дациты и дациты, реже встречаются липариты, кварцевые латиты, базальты и их туфы.

Пирокластические образования составляют до 65% общего объема вулканических накоплений. Это преимущественно средне- и мелкообломочные туфы, реже туфобрекчии и агломератные туфы, а также игнимбриты и ксеноигнимбриты умеренно кислого и кислого состава. Последние обычно слагают быстро выклинивающиеся линзовидные тела мощностью до нескольких десятков метров. С пирокластическими накоплениями ассоциируют континентальные вулканогенно-осадочные, часто угленосные отложения.

Среди андезитов различаются три главных типа: роговообманковый, пироксеновый и роговообманково-пироксеновый, встречающиеся примерно в равных количествах. Пироксен обычно моноклинный, двупироксеновые андезиты сравнительно редки. Андезито-базальты в большинстве относятся к пироксеновому типу, в андезито-дацитах появляется биотит.

В строении формации иногда существенную роль играют субвулканические тела (преимущественно дайки, штоки, купола, реже пластовые залежи) с порфировой структурой и нередко с микрозернистой основной массой. Размеры выходов субвулканических тел варьируют в широких пределах, иногда их площадь достигает нескольких десятков квадратных километров. Преобладают роговообманковые андезиты, андезито-базальты и диоритовые порфириты, но в целом среди субвулканических интрузий известны петрографические аналоги всех излившихся и пирокластических образований формации.

Породы формации испытали порой значительные поствулканические изменения пропилитового типа, что довольно отчетливо проявилось в характере их

Таблица 8

Андезитовые формации Охотского сектора. Химический состав и числовые характеристики

	201(7)		202(4)		203(4)		204(4)
SiO ₂	<u>53,84</u> 2,99	55,73	<u>60,63</u> 5,35	61,24	<u>54,33</u> 1,20	56,39	<u>51,89</u> 0,96
TiO ₂	<u>0,91</u> 0,02	0,94	<u>0,68</u> 0,02	0,68	<u>0,89</u> 0,002	0,92	<u>1,21</u> 0,29
Al ₂ O ₃	<u>18,64</u> 0,77	19,30	<u>17,86</u> 0,27	18,04	<u>18,90</u> 0,22	19,62	<u>17,66</u> 2,75
Fe ₂ O ₃	<u>4,12</u> 4,49	4,26	<u>1,88</u> 0,46	1,90	<u>3,91</u> 1,26	3,43	<u>3,15</u> 0,95
FeO	<u>4,13</u> 2,30	4,30	<u>4,48</u> 0,04	4,52	<u>4,15</u> 0,70	4,30	<u>5,12</u> 0,38
MnO	<u>0,16</u> 0,003	0,17	<u>0,18</u> 0,007	0,19	<u>0,18</u> 0,007	0,18	<u>0,16</u> 0,0007
MgO	<u>3,34</u> 1,06	3,48	<u>1,94</u> 0,39	1,96	<u>2,74</u> 1,48	2,84	<u>4,31</u> 7,28
CaO	<u>7,06</u> 1,93	7,35	<u>4,94</u> 1,42	4,99	<u>7,06</u> 0,80	7,32	<u>8,51</u> 0,60
Na ₂ O	<u>3,50</u> 0,52	3,65	<u>3,51</u> 0,77	3,54	<u>3,94</u> 0,19	4,09	<u>2,87</u> 0,25
K ₂ O	<u>0,89</u> 0,12	0,93	<u>2,01</u> 0,85	2,03	<u>0,83</u> 0,30	0,86	<u>0,80</u> 0,07
P ₂ O ₅	<u>0,22</u> 0,02		<u>0,15</u> 0,002		<u>0,26</u> 0,03		<u>0,28</u> 0,03
+H ₂ O	<u>1,83</u> 1,18		<u>1,47</u> 1,91		<u>2,06</u> 0,08		<u>2,02</u> 0,85
-H ₂ O	<u>0,23</u> 0,03		<u>0,28</u> 0,18		<u>0,44</u> 0,02		<u>0,66</u> 0,32
a	<u>9,50</u> 2,49		<u>10,90</u> 8,20		<u>10,65</u> 1,28		<u>8,11</u> 2,91
c	<u>8,31</u> 2,71		<u>5,77</u> 2,41		<u>8,22</u> 0,48		<u>8,72</u> 0,72
b	<u>15,68</u> 4,94		<u>12,08</u> 13,01		<u>13,72</u> 3,81		<u>18,48</u> 26,15
s	<u>66,42</u> 3,43		<u>71,26</u> 2,86		<u>67,41</u> 2,45		<u>64,69</u> 7,80
n	<u>85,56</u> 33,03		<u>73,69</u> 86,13		<u>88,07</u> 63,24		<u>84,63</u> 9,37
Q	<u>5,35</u> 23,43		<u>14,95</u> 9,19		<u>5,74</u> 5,89		<u>4,43</u> 6,22

окраски: преобладающая часть пород имеет зелено-серый цвет, участками они приобретают голубоватый, желтый и бурый оттенок.

Формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов имеет довольно выдержанное строение, и петрографические особенности ее в разных районах Охотско-Чукотского пояса достаточно устойчивы; они подробно охарактеризованы в работах И.М. Сперанской (1940а), И.Н. Котляра (1975) и автора (Белый, 1969а, 1973). В составе формации резко преобладают лавы андезито-базальтов, из которых более 50% относится к двупироксеновому (авгит-гиперстеновому) типу. Лавовые потоки лежат платообразно и прослеживаются на значительные расстояния. В разрезах форма-

по А.Н. Заваришкому

	205(2)		206(3)		207(1)		208(1)	
54,06	55,47	56,60	59,98	61,40	64,05	65,74	68,00	68,61
1,26	1,27	1,30	0,87	0,89	0,36	0,37	0,21	0,21
18,40	19,51	19,91	17,81	18,23	16,63	17,07	15,90	16,04
3,28	2,82	2,88	3,32	3,40	1,77	1,82	1,61	1,62
5,33	4,06	4,14	2,81	2,88	2,68	2,75	2,86	2,89
0,18	0,12	0,12	0,15	0,15	0,04	0,04	0,04	0,04
4,49	4,63	4,72	2,91	2,98	1,00	1,03	0,86	0,87
8,86	4,84	4,94	4,36	4,46	5,12	5,26	1,73	1,75
2,99	3,03	3,09	3,06	3,13	2,84	2,91	4,58	4,62
0,84	2,33	2,38	2,42	2,48	2,94	3,02	3,32	3,35
	0,15		0,04		0,26		0,22	
	0,69		0,91		1,16		0,26	
	0,09		0,65		0,00		0,00	
		10,15		10,43		11,00		14,57
		5,62		5,15		6,15		2,06
		19,59		14,48		6,42		7,60
		64,65		69,94		76,44		75,77
		65,60		65,71		59,48		67,71
		3,38		13,87		24,74		20,33

ции постоянно присутствуют безоливиновые (обычно дупироксеновые), реже оливинсодержащие базальты, а также амфибол-пироксеновые андезиты и дациты; встречаются туфы и игнимбриты кислого и умеренно кислого состава. В Ульяновском прогибе в составе формации отмечаются латиты и трахиандезиты. Количество пирокластического материала не превышает 20-30% объема формации; примерно 1% его приходится на породы кислого состава.

В Анадырском и Центрально-Чукотском секторах на ряде участков наблюдалось общее уменьшение основности вулканических накоплений снизу вверх по разрезу формации.

Субвулканические интрузии в составе формации относительно редки. Это

Таблица 8 (окончание)

	209(4)		210(4)		211(5)	
SiO ₂	$\frac{58,00}{5,65}$	60,96	$\frac{70,21}{7,54}$	71,64	$\frac{54,65}{0,39}$	56,63
TiO ₂	$\frac{0,74}{0,02}$	0,78	$\frac{0,25}{0,007}$	0,26	$\frac{0,91}{0,02}$	0,94
Al ₂ O ₃	$\frac{17,47}{0,27}$	18,37	$\frac{14,57}{0,45}$	14,86	$\frac{17,90}{0,24}$	18,55
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,38}{1,26}$	2,50	$\frac{1,43}{0,30}$	1,46	$\frac{3,49}{1,82}$	3,62
FeO	$\frac{3,58}{0,49}$	3,76	$\frac{1,67}{0,50}$	1,70	$\frac{4,42}{1,26}$	4,58
MnO	$\frac{0,10}{0,0005}$	0,11	$\frac{0,08}{0,0005}$	0,08	$\frac{0,14}{0,0006}$	0,14
MgO	$\frac{2,18}{0,09}$	2,29	$\frac{0,61}{0,003}$	0,62	$\frac{3,82}{0,50}$	3,96
CaO	$\frac{4,55}{0,18}$	4,78	$\frac{1,21}{0,24}$	1,23	$\frac{6,47}{0,79}$	6,70
Na ₂ O	$\frac{3,94}{0,35}$	4,14	$\frac{4,10}{0,16}$	4,18	$\frac{3,37}{0,32}$	3,49
K ₂ O	$\frac{2,21}{0,34}$	2,32	$\frac{3,99}{0,26}$	4,07	$\frac{1,32}{0,35}$	1,37
P ₂ O ₅	$\frac{0,26}{0,0004}$		$\frac{0,008}{0,0005}$		$\frac{0,35}{0,01}$	
+H ₂ O	$\frac{1,80}{0,62}$		$\frac{0,89}{0,21}$		$\frac{1,33}{1,75}$	
-H ₂ O	$\frac{1,46}{0,25}$		$\frac{0,73}{0,009}$		$\frac{1,01}{0,91}$	
a	$\frac{12,69}{1,69}$		$\frac{14,54}{0,55}$		$\frac{9,93}{3,10}$	
c	$\frac{5,84}{0,30}$		$\frac{1,45}{0,37}$		$\frac{7,81}{1,38}$	
b	$\frac{10,50}{1,60}$		$\frac{5,57}{2,59}$		$\frac{15,27}{1,62}$	
s	$\frac{70,98}{3,55}$		$\frac{78,44}{3,63}$		$\frac{67,00}{1,49}$	
n	$\frac{72,95}{53,97}$		$\frac{60,92}{25,39}$		$\frac{80,32}{51,15}$	
Q	$\frac{10,75}{36,61}$		$\frac{26,33}{27,73}$		$\frac{6,34}{20,93}$	

Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов: 201 - андезито-базальты, 202 - андезиты Арманской структуры, 203 - андезито-базальты южной части Малтано-Ольского поля, 204 - базальты, 205 - андезито-базальты, 206 - андезиты, 207 - дацит, 208 - липарито-дацит Омсукчанского района, 209 - андезиты, 210 - липарито-дациты и липариты Янского поля.

в основном куполовидные тела, пластовые залежи и дайки липаритов, дацитов и андезито-дацитов, а также штоки, в поперечнике не превышающие первые сотни метров, микрогаббро, порфировидных микродиоритов, диорит-порфиров, сиенито-диоритовых порфиритов и кварцевых монзонит-порфиров.

Преимущественно кайнотипный облик вулканогенных образований является одной из отличительных черт формации.

212(9)		213(1)		214(19)		215(8)	
<u>59,10</u> 3,25	60,99	62,70	64,38	<u>59,04</u> 3,13	60,80	<u>58,88</u> 2,29	61,40
<u>0,75</u> 0,03	0,78	0,41	0,42	<u>0,72</u> 0,05	0,74	<u>0,79</u> 0,03	0,82
<u>17,32</u> 0,65	17,87	17,67	18,14	<u>17,45</u> 2,35	17,99	<u>17,50</u> 0,91	18,25
<u>4,04</u> 3,06	4,17	4,95	5,08	<u>4,15</u> 3,39	4,28	<u>2,73</u> 1,30	2,85
<u>2,92</u> 2,64	3,01	0,84	0,86	<u>2,52</u> 3,39	2,60	<u>3,54</u> 1,04	3,69
<u>0,14</u> 0,0008	0,15	0,11	0,11	<u>0,15</u> 0,004	0,15	<u>0,11</u> 0,001	0,11
<u>2,17</u> 1,64	2,24	0,97	1,00	<u>2,32</u> 3,36	2,39	<u>0,99</u> 0,35	1,04
<u>5,34</u> 0,33	5,51	2,33	2,39	<u>5,50</u> 0,73	5,66	<u>5,32</u> 0,39	5,55
<u>3,45</u> 0,53	3,56	4,84	4,97	<u>3,39</u> 0,86	3,49	<u>4,01</u> 0,12	4,18
<u>1,70</u> 0,31	1,75	2,57	2,64	<u>1,79</u> 0,73	1,84	<u>2,01</u> 0,27	2,09
<u>0,42</u> 0,17		0,23		<u>0,25</u> 0,10		<u>0,36</u> 0,06	
<u>1,44</u> 0,66		0,96		<u>1,12</u> 0,69		<u>2,39</u> 2,88	
<u>0,85</u> 0,34		1,69		<u>0,66</u> 0,44		<u>0,12</u> 0,12	
<u>10,62</u> 0,78			14,50	<u>10,59</u> 5,83		<u>12,30</u> 0,91	
<u>6,68</u> 0,55			2,86	<u>6,63</u> 1,68		<u>5,91</u> 1,09	
<u>11,22</u> 3,40			10,47	<u>12,36</u> 11,30		<u>10,92</u> 4,07	
<u>71,47</u> 2,53			72,18	<u>70,52</u> 3,29		<u>67,65</u> 95,66	
<u>75,60</u> 54,67			74,11	<u>75,19</u> 60,40		<u>75,41</u> 28,56	
<u>15,04</u> 11,98			12,50	<u>13,43</u> 15,80		<u>11,19</u> 23,82	

Формация двупироксеновых андезитов-базальтов андезитов: 211 - андезитов-базальты, 212 - андезиты, 213 - трахилацит Арманской структуры, 214 - андезиты Ольской и Хурэнджинской вулканоструктур, 215 - андезиты Янского поля.

Общие особенности химизма вулканических накоплений андезитовых формаций мало зависят от их петрографического типа, но в латеральном направлении (прежде всего при переходе из одного сектора в другой и из внешней зоны во фланговые) в каждой из формаций обнаруживаются однотипные изменения петрохимических свойств пород. Таким образом, само возникновение двух петрографических типов андезитовых формаций может рассматриваться

как проявление гетероморфизма, что подтверждается работами И.Н. Котляра (1975), изучавшего конкретные структуры Анадырского и Центрально-Чукотского секторов. Помимо главного признака — состава темноцветных минералов во вкрапленниках, лавы этих формаций в изъятых И.Н. Котляром вулканоструктурах отличаются и некоторыми другими особенностями. Так, в породах формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов (внешняя зона Анадырского сектора, бассейны рек Пеледон и Мечкерева) вкрапленники плагиоклаза имеют ритмичную зональность и повышенную против нормативной основность (№ 65-50 в андезитах); коэффициент окисления в андезито-базальтах — андезито-дацитах не меняется и равен примерно 40. В лавах же формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, слагающей расположенную непосредственно к северу Верхне-Анадырскую вулканоструктуру, состав вкрапленников в среднем изменяется от № 60 в андезито-базальтах до № 40 в андезито-дацитах; они обладают прямой зональностью. Коэффициент окисления закономерно возрастает от 33 в андезито-базальтах до 61 в липарито-дацитах. При этом химический состав пород с одинаковой кремнекислотностью в обеих формациях весьма близок (см. табл. 9, № 225, 226, 229, 230), если не считать различий в содержании щелочных металлов, обусловленных особенностями пространственного положения рассматриваемых конкретных формаций.

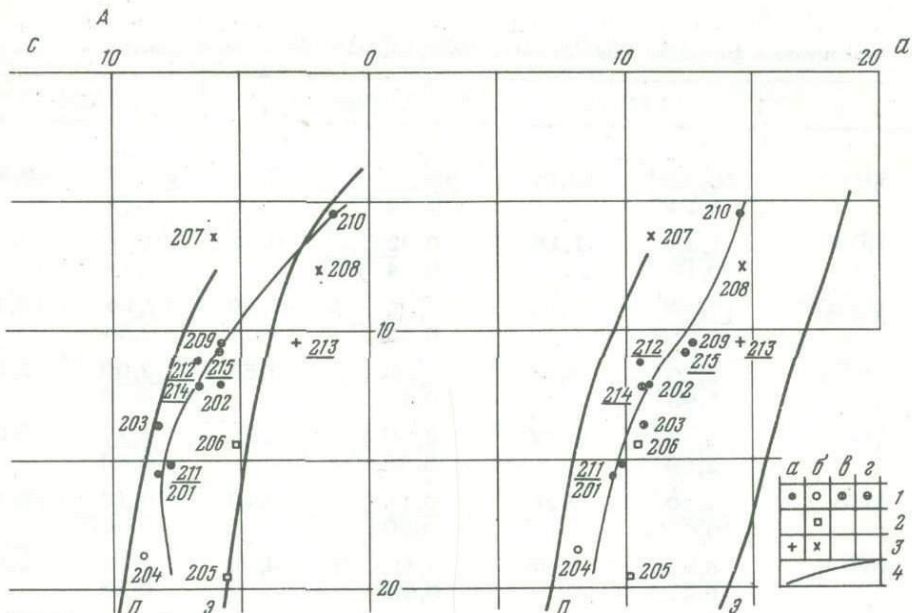
Основную причину петрографических отличий изученных ассоциаций вулканических пород И.Н. Котляр видит в том, что в периферических магматических очагах однотипные расплавы в одних случаях эволюционировали при участии воды и продуктом их явилась формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, а в других — в "сухих" условиях при этом образовалась формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов.

Ниже приводится краткая характеристика химизма андезитовых формаций по конкретным районам их развития.

Характернейшей особенностью пород андезитовых формаций внешней зоны Охотского сектора является высокое содержание глинозема даже в сравнении с породами формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (табл. 8, см. также табл. 6): в андезито-базальтах средние (по четырем и более анализам) содержания глинозема колеблются от 18,55 до 19,62%, а в андезитах — от 17,87 до 18,40%. Из использованных примерно 70 анализов базальтов, андезито-базальтов и андезитов содержание глинозема менее 17% было в восьми случаях (min — 15,8%), более 20,5% — в трех (max — 21,3%). Максимальные содержания глинозема по единичным анализам приходятся на андезито-базальты Арманской структуры и южной части Малтано-Ольского поля и на андезиты Омсукчанского района, северной части Малтано-Ольского и Янского вулканических полей. Лишь в Омсукчанском районе в андезито-базальтах и андезитах содержится такое же количество магния, как и в аналогичных по составу породах формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов; в остальных районах оно заметно понижено. Относительно понижены в андезито-базальтах и андезитах и содержания кальция, но величина полевошпатовой извести в андезито-базальтах заметно выше (см. рис. 7). Значение характеристики *b* в группе базальтов, андезито-базальтов и андезитов изменяется так же постепенно, как и в формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов.

С переходом к породам умеренно кислого и кислого состава наблюдается "ускоренное" возрастание щелочности и уменьшение значений полевошпатовой извести. Характерно, что в андезито-базальтах при значениях $SiO_2 \approx 56-56,5\%$ содержание калия повышается скачкообразно (см. рис. 7), после чего количество этого компонента увеличивается довольно равномерно.

Из табл. 9 следует, что по средним содержаниям глинозема и магния базальты, андезито-базальты и андезиты Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ближе к аналогичным породам формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, а Пенжинского — к породам андезитовых фор-



SiO ₂		α				β						γ					
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10	
55-58	201	—															
	203		—														
	211			—													
58-63	202			—													
	209				—												
	212					—											
	216							—									
68-73	210							—									
<55	204	—															

Б

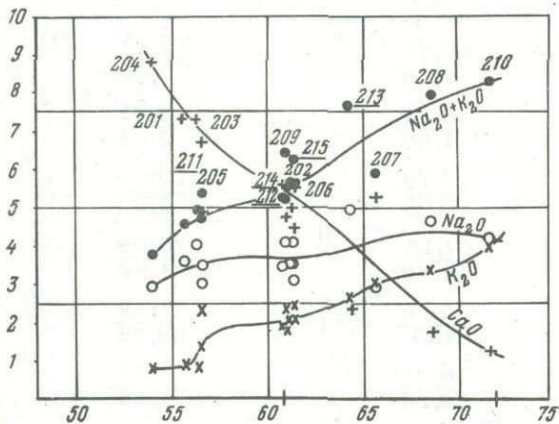


Рис. 7. Андезитовые формации Охотского сектора

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 8 (подчернутые означают породы формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов); а - Арманская структура, б - Омсукчанский район, в - Малтано-Ольское поле, г - Янское поле; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Таблица 9

Андезитовые формации Анадырского, Центрально-Чукотского и Пенжинского секторов.

	221(7)		222(5)		223(6)	
SiO ₂	<u>50,02</u> 8,14	52,07	<u>55,92</u> 0,59	57,65	<u>59,16</u> 1,61	60,99
TiO ₂	<u>1,12</u> 0,17	1,16	<u>0,92</u> 0,14	0,95	<u>0,57</u> 0,14	0,59
Al ₂ O ₃	<u>17,59</u> 7,03	18,31	<u>17,06</u> 0,39	17,59	<u>17,19</u> 0,54	17,72
Fe ₂ O ₃	<u>3,80</u> 1,93	3,95	<u>3,43</u> 0,11	3,54	<u>2,90</u> 0,79	2,99
FeO	<u>4,93</u> 2,59	5,13	<u>3,60</u> 0,55	3,71	<u>3,17</u> 0,42	3,27
MnO	<u>0,20</u> 0,006	0,20	<u>0,15</u> 0,002	0,16	<u>0,13</u> 0,0007	0,14
MgO	<u>5,83</u> 6,92	6,06	<u>3,90</u> 0,99	4,02	<u>2,79</u> 0,88	2,88
CaO	<u>8,36</u> 2,48	8,70	<u>6,91</u> 0,50	7,12	<u>5,09</u> 1,71	5,25
Na ₂ O	<u>3,06</u> 0,25	3,18	<u>3,42</u> 0,20	3,53	<u>3,75</u> 0,26	3,87
K ₂ O	<u>1,14</u> 0,22	1,18	<u>1,70</u> 1,17	1,75	<u>2,27</u> 0,87	2,34
P ₂ O ₅	<u>0,31</u> 0,05		<u>0,27</u> 0,001		<u>0,24</u> 0,004	
+H ₂ O	<u>1,22</u> 3,08		<u>0,97</u> 0,44		<u>0,68</u> 0,84	
-H ₂ O	<u>0,62</u> 0,04		<u>0,42</u> 0,10		<u>0,36</u> 0,05	
<i>a</i>	<u>8,82</u> 1,68		<u>10,41</u> 2,19		<u>12,05</u> 3,52	
<i>c</i>	<u>7,48</u> 2,10		<u>6,73</u> 1,65		<u>5,91</u> 2,05	
<i>b</i>	<u>22,99</u> 34,84		<u>15,72</u> 2,08		<u>11,45</u> 3,50	
<i>S</i>	<u>60,71</u> 18,06		<u>67,15</u> 2,49		<u>70,59</u> 1,89	
<i>n</i>	<u>80,30</u> 50,49		<u>75,62</u> 490		<u>71,99</u> 66,98	
<i>Q</i>	<u>-3,70</u> 44,23		<u>6,77</u> 19,34		<u>11,17</u> 2,43	

маций Охотского сектора. Характерно, что в первом случае убывание глинозема происходит достаточно равномерно от основных пород к средним, а во втором — наиболее высокие содержания этого компонента (20,9%) устанавливаются в андезито-базальтах. Базальты и андезито-базальты Пенжинского сектора отличаются наиболее высокими значениями полевошпатовой извести, тогда как в Анадырском секторе в этой же группе пород обнаруживается грахидолеритовая тенденция (рис. 8), а среди базальтов имеются субщелочные разности.

Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

224(5)		225(6)		226(13)	
$\frac{51,45}{4,07}$	52,93	$\frac{55,42}{0,55}$	57,13	$\frac{59,72}{2,59}$	61,31
$\frac{0,88}{0,006}$	0,90	$\frac{0,88}{0,02}$	0,91	$\frac{0,73}{0,008}$	0,75
$\frac{17,53}{0,86}$	18,03	$\frac{16,85}{0,55}$	17,37	$\frac{16,45}{0,45}$	16,96
$\frac{2,74}{1,09}$	2,82	$\frac{3,08}{0,37}$	3,17	$\frac{3,00}{0,70}$	3,08
$\frac{5,69}{0,91}$	5,85	$\frac{4,44}{1,03}$	4,58	$\frac{3,44}{0,81}$	3,55
$\frac{0,16}{0,0001}$	0,16	$\frac{0,13}{0,0006}$	0,13	$\frac{0,11}{0,0003}$	0,11
$\frac{5,85}{0,77}$	6,02	$\frac{4,18}{0,88}$	4,31	$\frac{2,73}{1,16}$	2,81
$\frac{8,90}{0,63}$	9,16	$\frac{7,38}{0,02}$	7,61	$\frac{5,43}{1,07}$	5,60
$\frac{2,39}{0,25}$	2,46	$\frac{2,74}{0,07}$	2,82	$\frac{2,98}{0,15}$	3,07
$\frac{1,62}{0,21}$	1,67	$\frac{1,98}{0,10}$	2,04	$\frac{2,90}{0,24}$	2,99
$\frac{0,20}{0,04}$		$\frac{0,37}{0,03}$		$\frac{0,29}{0,01}$	
$\frac{1,26}{3,23}$		$\frac{0,95}{0,13}$		$\frac{0,83}{0,21}$	
$\frac{0,38}{0,13}$		$\frac{1,11}{0,15}$		$\frac{0,87}{0,03}$	
$\frac{7,95}{0,82}$		$\frac{9,33}{0,62}$		$\frac{11,16}{1,40}$	
$\frac{8,32}{0,49}$		$\frac{7,14}{0,24}$		$\frac{5,80}{0,48}$	
$\frac{21,69}{5,24}$		$\frac{16,90}{2,63}$		$\frac{12,07}{4,71}$	
$\frac{62,03}{2,97}$		$\frac{66,63}{0,71}$		$\frac{70,96}{2,72}$	
$\frac{68,86}{100,53}$		$\frac{67,83}{18,31}$		$\frac{61,03}{24,25}$	
$\frac{-0,15}{7,51}$		$\frac{7,47}{3,14}$		$\frac{13,79}{7,02}$	

По характеру вариаций щелочных металлов ассоциации пород Анадырского и Охотского секторов удивительно сходны (рис. 7, 8), хотя первая и отличается несколько более высоким содержанием калия. В Пенжинском секторе максимум содержания натрия приходится на андезито-базальты и андезиты. Содержание калия повышается значительно равномернее, чем в Охотском и Анадырском секторах, но также наиболее заметно в группе андезито-базальтов и андезитов ($\text{SiO}_2 = 56-62\%$).

Таблица 9 (продолжение)

	227(7)		228(8)		229(8)	
SiO ₂	$\frac{63,18}{1,20}$	65,13	$\frac{68,38}{5,80}$	70,49	$\frac{54,55}{1,63}$	56,81
TiO ₂	$\frac{0,62}{0,008}$	0,64	$\frac{0,45}{0,01}$	0,46	$\frac{1,01}{0,06}$	1,05
Al ₂ O ₃	$\frac{16,01}{0,40}$	16,50	$\frac{15,01}{1,36}$	15,47	$\frac{17,61}{0,79}$	18,17
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,16}{0,93}$	3,26	$\frac{2,20}{0,35}$	2,27	$\frac{4,27}{1,34}$	4,40
FeO	$\frac{1,92}{1,01}$	1,98	$\frac{0,80}{0,12}$	0,82	$\frac{3,78}{0,58}$	3,91
MnO	$\frac{0,09}{0,0001}$	0,09	$\frac{0,06}{0,0003}$	0,06	$\frac{0,15}{0,001}$	0,16
MgO	$\frac{1,61}{0,31}$	1,66	$\frac{0,89}{0,22}$	0,91	$\frac{4,35}{0,51}$	4,49
CaO	$\frac{3,56}{0,92}$	3,67	$\frac{1,46}{0,53}$	1,50	$\frac{6,67}{1,28}$	6,88
Na ₂ O	$\frac{3,53}{0,48}$	3,64	$\frac{3,61}{0,66}$	3,72	$\frac{3,30}{0,45}$	3,41
K ₂ O	$\frac{3,48}{0,47}$	3,59	$\frac{4,46}{0,27}$	4,60	$\frac{1,23}{0,14}$	1,27
P ₂ O ₅	$\frac{0,28}{0,01}$		$\frac{0,15}{0,003}$		$\frac{0,30}{0,01}$	
+H ₂ O	$\frac{1,03}{0,50}$		$\frac{1,35}{1,09}$		$\frac{1,66}{0,61}$	
-H ₂ O	$\frac{0,92}{0,10}$		$\frac{0,60}{0,05}$		$\frac{0,82}{0,13}$	
a	$\frac{13,10}{2,20}$		$\frac{14,31}{5,05}$		$\frac{2,51}{2,96}$	
c	$\frac{4,07}{0,63}$		$\frac{1,78}{0,85}$		$\frac{7,40}{0,95}$	
b	$\frac{8,55}{3,66}$		$\frac{6,39}{2,21}$		$\frac{17,06}{5,15}$	
s	$\frac{74,28}{1,79}$		$\frac{77,51}{1,48}$		$\frac{66,02}{2,34}$	
n	$\frac{60,37}{56,83}$		$\frac{54,71}{19,46}$		$\frac{80,11}{39,17}$	
Q	$\frac{18,29}{5,97}$		$\frac{24,62}{45,59}$		$\frac{5,61}{14,53}$	

Достаточно своеобразны особенности химизма андезитовой формации Центрально-Чукотского сектора. Она отличается от всех ранее охарактеризованных ассоциаций систематически более высоким содержанием калия и более низким - натрия (см. рис. 8). Преобладание весовых количеств K₂O над Na₂O происходит при SiO₂ ≈ 64%. В андезито-базальтах и андезитах этого сектора относительно повышено содержание кальция и понижено содержание глинозема (17,30-17,37% в андезито-базальтах и 16,56-16,96% в андезитах).

230(11)		231(11)		232(7)	
<u>59,53</u>	62,01	<u>63,29</u>	64,98	<u>50,73</u>	52,02
0,88		1,69		1,59	
<u>0,43</u>	0,45	<u>0,33</u>	0,34	<u>1,01</u>	1,03
0,13		0,12		0,02	
<u>17,40</u>	18,12	<u>16,32</u>	16,82	<u>18,21</u>	18,67
0,24		0,93		1,43	
<u>2,70</u>	2,81	<u>1,58</u>	1,62	<u>3,39</u>	3,47
0,32		0,49		2,55	
<u>2,77</u>	2,89	<u>2,96</u>	3,04	<u>5,61</u>	5,75
0,95		0,29		4,21	
<u>0,10</u>	0,11	<u>0,08</u>	0,08	<u>0,16</u>	0,16
0,004		0,0005		0,0002	
<u>2,52</u>	2,63	<u>2,54</u>	2,62	<u>5,30</u>	5,43
0,54		3,35		2,24	
<u>4,72</u>	4,92	<u>3,46</u>	3,57	<u>8,54</u>	8,75
0,37		0,49		1,18	
<u>3,90</u>	4,06	<u>3,98</u>	4,10	<u>2,90</u>	2,97
0,19		0,71		0,15	
<u>2,34</u>	2,44	<u>2,87</u>	2,96	<u>1,67</u>	1,71
0,20		0,58		0,35	
<u>0,18</u>		<u>0,16</u>		<u>0,60</u>	
0,0005		0,002		0,06	
<u>1,18</u>		<u>1,18</u>		<u>0,90</u>	
1,19		0,57		0,11	
<u>0,48</u>		<u>0,55</u>		<u>0,79</u>	
0,12		0,07		0,30	
<u>12,52</u>		<u>13,08</u>		<u>9,25</u>	
1,32		0,65		2,08	
<u>5,66</u>		<u>4,10</u>		<u>8,20</u>	
0,43		0,80		1,98	
<u>10,62</u>		<u>9,65</u>		<u>20,93</u>	
2,09		7,02		8,73	
<u>71,19</u>		<u>73,16</u>		<u>61,61</u>	
1,63		5,00		4,31	
<u>71,71</u>		<u>67,33</u>		<u>73,11</u>	
17,19		105,12		53,03	
<u>11,67</u>		<u>16,07</u>		<u>-3,50</u>	
13,26		19,32		16,02	

Химизм андезитовых формаций во фланговых зонах вулканогенного пояса изучен еще слабо, однако имеющиеся данные свидетельствуют о специфичности этих вулканических ассоциаций (табл. 10, рис. 9). Прежде всего характерно, что в базальтах, андезито-базальтах и андезитах значительно понижено содержание кальция; иногда оно оказывается аномально низким, и в этих случаях повышается содержание магния. В вулканитах с содержаниями кремнекислоты 54-56% постоянно отмечается повышенное содержание щелочных металлов (значительная часть пород относится к субщелочному типу). Хотя ко-

Таблица 9 (окончание)

	233(3)		234(4)		235(2)	
SiO ₂	55,71	56,91	$\frac{60,12}{2,70}$	61,38	65,58	65,65
TiO ₂	0,91	0,93	$\frac{0,66}{0,002}$	0,67	0,34	0,34
Al ₂ O ₃	16,94	17,30	$\frac{16,22}{0,85}$	16,56	17,45	17,47
Fe ₂ O ₃	3,06	3,13	$\frac{2,93}{0,09}$	2,99	3,06	3,06
FeO	4,61	4,71	$\frac{2,89}{0,22}$	2,95	1,53	1,53
MnO	0,15	0,16	$\frac{0,11}{0,0001}$	0,11	0,10	0,10
MgO	4,31	4,40	$\frac{3,48}{1,98}$	3,55	0,89	0,89
CaO	7,26	7,42	$\frac{5,45}{0,61}$	5,56	2,39	2,39
Na ₂ O	2,89	2,95	$\frac{3,25}{0,06}$	3,32	3,94	3,95
K ₂ O	2,09	2,13	$\frac{2,83}{0,02}$	2,89	4,70	4,70
P ₂ O ₅	0,31		$\frac{0,25}{0,004}$		0,15	
+H ₂ O	1,25		$\frac{1,57}{0,16}$		0,84	
-H ₂ O	0,66		$\frac{0,62}{0,20}$		0,32	
a		9,70	$\frac{11,45}{0,34}$			15,47
c		6,88	$\frac{5,21}{0,11}$			2,91
b		17,18	$\frac{13,18}{11,54}$			6,82
s		66,25	$\frac{70,15}{8,34}$			74,80
n		67,89	$\frac{63,52}{6,65}$			55,88
Q		6,23	$\frac{12,17}{28,56}$			15,74

Формация двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов. Анадырский сектор: 221 - базальты, 222 - андезитов-базальты, 223 - андезиты; Верхне-Анадырская структура Центрально-Чукотского сектора: 224 - базальты, 225 - андезитов-базальты, 226 - андезиты, 227 - андезитов-дациты и дациты, 228 - липаритов-дациты и липариты (главным образом игнимбриты).

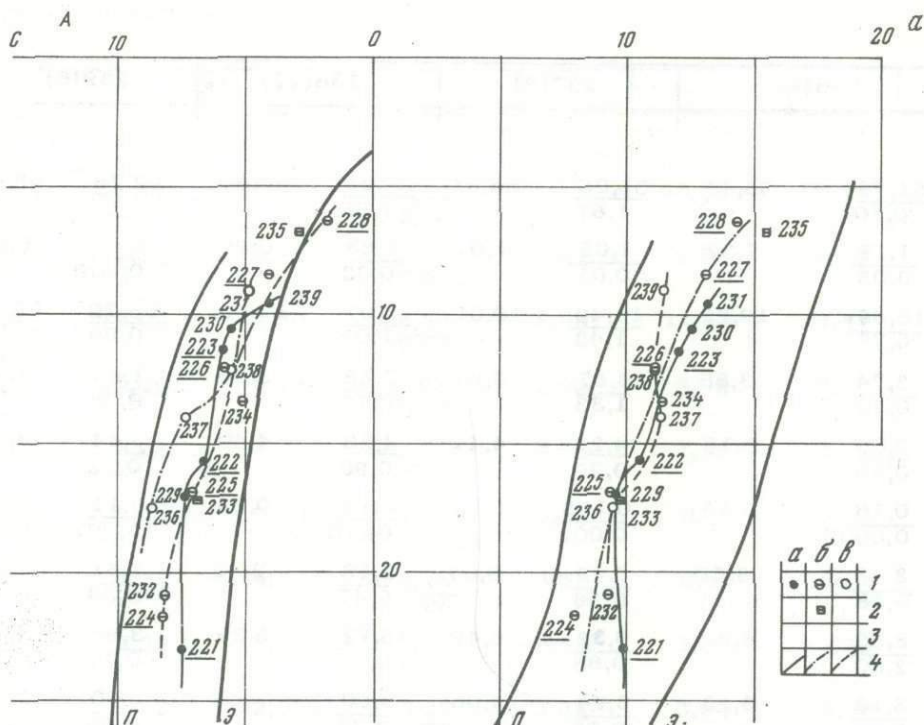
Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов. Анадырский

236(6)		237(8)		238(12)		239(5)	
<u>51,78</u>	53,43	<u>55,06</u>	56,61	<u>58,64</u>	60,60	<u>62,79</u>	65,25
0,10		1,67		1,68		1,57	
<u>1,19</u>	1,22	<u>1,05</u>	1,07	<u>0,88</u>	0,90	<u>0,63</u>	0,65
0,05		0,01		0,03		0,009	
<u>18,63</u>	19,22	<u>18,49</u>	19,01	<u>16,97</u>	17,53	<u>16,79</u>	17,44
0,78		1,43		1,02		0,99	
<u>3,74</u>	3,85	<u>3,57</u>	3,67	<u>2,48</u>	2,56	<u>1,43</u>	1,48
0,20		1,33		0,73		0,78	
<u>5,00</u>	5,16	<u>4,29</u>	4,41	<u>4,26</u>	4,40	<u>3,44</u>	3,57
0,39		0,75		0,90		0,12	
<u>0,16</u>	0,16	<u>0,153</u>	0,15	<u>0,14</u>	0,14	<u>0,11</u>	0,11
0,0005		0,002		0,001		0,001	
<u>3,48</u>	3,59	<u>2,99</u>	3,07	<u>2,35</u>	2,42	<u>1,31</u>	1,36
0,98		0,96		0,47		0,34	
<u>8,53</u>	8,80	<u>6,32</u>	6,49	<u>5,12</u>	5,29	<u>3,98</u>	4,13
2,20		0,66		1,36		0,31	
<u>3,13</u>	3,23	<u>3,94</u>	4,08	<u>3,90</u>	4,03	<u>3,60</u>	3,74
0,10		0,55		0,78		0,30	
<u>1,26</u>	1,30	<u>1,39</u>	1,42	<u>2,02</u>	2,08	<u>2,14</u>	2,22
0,41		0,14		0,49		0,44	
<u>0,31</u>		<u>0,32</u>		<u>0,22</u>		<u>0,24</u>	
0,02		0,009		0,007		0,02	
<u>0,42</u>		<u>0,78</u>		<u>0,25</u>		<u>0,58</u>	
0,30		0,71		0,15		1,45	
<u>0,11</u>		<u>0,06</u>		<u>0,13</u>		<u>0,01</u>	
0,08		0,03		0,01		0,05	

<u>9,38</u>	11,33	<u>11,10</u>	11,44
0,99	3,25	1,97	0,83
<u>8,73</u>	7,38	<u>5,58</u>	4,92
0,50	1,31	1,69	0,50
<u>17,50</u>	14,00	<u>12,18</u>	9,15
3,46	6,40	4,53	1,94
<u>64,40</u>	67,29	<u>70,25</u>	74,48
1,98	3,10	2,03	0,47
<u>79,61</u>	81,01	<u>73,99</u>	71,77
74,16	22,59	82,30	72,19
<u>1,32</u>	4,54	<u>10,92</u>	21,15
8,72	24,17	9,32	10,64

сектор: 229 - андезит-базальты, 230 - андезиты, 231 - андезит-дациты и дациты Пеледоно-Мечкеревской структуры.

Андезитовая формация неустановленного петрографического типа. Внутренняя зона Центрально-Чукотского сектора: 232 - базальты, 233 - андезит-базальты, 234 - андезиты, 235 - трахидациты; внешняя зона Пенжинского сектора (окланская толща): 236 - базальты, 237 - андезит-базальты, 238 - андезиты, 239 - андезит-дациты и дациты.



SiO ₂	α				β				γ						
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
55	221														
	224	—													
	232		—												
	236		—												
55-58	222		—												
	225		—												
	229		—												
	237		—												
58-63	223		—												
	226		—												
	230		—												
	234		—												
63-68	227		—												
	231		—												
	239		—												
68-73	228		—												

личественные соотношения щелочных металлов меняются незакономерно, важно подчеркнуть, что весовые содержания K_2O в них такие же, как и в породах андезитовой формации Центрально-Чукотского сектора. И, наконец, андезито-базальты из формации двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов Восточно-Чукотской фланговой зоны характеризуются самым низким содержанием глинозема — 16,69% (табл. 10, № 248).

Игнимбритовые формации

Проблема геологии и петрографии игнимбритов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса впервые была рассмотрена в работах И.М. Сперанской (1961) и Е.К. Устиева (1961). В дальнейшем И.М. Сперанская разработала петрографическую классификацию игнимбритов, решила ряд важных петрогенетических вопросов, касающихся прежде всего связи игнимбритов и гранитоидов (Спе-

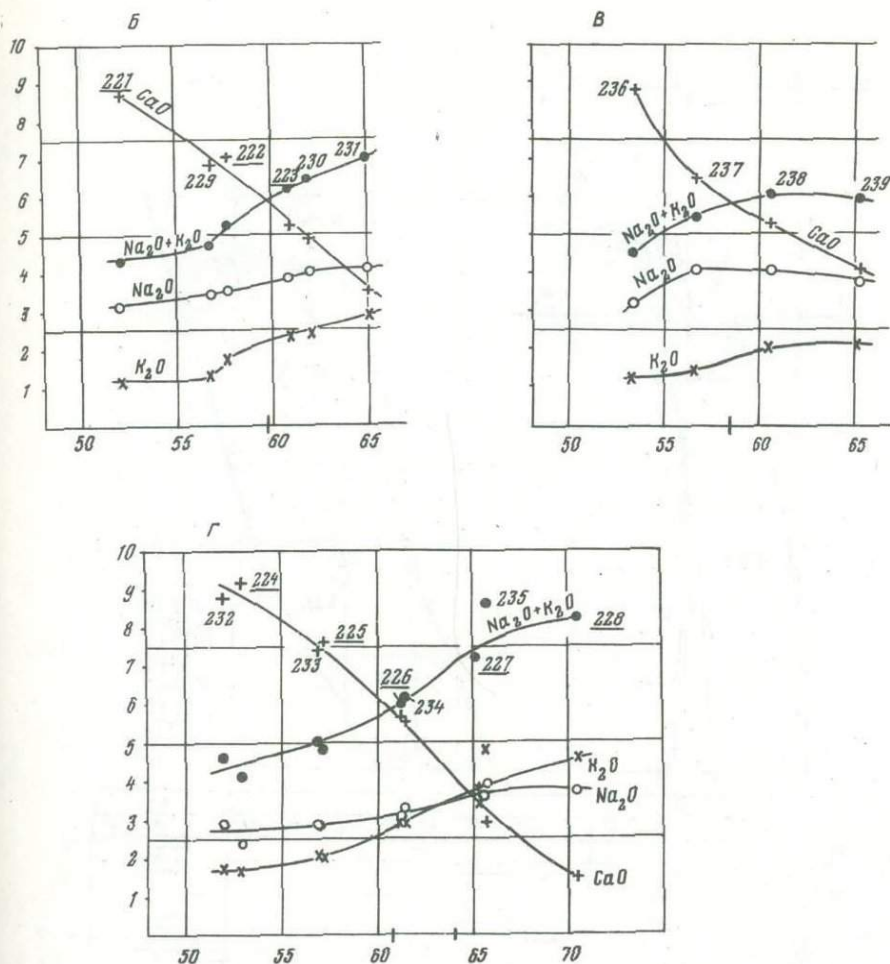
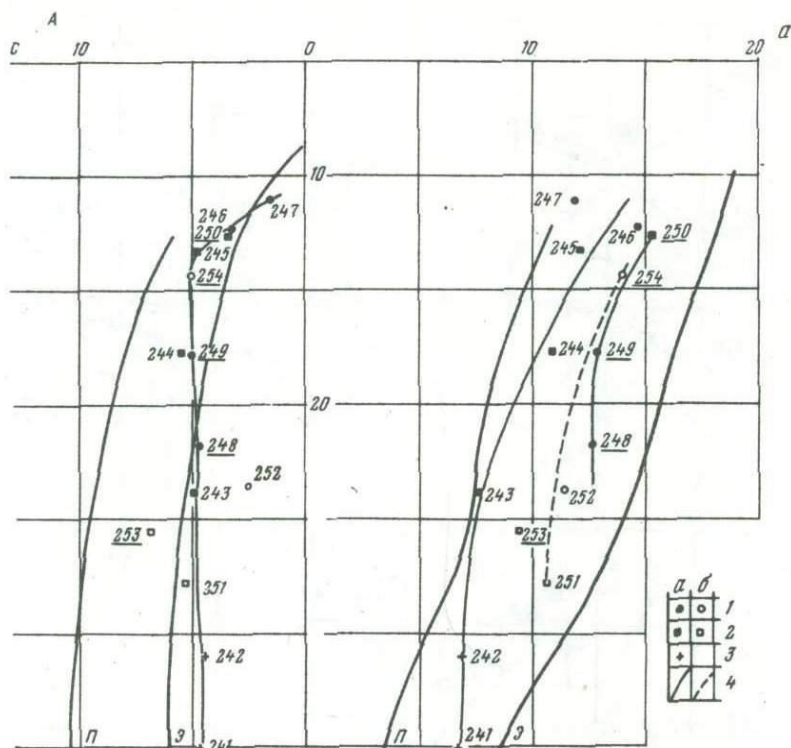


Рис. 8. Андезитовые формации Анадырского, Центрально-Чукотского и Пенжинского секторов

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 9 (подчеркнутые - см. на рис. 7): а - Анадырский, б - Центрально-Чукотский, в - Пенжинский секторы; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б, В, Г - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂ (Б - Анадырский, В - Пенжинский, Г - Центрально-Чукотский секторы)

ранская, 1963б, 1966, 1967б), и впервые предложила выделять в Охотско-Чукотском поясе "формацию игнимбритов" (Сперанская, 1964а,б). Дальнейшие исследования вулканических накоплений кислого и умеренно кислого состава показали, что среди них следует различать по крайней мере два типа формаций, в которых главную роль играют игнимбриты (Белый, 1969а; Белый и др., 1972, 1974). Формационное деление продуктов кислого вулканизма Охотско-Чукотского пояса, предлагаемое в настоящей работе, выполнено впервые. При этом необходимо подчеркнуть, что в каждой из формаций независимо от типа последовательности и количественных соотношений пирокластических накоплений разного состава обнаруживаются довольно однотипные вариации количественных соотношений кремнекислоты и глинозема. Среди игнимбритов умеренно кислого состава (SiO₂ < 68%) резко преобладают породы с содержанием глинозема более 16,5-17%. На графиках SiO₂-Al₂O₃ в интер-



SiO ₂	α				β								γ			
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10	
55-58	248	—				—								—		
58-63	249	—				—								—		
	252	—				—								—		
63-68	246	—				—								—		
	247	—				—								—		

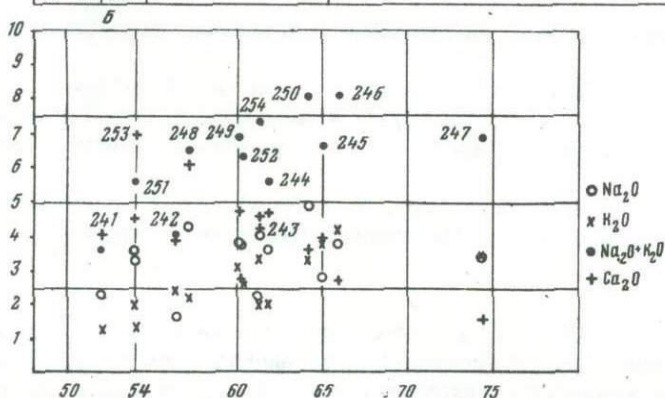
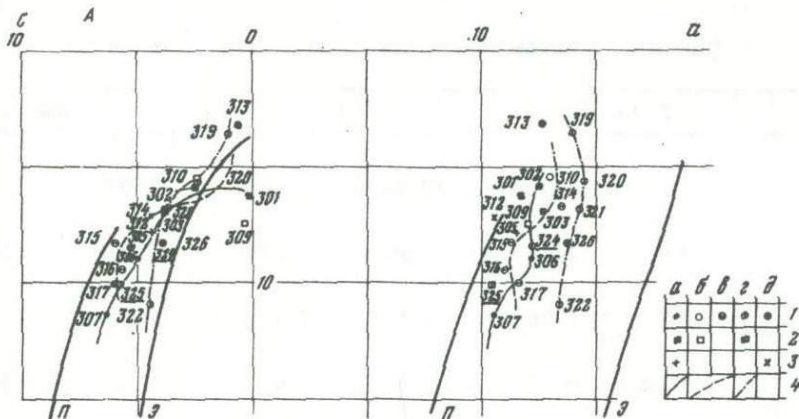


Рис. 9. Андезитовые формации Западно-Охотской и Восточно-Чукотской фланговых зон

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 10 (подчеркнутые - см. на рис. 7); а - Восточно-Чукотская, б - Западно-Охотская зоны; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na_2O , K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO} - \text{SiO}_2$



SiO ₂	α				β						γ					
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10	
58-63	307															
	317															
	322															
63-68	306															
	314															
	315															
	316															
	321															
	324															
	332															
68-73	310															
	320															
	331															
	337															
>73	338															
	319															

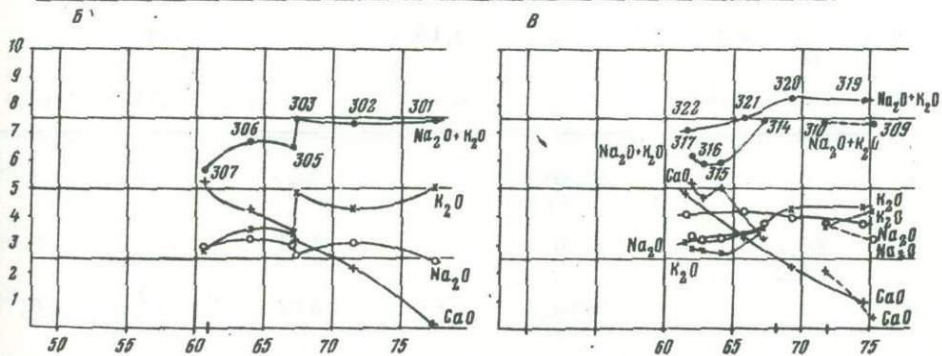


Рис. 10. Липарит-андезито-дацитовая формация

А - диаграмма А.Н. Заварицкого (только для пород Пегтымельского прогиба); П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 12 (подчеркнутые - игнимбриты "вороньинской свиты" в нитекинской кальдере); а - вулканыты первого цикла, б, в, г - вулканыты второго цикла (б - пыкарваамская, в - вороньинская свиты, г - нитекинская толща), д - включения гранитоидов в пыкарваамской свите; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5 (в диаграмму включены данные из табл. 13).

Б, В - вариации содержаний Na_2O , K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ к табл. 12. Б - первый вулканический цикл, В - второй вулканический цикл: штриховая линия - пыкарваамская, пунктирная - вороньинская свиты, сплошная линия - нитекинская толща

Таблица 10

Андезитовые формации Восточно-Чукотской и Западно-Охотской фланговых зон.

	241(1)		242(1)		243(2)	
SiO ₂	49,66	52,05	53,20	56,43	58,85	61,30
TiO ₂	1,44	1,57	1,30	1,38	0,74	0,77
Al ₂ O ₃	15,51	16,26	17,55	18,62	18,38	19,15
Fe ₂ O ₃	8,37	8,77	5,03	5,34	3,60	3,75
FeO	5,72	6,00	4,02	4,26	3,41	3,55
MnO	0,14	0,15	0,02	0,02	0,05	0,06
MgO	7,24	7,59	5,66	6,00	2,85	2,97
CaO	3,86	4,05	3,62	3,84	4,04	4,21
Na ₂ O	2,20	2,31	1,55	1,64	2,12	2,21
K ₂ O	1,26	1,32	2,32	2,46	1,96	2,04
P ₂ O ₅	0,62		0,30		0,23	
+H ₂ O	4,22		2,18		2,45	
-H ₂ O	0,00		0,25		0,21	
<i>a</i>		6,76		6,89		7,58
<i>c</i>		4,76		4,48		5,04
<i>b</i>		30,06		26,05		18,75
<i>s</i>		58,42		62,58		68,64
<i>n</i>		72,63		50,38		61,40
<i>Q</i>		-1,44		6,91		17,10

вале значений SiO₂ 69-71% происходит резкое падение содержаний Al₂O₃ ниже 16%, а затем оно неуклонно убывает по мере повышения кремнекислотности пород.

Липарит-андезито-дацитовая формация распространена только в Центрально-Чукотском секторе вулканогенного пояса; главные особенности ее строения, состава и химизма рассматривались в ряде специальных работ

Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

244(2)		245(3)		246(5)		247(4)	
58,70	61,79	63,20	65,01	$\frac{63,67}{1,24}$	65,97	$\frac{72,74}{7,92}$	74,39
0,73	0,77	0,62	0,63	$\frac{0,44}{0,05}$	0,47	$\frac{0,22}{0,007}$	0,22
16,53	17,42	16,17	16,65	$\frac{16,45}{0,08}$	17,05	$\frac{13,24}{0,50}$	13,54
1,39	1,46	3,44	3,54	$\frac{2,32}{0,95}$	2,40	$\frac{1,28}{0,58}$	1,30
4,34	4,57	2,03	2,09	$\frac{2,05}{0,66}$	2,12	$\frac{1,33}{0,25}$	1,36
0,09	0,11	0,07	0,07	$\frac{0,06}{0,0006}$	0,06	$\frac{0,03}{0,0002}$	0,03
3,00	3,16	1,35	1,39	$\frac{0,99}{0,02}$	1,03	$\frac{0,68}{0,070}$	0,69
4,54	4,78	3,84	3,95	$\frac{2,62}{0,41}$	2,71	$\frac{1,53}{3,04}$	1,56
3,42	3,60	2,72	2,80	$\frac{3,64}{0,22}$	3,77	$\frac{3,31}{3,07}$	3,38
1,91	2,01	3,74	3,85	$\frac{4,27}{0,32}$	4,42	$\frac{3,42}{1,78}$	3,49
0,00		0,19		$\frac{0,19}{0,01}$		$\frac{0,39}{0,02}$	
3,07		2,06		$\frac{1,66}{0,30}$		$\frac{1,28}{0,75}$	
0,00		0,39		$\frac{0,44}{0,05}$		$\frac{0,20}{0,036}$	
10,82		12,10		$\frac{14,62}{0,19}$		$\frac{11,88}{4,85}$	
5,55		4,84		$\frac{3,30}{0,77}$		$\frac{1,53}{2,34}$	
12,71		8,26		$\frac{7,27}{1,97}$		$\frac{6,10}{10,79}$	
70,93		75,18		$\frac{74,82}{0,80}$		$\frac{80,50}{1,90}$	
72,81		52,63		$\frac{56,40}{40,20}$		$\frac{57,03}{434,23}$	
14,68		21,65		$\frac{17,10}{4,44}$		$\frac{35,71}{3,27}$	

(Гельман, Белый, 1963; Белый, 1969а; Белый и др., 1972, 1974). Среди естественных сообществ игнимбритов Охотско-Чукотского пояса эта формация принадлежит к уникальным образованиям. Грандиозен объем слагающих ее вулканических накоплений: лишь в Пегтымельском вулкано-тектоническом прогибе сосредоточено около 40 тыс. км³ вулканитов, а объем только видимой части Пыкарваамской депрессии - одной из частных его структур, - оцени-

Таблица 10 (окончание)

	248(6)		249(5)		250(2)	
SiO ₂	55,32 <u>1,11</u>	57,10	58,56 <u>3,52</u>	60,12	62,56	64,23
TiO ₂	1,22 <u>0,08</u>	1,26	0,87 <u>0,01</u>	0,89	0,80	0,82
Al ₂ O ₃	16,17 <u>1,26</u>	16,69	16,69 <u>1,08</u>	17,13	16,18	16,61
Fe ₂ O ₃	3,79 <u>0,90</u>	3,91	2,95 <u>0,93</u>	3,03	3,98	4,09
FeO	4,49 <u>1,62</u>	4,63	3,59 <u>1,04</u>	3,69	1,32	1,36
MnO	0,10 <u>0,002</u>	0,10	1,10 <u>0,0008</u>	0,10	0,22	0,23
MgO	3,57 <u>0,17</u>	3,68	3,36 <u>0,58</u>	3,45	0,97	1,00
CaO	5,87 <u>0,46</u>	6,06	4,61 <u>0,74</u>	4,73	3,50	3,59
Na ₂ O	4,18 <u>0,82</u>	4,31	3,69 <u>1,15</u>	3,79	4,66	4,78
K ₂ O	2,17 <u>0,22</u>	2,24	3,01 <u>3,76</u>	3,09	3,21	3,29
P ₂ O ₅	0,40 <u>0,05</u>		0,22 <u>0,005</u>		0,35	
+H ₂ O	1,58 <u>0,63</u>		• 1,47 <u>0,77</u>		0,27	
-H ₂ O	0,92 <u>0,39</u>		0,73 <u>0,18</u>		0,37	
a	12,69 <u>2,53</u>		12,86 <u>1,75</u>			15,32
c	4,75 <u>2,33</u>		5,07 <u>1,22</u>			3,45
b	16,75 <u>3,50</u>		12,76 <u>5,39</u>			7,59
S	65,80 <u>2,56</u>		69,31 <u>2,95</u>			73,64
n	74,05 <u>40,97</u>		65,78 <u>385,64</u>			68,91
Q	1,46 <u>19,34</u>		7,82 <u>8,70</u>			13,19

Восточно-Чукотская фланговая зона. Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов Чукотского полуострова: 241-базальт, 242 - андезито-базальт, 243 и 244 - андезиты (243 - западная часть, 244 - восточная часть полуострова), 245 - дациты, 246 - трахидциты, 247 - липарито-дациты и липариты (преимущественно игнимбиты); формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов: 248 - андезито-базальты, 249 - андезиты, 250 - трахидциты.

251(3)		252(6)		253(2)		254(8)	
52,24	53,97	$\frac{59,90}{2,95}$	61,25	52,36	54,04	$\frac{60,21}{2,74}$	61,42
1,22	1,26	$\frac{0,64}{0,01}$	0,65	1,03	1,06	$\frac{0,67}{0,01}$	0,68
18,12	18,72	$\frac{17,83}{0,28}$	18,23	17,46	18,02	$\frac{17,65}{0,44}$	18,00
5,00	5,17	$\frac{4,02}{0,66}$	4,11	4,97	5,13	$\frac{4,12}{0,51}$	4,20
3,58	3,70	$\frac{1,40}{0,36}$	1,43	5,42	5,59	$\frac{1,67}{0,73}$	1,70
0,06	0,06	$\frac{0,05}{0,009}$	0,05	0,17	0,18	$\frac{0,12}{0,0007}$	0,12
6,80	7,02	$\frac{5,16}{2,02}$	5,28	4,24	4,38	$\frac{1,86}{0,20}$	1,89
4,35	4,49	$\frac{2,67}{0,78}$	2,73	6,76	6,98	$\frac{4,46}{0,38}$	4,61
3,48	3,60	$\frac{3,59}{0,32}$	3,67	3,20	3,30	$\frac{3,97}{0,16}$	4,04
1,94	2,00	$\frac{2,61}{2,15}$	2,67	1,32	1,36	$\frac{3,30}{0,90}$	3,36
0,25		$\frac{0,13}{0,02}$		0,00		$\frac{0,20}{0,03}$	
0,95		$\frac{1,02}{0,20}$		0,91		$\frac{0,65}{0,20}$	
1,42		$\frac{1,14}{0,23}$		1,99		$\frac{0,92}{0,11}$	
10,63		$\frac{11,39}{9,55}$			9,39	$\frac{14,01}{0,36}$	
5,37		$\frac{3,15}{1,08}$			6,86	$\frac{5,11}{0,41}$	
22,75		$\frac{18,68}{17,02}$			20,53	$\frac{9,44}{2,53}$	
61,26		$\frac{66,77}{4,45}$			63,21	$\frac{71,44}{2,57}$	
73,48		$\frac{69,07}{68,57}$			78,64	$\frac{64,97}{76,79}$	
-4,10		$\frac{7,60}{9,31}$			0,77	$\frac{9,74}{11,27}$	

Западно-Охотская фланговая зона (восточная часть Ульяновского прогиба). Формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов (ульбериканская свита): 251 - базальты, 252 - андезиты; формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (хетанинская свита): 253 - базальты, 254 - андезиты.

Таблица 11

Липарит-андезито-дацитовая формация. Соотношение объемов вулканогенной толщи и среднее содержание в них кремнекислоты

Цикл	Свита, толща	Объем, %	SiO ₂ , % (среднее)
Второй	Вороньинская	6	64,98
	Интекинская*	3	68,33
	Пыкарваамская	26	72,48
Первый	Каленьмуваамская	22	63,21
	Алькавуньская	44	71,90
	Угаткынская		

* Образования, заполняющие Интекинскую и Каларваамские кальдеры.

вается в 4 тыс.км³. Образование липарит-андезито-дацитовой формации, во всяком случае на территории внешней зоны Центрально-Чукотского сектора, представляет собой процесс совершенно самостоятельный, ибо ему непосредственно не предшествовал мощный андезитовый вулканизм, столь характерный для остальных районов вулканогенного пояса. Специфично строение формации: в Пегтымельском прогибе четко различаются продукты двух антидромных циклов вулканизма с предельными колебаниями содержаний кремнекислоты от 77-78% до 60-61% (после пересчета на безводный состав). Соотношение объемов главных составных частей липарит-андезито-дацитовой формации приведено в табл. 11.

В преобладающей части игнимбритов наблюдается довольно строгая зависимость между составом минеральных ассоциаций кристаллокластического материала и содержанием кремнекислоты (Белый, 1969а; Белый и др., 1972). Так, например, в алькаквуньской свите преобладают лейкократовые разности липаритового состава с относительно небольшим количеством кристаллокластического материала (5-15%): плагиоклаз (от андезина № 40 в ядре до олигоклаз-альбита в кайме), кварц, санидин, биотит. В игнимбритах андезито-дацитового, дацитового и андезитового состава каленьмуваамской свиты количество кристаллокластического материала достигает 45-55%; для них довольно типична ассоциация моноклинного пироксена, гиперстена и биотита. Состав плагиоклазов меняется от № 30-45 в дацитах до № 45-55 в андезитах; в дацитах встречается кварц, изредка - санидин. В игнимбритах липаритового состава пыкарваамской свиты содержится 15-35% вкрапленников; это в основном андезин-олигоклаз, кварц, санидин, биотит и амфибол. Игнимбриты вороньинской свиты содержат от 25 до 55% кристаллокластического материала, характернейшими компонентами которого являются плагиоклазы (№ 30-50) и амфибол; постоянно присутствует биотит. В андезито-дацитах и дацитах в непостоянных количествах находится кварц; в дацитах иногда отмечается санидин; в андезитах, а также андезито-дацитах - моноклинный и ромбический пироксены.

Главные особенности химизма липарит-андезито-дацитовой формации сведены в табл. 12, 13 и показаны на рис. 10. Вулканические образования первого цикла, а также пыкарваамской и вороньинской свит второго цикла имеют несколько пониженную общую щелочность, а в группе пород с характе-

ристикой $b < 6,5$ резко понижены и значения полевошпатовой извести. Преобладают породы, пересыщенные глиноземом (даже в интервале содержаний кремнекислоты 65–60% большая часть пересчетов химических анализов имеет дополнительную характеристику a). В отличие от них вулканические накопления, заполняющие Интекинскую и смежные с ней кальдеры в южной части Пегтымельского прогиба, обладают рядом специфических особенностей. Формирование их, по геологическим данным, произошло в период между извержениями игнимбритов пыкарваамской и вороньинской свит.

Анализ структуры южной части Пегтымельского прогиба позволяет полагать, что все вулканы второго цикла являются производными единого магматического очага. Среди внутрикальдерных образований достаточно широко распространены все породы от липаритов до андезитов–дацитов. Во всех типах пород во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (олигоклаз–андезин), кварц редок даже в кислых разностях, а калинатовые полевые шпаты не встречаются. Биотит и амфибол присутствуют в весьма незначительных количествах; в породах с содержанием кремнекислоты менее 63% иногда появляется пироксен. Как видно из табл. 12 и диаграмм (см. рис. 10), внутрикальдерные образования имеют повышенную щелочность и более низкие содержания кальция (в породах с $\text{SiO}_2 \leq 73,5\%$) по сравнению с вулканиками ранее охарактеризованных свит, но при этом значения полевошпатовой извести в них убывают очень постепенно с увеличением кремнекислотности пород.

Особый интерес представляют вариации содержаний щелочных металлов. В средних составах свит характеристика n имеет следующие значения: 45,29 – алькаквуньская; 58,52 – каленьмуваамская; 57,74 – пыкарваамская; 61,23 – интекинская; 62,08 – вороньинская. При этом весовые количества Na_2O начинают преобладать над K_2O в породах первого цикла лишь при значениях $\text{SiO}_2 = 61\%$, в пыкарваамской свите при $\text{SiO}_2 = 72\%$, в интекинской толще при $\text{SiO}_2 = 68,2\%$.

Липарит–дацитовая формация распространена преимущественно во фланговых зонах вулканогенного пояса, где находится около 65% ее общего объема; примерно 32 тыс. км³ составляют накопления формации в Ульяновском вулканотектоническом прогибе. Строение формации сложное, быстро меняющееся в латеральном направлении. Тем не менее, в разрезах ряда структур четко устанавливается общая гомодромная последовательность изменения состава вулканических накоплений.

Нижняя часть формации, всегда резко преобладающая по объему и площади распространения, характеризуется наиболее изменчивым строением. С преобладающими игнимбритами и туфами здесь постоянно ассоциируют потоки лав кислого и умеренно кислого состава, широко развиты вулканогенно–осадочные образования, на некоторых участках известны крупные экструзии дацитов, встречаются вулканы среднего состава. Породы подверглись низкотемпературной региональной пропилитизации; выходы их имеют большей частью светлую зеленовато–серую и белесую, реже буроватую, желтую и блеклую окраску. Обычно пачки и линзы вулканогенно–осадочных и осадочных пород ассоциируют с ареалами развития мелкообломочных пирокластических накоплений и не имеют строго определенного стратиграфического положения.

В игнимбритах и туфах часто содержится большое количество обломков инородных пород, и в этих случаях они уже представляют собой соответственно ксеноигимбриты и ксенотуфы. Среди туфов и игнимбритов наиболее характерны разности с незначительным количеством мелкого кристаллокластического материала (10–30% – андезин, олигоклаз, кварц, биотит, амфибол, пироксен, иногда анортоклаз). В игнимбритах часто наблюдаются многочисленные включения фиааме. Четкой зависимости между составом кристаллокластического материала и общим содержанием кремнекислоты в породе здесь не устанавливается.

В составе характеризуемой части формации постоянно отмечаются секущие тела (штоки, дайки) и пластовые интрузии эксплозивных брекчий, игнимбритов

Таблица 12

Липарит-андезито-дацитовая (игнимбритовая) формация Пегтымельского вулканогенно-тектонического пояса

	301(2)		302(3)		303(2)	
SiO ₂	76,32	77,40	69,54	71,47	64,61	67,30
TiO ₂	0,14	0,14	0,28	0,29	0,45	0,47
Al ₂ O ₃	13,41	13,60	14,97	15,39	15,87	16,53
Fe ₂ O ₃	1,00	1,01	1,01	0,04	0,81	0,84
FeO	0,26	0,26	1,87	1,92	3,35	3,49
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,055	0,06
MgO	0,10	0,10	0,45	0,47	0,70	0,73
CaO	0,11	0,11	2,07	2,13	3,02	3,15
Na ₂ O	2,35	2,38	2,97	3,05	2,50	2,60
K ₂ O	4,96	5,03	4,15	4,27	4,68	4,88
P ₂ O ₅	0,09		0,07		0,13	
+H ₂ O	1,26		2,56		2,20	
-H ₂ O	0,06		0,15		0,97	
<i>a</i>		11,67		12,53		12,68
<i>c</i>		0,12		2,50		3,83
<i>b</i>		6,27		5,96		7,00
<i>s</i>		81,95		79,01		76,49
<i>n</i>		38,54		52,00		45,32
<i>Q</i>		40,44		30,46		23,81

и массивных лав обычно кислого и умеренно кислого состава. Часть их, несомненно, относится к жерловинам.

Верхняя часть формации представлена преимущественно игнимбритами кислого состава, в которых средне- и крупнозернистый кристаллокластический материал составляет 30-50%; это олигоклаз, кварц, санидин, биотит, реже амфибол, иногда пироксен. Различаются два главных типа игнимбритов: массивные, почти лишенные туфовых прослоев, и дробно стратифицированные

нического прогиба. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

304(7)		305(1)		306(7)		307(6)	
70,16	72,05	65,25	67,07	$\frac{61,88}{1,21}$	64,11	$\frac{60,26}{0,72}$	61,58
0,29	0,30	0,46	0,47	$\frac{0,58}{0,004}$	0,60	$\frac{0,65}{0,06}$	0,66
14,75	15,16	16,40	16,86	$\frac{16,37}{0,26}$	16,96	$\frac{17,29}{0,34}$	17,67
0,94	0,96	1,83	1,88	$\frac{2,27}{0,68}$	2,35	$\frac{1,76}{0,74}$	1,80
1,83	1,88	2,34	2,41	$\frac{2,88}{1,24}$	2,98	$\frac{4,63}{1,95}$	4,73
0,04	0,04	0,06	0,06	$\frac{0,08}{0,0001}$	0,08	$\frac{0,11}{0,0003}$	0,11
0,42	0,44	1,12	1,15	$\frac{1,85}{0,12}$	1,92	$\frac{2,49}{0,65}$	2,54
1,73	1,78	3,54	3,64	$\frac{4,13}{0,08}$	4,28	$\frac{5,12}{0,51}$	5,23
2,61	2,68	2,90	2,98	$\frac{3,08}{0,11}$	3,19	$\frac{2,82}{0,19}$	2,88
4,60	4,72	3,38	3,47	$\frac{3,40}{0,06}$	3,52	$\frac{2,73}{0,24}$	2,79
0,10		0,13		$\frac{0,31}{0,15}$		$\frac{0,23}{0,003}$	
2,01		0,85		$\frac{1,59}{0,61}$		$\frac{0,94}{0,07}$	
0,39		0,00		$\frac{0,26}{0,17}$		$\frac{0,12}{0,10}$	
12,29			11,52	$\frac{12,19}{0,29}$		$\frac{10,53}{1,21}$	
2,15			4,40	$\frac{5,01}{0,06}$		$\frac{6,39}{0,97}$	
6,41			7,96	$\frac{9,05}{2,58}$		$\frac{11,37}{7,14}$	
79,15			76,12	$\frac{73,74}{1,22}$		$\frac{71,70}{5,82}$	
45,29			56,60	$\frac{57,90}{18,84}$		$\frac{61,05}{34,50}$	
31,57			24,79	$\frac{18,10}{3,54}$		$\frac{15,95}{28,53}$	

пестро окрашенные, содержащие горизонты несваренных пепловых туфов. Обычно как те, так и другие заполняют изометричные вулканоструктуры оседания. Но в большинстве случаев накопления первого типа слагают структуры более крупные (до 25-30 км в поперечнике) и более четко выраженные. На заключительной стадии развития этих структур иногда происходило внедрение вязкой липаритовой магмы, образовавшей крупные штоки и дайки (протяженность последних порой достигает 20 км), а также куполовидные тела, которые

Таблица 12 (продолжение)

	308(14)		309(3)		310(4)	
SiO ₂	$\frac{61,34}{2,85}$	63,03	74,03	75,31	$\frac{70,54}{0,51}$	71,70
TiO ₂	$\frac{0,60}{0,03}$	0,62	0,24	0,26	$\frac{0,29}{0,0003}$	0,29
Al ₂ O ₃	$\frac{16,78}{0,51}$	17,24	14,21	14,46	$\frac{15,14}{0,31}$	15,39
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,02}{0,72}$	2,08	1,21	1,23	$\frac{1,18}{0,18}$	1,20
FeO	$\frac{3,74}{2,32}$	3,84	0,76	0,77	$\frac{1,30}{0,08}$	1,33
MnO	$\frac{0,09}{0,0005}$	0,09	0,01	0,01	$\frac{0,07}{0,0002}$	0,07
MgO	$\frac{2,18}{0,42}$	2,24	0,44	0,45	$\frac{0,62}{0,005}$	0,64
CaO	$\frac{4,45}{0,44}$	4,57	0,34	0,35	$\frac{1,98}{0,12}$	2,01
Na ₂ O	$\frac{2,95}{0,16}$	3,03	3,06	3,11	$\frac{3,66}{0,16}$	3,72
K ₂ O	$\frac{3,17}{0,14}$	3,26	4,08	4,15	$\frac{3,59}{0,24}$	3,65
P ₂ O ₅	$\frac{0,20}{0,008}$		0,11		$\frac{0,12}{0,002}$	
+H ₂ O	$\frac{1,24}{0,44}$		1,19		$\frac{0,96}{0,01}$	
-H ₂ O	$\frac{0,13}{0,10}$		0,48		$\frac{0,21}{0,01}$	
<i>a</i>	$\frac{11,49}{1,20}$			12,01	$\frac{13,05}{1,83}$	
<i>c</i>	$\frac{5,48}{0,80}$			0,40	$\frac{2,38}{1,19}$	
<i>b</i>	$\frac{10,35}{5,14}$			7,52	$\frac{5,46}{1,32}$	
<i>s</i>	$\frac{72,70}{4,21}$			80,08	$\frac{79,12}{0,26}$	
<i>n</i>	$\frac{58,52}{18,60}$			53,65	$\frac{60,81}{6,51}$	
<i>Q</i>	$\frac{16,95}{14,66}$			35,73	$\frac{29,75}{5,15}$	

нередко имеют непосредственную связь с быстро выклинивающимися линзовидными в поперечном сечении экструзиями.

Как следует из табл. 14 и рис. 11, между ассоциациями пород внешней и фланговых зон обнаруживаются существенные отличия в характере щелочности. Во внешней зоне в интервале содержаний кремнекислоты 65–75% средние весовые содержания щелочных металлов почти не изменяются и составляют примерно 7–7,5%. При этом с увеличением кремнекислотности уменьшаются содержания натрия и возрастают содержания калия, но во всех слу-

311(7)		312(1)		313(4)	
$\frac{72,04}{4,40}$	73,25	67,61	68,94	$\frac{76,94}{0,16}$	77,72
$\frac{0,27}{0,001}$	0,27	0,44	0,45	$\frac{0,07}{0,0005}$	0,07
$\frac{14,74}{0,63}$	14,99	15,62	15,93	$\frac{12,21}{0,31}$	12,33
$\frac{1,19}{0,19}$	1,21	1,54	1,57	$\frac{0,61}{0,07}$	0,62
$\frac{1,07}{0,17}$	1,09	2,32	2,37	$\frac{0,66}{0,06}$	0,67
$\frac{0,04}{0,001}$	0,04	0,08	0,08	$\frac{0,03}{0,0002}$	0,03
$\frac{0,51}{0,02}$	0,52	1,11	1,13	$\frac{0,16}{0,03}$	0,16
$\frac{1,28}{0,85}$	1,30	3,57	3,64	$\frac{0,50}{0,02}$	0,51
$\frac{3,40}{0,20}$	3,47	2,87	2,93	$\frac{2,58}{0,50}$	2,61
$\frac{3,81}{0,53}$	3,87	2,91	2,97	$\frac{5,24}{0,35}$	5,29
$\frac{0,12}{0,002}$		0,16		$\frac{0,02}{0,0002}$	
$\frac{1,06}{0,02}$		1,22		$\frac{0,54}{0,08}$	
$\frac{0,33}{0,03}$		0,30		$\frac{0,20}{0,006}$	
$\frac{12,61}{1,65}$			10,62	$\frac{12,68}{2,03}$	
$\frac{1,53}{1,24}$			4,38	$\frac{0,58}{0,03}$	
$\frac{6,34}{1,90}$			7,22	$\frac{3,17}{1,83}$	
$\frac{79,53}{0,65}$			77,79	$\frac{83,57}{0,17}$	
$\frac{57,74}{36,94}$			59,98	$\frac{42,37}{64,80}$	
$\frac{1,53}{17,93}$			29,97	$\frac{41,20}{10,68}$	

чаях весовые количества NaO_2 преобладают над K_2O . В породах Пенжинского сектора по сравнению с Охотским снижены содержания натрия и повышены содержания калия. Во фланговых зонах почти постоянно K_2O преобладает над Na_2O , и сумма весовых содержаний щелочных металлов обычно выше, чем во внешней зоне (кроме дацитов Восточно-Чукотской и липаритов с $\text{SiO}_2 \geq 73\%$ Западно-Охотской фланговых зон). Наиболее высокие значения суммы щелочных металлов (7,5–8) в породах с $\text{SiO}_2 \approx 69\text{--}73\%$.

В системе пересчета А.Н. Заварицкого общая щелочность пород формации

Таблица 12 (продолжение)

	314(5)		315(4)		316(4)	
SiO ₂	$\frac{66,05}{1,22}$	67,23	$\frac{61,92}{1,43}$	64,19	$\frac{61,79}{0,68}$	63,81
TiO ₂	$\frac{0,49}{0,002}$	0,49	$\frac{0,60}{0,003}$	0,61	$\frac{0,64}{0,003}$	0,66
Al ₂ O ₃	$\frac{15,96}{0,12}$	16,24	$\frac{16,46}{0,09}$	17,06	$\frac{17,35}{0,05}$	17,92
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,22}{0,34}$	2,26	$\frac{2,59}{0,21}$	2,69	$\frac{2,91}{0,46}$	3,01
FeO	$\frac{1,83}{0,15}$	1,86	$\frac{2,35}{0,06}$	2,44	$\frac{1,97}{0,26}$	2,03
MnO	$\frac{0,11}{0,0002}$	0,11	$\frac{0,10}{0,00003}$	0,10	$\frac{0,07}{0,002}$	0,07
MgO	$\frac{1,11}{0,46}$	1,13	$\frac{1,81}{0,10}$	1,88	$\frac{1,85}{0,51}$	1,91
CaO	$\frac{3,16}{0,13}$	3,22	$\frac{4,85}{0,61}$	5,03	$\frac{4,51}{0,08}$	4,66
Na ₂ O	$\frac{3,72}{0,37}$	3,79	$\frac{3,13}{0,18}$	3,24	$\frac{3,04}{0,05}$	3,14
K ₂ O	$\frac{3,60}{0,28}$	3,66	$\frac{2,65}{0,55}$	2,75	$\frac{2,70}{0,14}$	2,79
P ₂ O ₅	$\frac{0,18}{0,0004}$		$\frac{0,21}{0,0003}$		$\frac{0,20}{0,002}$	
+H ₂ O	$\frac{0,93}{0,04}$		$\frac{1,87}{0,26}$		$\frac{1,20}{0,16}$	
-H ₂ O	$\frac{0,28}{0,01}$		$\frac{0,93}{0,47}$		$\frac{0,59}{0,14}$	
<i>a</i>	$\frac{13,49}{0,45}$		$\frac{11,27}{2,77}$		$\frac{11,04}{1,07}$	
<i>c</i>	$\frac{3,74}{0,13}$		$\frac{5,95}{1,34}$		$\frac{5,72}{0,18}$	
<i>b</i>	$\frac{6,81}{0,75}$		$\frac{8,27}{0,86}$		$\frac{9,57}{2,27}$	
<i>s</i>	$\frac{75,96}{0,65}$		$\frac{74,51}{0,35}$		$\frac{73,67}{0,68}$	
<i>n</i>	$\frac{60,82}{57,15}$		$\frac{64,57}{27,43}$		$\frac{63,20}{5,21}$	
<i>Q</i>	$\frac{21,21}{3,89}$		$\frac{20,52}{5,40}$		$\frac{19,54}{4,00}$	

из рассмотренных выше районов значимых отличий не имеет. В подавляющей части пород резко понижены значения полевошпатовой извести, что обычно связано с понижением щелочности, избытком глинозема, а следовательно, и возрастанием характеристики *b*. Особенно четко это обнаруживается в группе липаритов с содержанием SiO₂ ≥ 73%. Лишь в Восточно-Чукотской фланговой зоне среди дацитов и липаритов сравнительно часто встречаются недосыщен-

317(4)		318(20)		319(5)		320(6)	
$\frac{60,04}{0,51}$	62,04	$\frac{63,15}{10,58}$	64,98	$\frac{73,73}{0,66}$	74,56	$\frac{68,09}{0,85}$	69,32
$\frac{0,74}{0,002}$	0,76	$\frac{0,60}{0,01}$	0,61	$\frac{0,21}{0,002}$	0,21	$\frac{0,43}{0,009}$	0,43
$\frac{17,03}{0,29}$	17,60	$\frac{16,37}{1,28}$	16,85	$\frac{13,99}{0,30}$	14,15	$\frac{15,60}{0,19}$	15,88
$\frac{3,56}{0,42}$	3,68	$\frac{2,77}{0,61}$	2,85	$\frac{0,86}{0,16}$	0,87	$\frac{1,59}{0,16}$	1,62
$\frac{1,94}{0,49}$	2,00	$\frac{1,91}{0,41}$	1,97	$\frac{0,77}{0,05}$	0,78	$\frac{1,63}{0,27}$	1,66
$\frac{0,12}{0,0006}$	0,12	$\frac{0,10}{0,01}$	0,10	$\frac{0,07}{0,001}$	0,07	$\frac{0,09}{0,0003}$	0,09
$\frac{2,29}{0,05}$	2,37	$\frac{1,74}{0,31}$	1,79	$\frac{0,22}{0,01}$	0,22	$\frac{0,72}{0,009}$	0,74
$\frac{5,03}{0,44}$	5,20	$\frac{4,26}{0,90}$	4,38	$\frac{0,97}{0,02}$	0,99	$\frac{1,98}{0,17}$	2,02
$\frac{3,19}{0,04}$	3,30	$\frac{3,25}{0,29}$	3,34	$\frac{3,73}{0,07}$	3,77	$\frac{3,87}{0,52}$	3,94
$\frac{2,81}{0,39}$	2,90	$\frac{3,03}{0,49}$	3,12	$\frac{4,34}{0,18}$	4,39	$\frac{4,22}{0,43}$	4,30
$\frac{0,28}{0,003}$		$\frac{0,21}{0,004}$		$\frac{0,08}{0,0008}$		$\frac{0,12}{0,002}$	
$\frac{1,65}{0,49}$		$\frac{1,34}{0,30}$		$\frac{0,53}{0,04}$		$\frac{0,93}{0,07}$	
$\frac{0,83}{0,17}$		$\frac{0,62}{0,21}$		$\frac{0,18}{0,001}$		$\frac{0,34}{0,009}$	
$\frac{11,65}{1,32}$		$\frac{11,92}{1,93}$		$\frac{14,04}{0,43}$		$\frac{14,56}{2,23}$	
$\frac{5,97}{0,33}$		$\frac{5,10}{1,51}$		$\frac{1,15}{0,02}$		$\frac{2,36}{0,25}$	
$\frac{10,12}{0,63}$		$\frac{8,33}{4,17}$		$\frac{3,63}{1,37}$		$\frac{5,73}{1,26}$	
$\frac{72,26}{0,04}$		$\frac{74,65}{6,22}$		$\frac{81,18}{0,65}$		$\frac{77,33}{0,12}$	
$\frac{63,58}{22,45}$		$\frac{62,08}{49,34}$		$\frac{56,67}{11,69}$		$\frac{57,89}{61,59}$	
$\frac{15,25}{2,44}$		$\frac{5,10}{33,61}$		$\frac{33,15}{3,93}$		$\frac{23,17}{11,56}$	

ные глиноземом разности (в пересчетах присутствует дополнительная характеристика с).

Липаритовая формация понимается как ассоциация геологических тел, сложных почти исключительно вулканитами (главным образом игнимбритами и туфами) липаритового и липарит-дацитового состава, пространственно достаточно четко обособленная от других типов естественных сообществ вулкано-

Таблица 12 (окончание)

	321(4)		322(4)		323(19)	
SiO ₂	$\frac{64,75}{2,44}$	65,85	$\frac{60,15}{1,60}$	61,57	$\frac{67,20}{25,53}$	68,33
TiO ₂	$\frac{0,65}{0,002}$	0,65	$\frac{0,97}{0,01}$	0,99	$\frac{0,53}{0,09}$	0,53
Al ₂ O ₃	$\frac{16,64}{0,28}$	16,92	$\frac{16,38}{0,14}$	16,77	$\frac{15,56}{1,29}$	15,82
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,01}{0,32}$	2,04	$\frac{2,77}{0,64}$	2,84	$\frac{1,74}{0,72}$	1,77
FeO	$\frac{2,37}{0,31}$	2,41	$\frac{3,52}{0,37}$	3,60	$\frac{1,96}{1,21}$	2,00
MnO	$\frac{0,13}{0,00002}$	0,13	$\frac{0,14}{0,0001}$	0,14	$\frac{0,11}{0,001}$	0,11
MgO	$\frac{1,18}{0,100}$	1,20	$\frac{2,12}{0,21}$	2,17	$\frac{0,98}{0,52}$	1,00
CaO	$\frac{3,20}{0,76}$	3,25	$\frac{4,71}{0,14}$	4,82	$\frac{2,55}{2,13}$	2,59
Na ₂ O	$\frac{4,11}{0,98}$	4,18	$\frac{3,98}{0,04}$	4,07	$\frac{3,94}{0,31}$	4,01
K ₂ O	$\frac{3,29}{0,02}$	3,34	$\frac{2,95}{0,04}$	3,02	$\frac{3,79}{0,53}$	3,85
P ₂ O ₅	$\frac{0,20}{0,002}$		$\frac{0,40}{0,007}$		$\frac{0,19}{0,02}$	
+H ₂ O	$\frac{1,06}{0,11}$		$\frac{1,23}{0,11}$		$\frac{0,91}{0,13}$	
-H ₂ O	$\frac{0,26}{0,01}$		$\frac{0,35}{0,008}$		$\frac{0,28}{0,01}$	
a	$\frac{14,29}{2,89}$		$\frac{13,40}{0,37}$		$\frac{14,12}{1,45}$	
c	$\frac{3,83}{1,04}$		$\frac{4,56}{0,30}$		$\frac{2,81}{2,04}$	
b	$\frac{6,87}{0,20}$		$\frac{11,01}{1,96}$		$\frac{6,53}{8,06}$	
s	$\frac{75,00}{0,92}$		$\frac{71,03}{2,18}$		$\frac{76,53}{14,18}$	
n	$\frac{65,95}{13,47}$		$\frac{67,22}{1,74}$		$\frac{61,23}{44,65}$	
Q	$\frac{17,59}{16,83}$		$\frac{10,70}{13,17}$		$\frac{21,10}{76,76}$	

Продукты первого вулканического цикла. Альяквуунская свита: 301 - липариты с SiO₂ > 73%, 302 - липариты и липарито-дациты, 303 - дациты, 304 - средний состав свиты; каленьмуваамская свита: 305 - дацит, 306 - андезит-дациты, 307 - андезиты, 308 - средний состав свиты.

Магматические образования второго вулканического цикла. Пыкарваамская свита: 309 - липариты с SiO₂ > 73%, 310 - липариты и липарито-дациты, 311 - средний состав свиты; включения гранитоидов в игнимбритах пыкарваамской свиты: 312 - гранит, 313 - лейкократовые микропегматитовые граниты; вороньинская

324(6)		325(3)		326(9)	
$\frac{62,69}{1,06}$	64,09	59,81	61,65	$\frac{63,86}{1,77}$	65,12
$\frac{0,63}{0,002}$	0,64	0,75	0,77	$\frac{0,61}{0,005}$	0,61
$\frac{16,64}{0,18}$	17,01	17,16	17,69	$\frac{16,15}{0,57}$	16,47
$\frac{2,18}{0,09}$	2,23	2,93	3,02	$\frac{2,51}{0,18}$	2,56
$\frac{2,83}{0,30}$	2,89	2,67	2,78	$\frac{2,13}{0,15}$	2,17
$\frac{0,11}{0,00007}$	0,11	0,12	0,12	$\frac{0,10}{0,001}$	0,10
$\frac{1,80}{0,06}$	1,84	2,23	2,30	$\frac{1,78}{0,11}$	1,82
$\frac{4,57}{0,35}$	4,67	5,19	5,35	$\frac{3,59}{0,23}$	3,66
$\frac{3,45}{0,02}$	3,53	3,78	3,90	$\frac{3,82}{0,69}$	3,90
$\frac{2,91}{0,05}$	2,98	2,43	2,51	$\frac{3,52}{0,17}$	3,59
$\frac{0,20}{0,0006}$		0,15		$\frac{0,21}{0,004}$	
$\frac{1,31}{0,32}$		1,01		$\frac{1,04}{0,21}$	
$\frac{0,47}{0,25}$		0,60		$\frac{0,22}{0,02}$	
$\frac{12,20}{0,40}$			12,37	$\frac{13,70}{2,06}$	
$\frac{5,32}{0,25}$			5,83	$\frac{3,92}{0,14}$	
$\frac{8,46}{8,34}$			10,10	$\frac{8,31}{2,13}$	
$\frac{74,01}{0,77}$			71,70	$\frac{74,06}{1,86}$	
$\frac{64,35}{1,82}$			70,40	$\frac{61,63}{47,31}$	
$\frac{18,31}{5,92}$			12,83	$\frac{16,80}{2,93}$	

свита: 314 - дациты, 315 - андезиты-дациты Междуречной депрессии, 316 - андезиты-дациты Мечегской депрессии, 317 - андезиты, 318 - средний состав свиты; магматические образования в пределах Интекинской кальдеры; интекинская толща: 319 - липариты с $SiO_2 > 73\%$, 320 - липариты и липарито-дациты, 321 - дациты, 322 - андезиты, 323 - средний состав толщи; породы, петрографически аналогичные вороньянской свите: 324 - андезиты-дациты, 325 - андезиты; 326 - интрузивы кварцевых монцоитов и гранодиоритов.

Таблица 13

Липарит-андезито-дацитовая (игнимбритовая) формация юго-западной части по А.Н. Заваршкому

	331(6)		332(4)		333(1)	
SiO ₂	$\frac{68,58}{8,68}$	70,53	$\frac{63,31}{0,38}$	65,89	61,77	63,58
TiO ₂	$\frac{0,37}{0,008}$	0,38	$\frac{0,44}{0,02}$	0,44	0,57	0,59
Al ₂ O ₃	$\frac{14,45}{0,53}$	14,86	$\frac{16,10}{0,50}$	16,78	16,24	16,71
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,86}{0,78}$	1,91	$\frac{2,56}{0,44}$	2,66	2,35	2,42
FeO	$\frac{1,82}{0,17}$	1,87	$\frac{1,82}{0,18}$	1,89	3,47	3,57
MnO	$\frac{0,11}{0,002}$	0,11	$\frac{0,07}{0,0001}$	0,07	0,09	0,09
MgO	$\frac{0,92}{0,07}$	0,96	$\frac{1,49}{0,05}$	1,55	1,43	1,47
CaO	$\frac{1,49}{0,66}$	1,53	$\frac{4,23}{0,67}$	4,40	4,56	4,69
Na ₂ O	$\frac{4,13}{1,60}$	4,25	$\frac{3,07}{0,43}$	3,20	3,44	3,54
K ₂ O	$\frac{3,50}{1,39}$	3,60	$\frac{2,99}{0,60}$	3,11	3,24	3,33
P ₂ O ₅	$\frac{0,14}{0,01}$		$\frac{0,17}{0,01}$		0,19	
+H ₂ O	$\frac{1,72}{0,26}$		$\frac{1,43}{1,82}$		1,36	
-H ₂ O	$\frac{0,32}{0,02}$		$\frac{0,94}{0,40}$		0,86	
<i>a</i>	$\frac{14,05}{2,02}$		$\frac{11,55}{4,98}$			12,74
<i>c</i>	$\frac{1,70}{0,83}$		$\frac{5,06}{0,94}$			4,92
<i>b</i>	$\frac{6,80}{2,74}$		$\frac{7,91}{1,25}$			8,95
<i>s</i>	$\frac{77,45}{1,39}$		$\frac{75,47}{2,20}$			73,39
<i>n</i>	$\frac{63,30}{197,71}$		$\frac{61,08}{33,61}$			61,74
<i>Q</i>	$\frac{25,11}{17,56}$		$\frac{22,76}{37,83}$			16,38

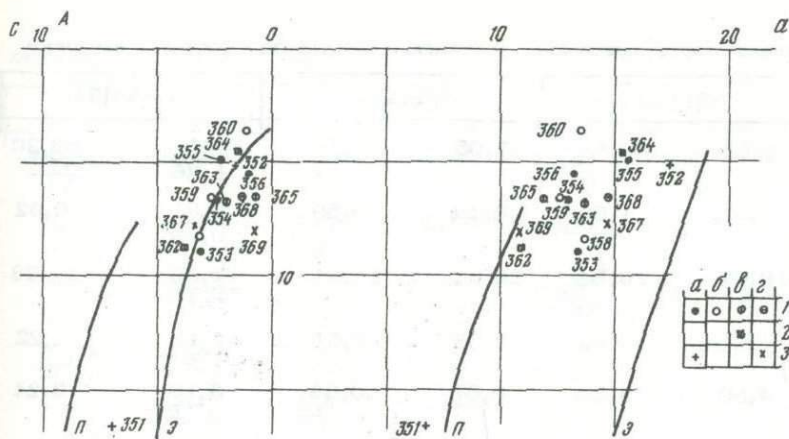
Центрально-Чукотского сектора. Химический состав и числовые характеристики

334(1)		335(6)		336(2)	
61,10	62,44	$\frac{62,69}{1,21}$	64,92	63,97	65,95
0,56	0,57	$\frac{0,48}{0,01}$	0,49	0,47	0,48
16,00	16,35	$\frac{16,10}{0,31}$	16,67	16,65	17,16
4,08	4,17	$\frac{2,78}{0,68}$	2,88	1,71	1,76
3,00	3,07	$\frac{2,29}{0,66}$	2,37	2,37	2,44
0,16	0,16	$\frac{0,09}{0,001}$	0,09	0,09	0,09
2,90	2,96	$\frac{1,72}{0,37}$	1,78	1,43	1,47
4,35	4,45	$\frac{4,30}{0,42}$	4,45	3,67	3,78
3,04	3,11	$\frac{3,13}{0,28}$	3,24	3,70	3,81
2,66	2,72	$\frac{2,98}{0,39}$	3,09	2,96	3,05
0,15		$\frac{0,17}{0,008}$		0,15	
1,03		$\frac{1,35}{1,12}$		2,07	
1,15		$\frac{0,96}{0,25}$		0,76	
	10,83	$\frac{11,63}{3,36}$			12,74
	5,43	$\frac{5,10}{0,59}$			4,24
	11,99	$\frac{8,76}{3,42}$			8,26
	71,75	$\frac{74,50}{3,83}$			74,77
	63,46	$\frac{61,59}{21,07}$			65,48
	16,41	$\frac{20,64}{33,52}$			19,84

Таблица 13 (окончание)

	337(7)		338(6)		339(15)	
SiO ₂	$\frac{69,76}{2,11}$	70,98	$\frac{73,21}{1,22}$	74,46	$\frac{70,37}{10,88}$	71,72
TiO ₂	$\frac{0,30}{0,004}$	0,30	$\frac{0,18}{0,004}$	0,18	$\frac{0,27}{0,01}$	0,27
Al ₂ O ₃	$\frac{15,26}{0,39}$	15,53	$\frac{13,71}{0,20}$	13,94	$\frac{14,82}{1,43}$	15,10
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,56}{0,39}$	1,59	$\frac{1,05}{0,08}$	1,07	$\frac{1,38}{0,30}$	1,41
FeO	$\frac{1,08}{0,06}$	1,11	$\frac{1,08}{0,09}$	1,10	$\frac{1,25}{0,29}$	1,28
MnO	$\frac{0,06}{0,0003}$	0,06	$\frac{0,07}{0,002}$	0,07	$\frac{0,07}{0,001}$	0,07
MgO	$\frac{1,06}{0,56}$	1,08	$\frac{0,32}{0,04}$	0,32	$\frac{0,81}{0,45}$	0,83
CaO	$\frac{1,45}{0,41}$	1,48	$\frac{0,96}{0,20}$	0,98	$\frac{1,55}{1,05}$	1,58
Na ₂ O	$\frac{3,49}{0,39}$	3,55	$\frac{3,42}{0,62}$	3,48	$\frac{3,49}{0,40}$	3,56
K ₂ O	$\frac{4,26}{0,13}$	4,33	$\frac{4,32}{0,44}$	4,39	$\frac{4,11}{0,43}$	4,19
P ₂ O ₅	$\frac{0,12}{0,003}$		$\frac{0,06}{0,001}$		$\frac{0,10}{0,003}$	
+H ₂ O	$\frac{0,95}{0,03}$		$\frac{0,87}{0,21}$		$\frac{1,07}{0,35}$	
-H ₂ O	$\frac{0,29}{0,01}$		$\frac{0,64}{0,08}$		$\frac{0,49}{0,09}$	
a	$\frac{13,54}{1,36}$		$\frac{13,38}{0,87}$		$\frac{13,37}{1,05}$	
c	$\frac{1,74}{0,63}$		$\frac{1,14}{0,28}$		$\frac{1,83}{1,41}$	
b	$\frac{7,04}{7,93}$		$\frac{4,62}{1,23}$		$\frac{6,24}{6,16}$	
S	$\frac{77,67}{3,53}$		$\frac{80,86}{0,64}$		$\frac{78,56}{6,51}$	
n	$\frac{55,10}{33,19}$		$\frac{54,12}{104,06}$		$\frac{56,16}{67,52}$	
Q	$\frac{26,54}{19,27}$		$\frac{33,82}{12,30}$		$\frac{28,57}{37,52}$	

331 - липариты и липарито-дациты угаткынской свиты; каленьмуваамская свита Угаткын-Юрумкувеевской моноклинали: 332 - дациты, 333 - андезито-дацит, 334 - андезит, 335 - средний состав свиты; пыкарваамская свита Угаткын-Юрумкувеевской моноклинали, Останцового горста, Верхне-Анадырской депрессии и смежных участков внутренней зоны: 336 - дациты, 337 - липарито-дациты и липариты, 338 - липариты с SiO₂ > 78%, 339 - средний состав свиты.



SiO ₂	α				β							γ			
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
63-68	353														
	358														
68-73	354														
	355														
	359														
	363														
	368														
>73	356														
	360														
	365														

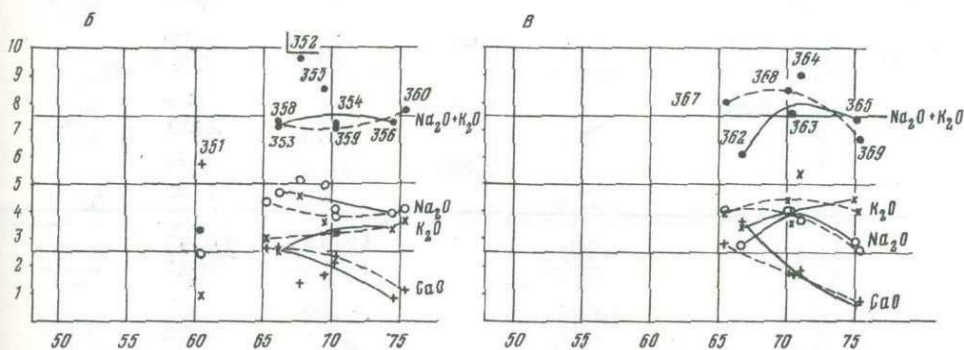


Рис. 11. Липарит-дацитовая формация

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 14; а - Охотский, б - Пенжинский секторы; в - Восточно-Чукотская, г - Западно-Охотская фланговые зоны; 1-3 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б, В - вариации содержаний Na_2O , K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO} - \text{SiO}_2$; Б - Охотский (сплошная линия) и Пенжинский (штриховая линия) секторы (1-352 - знак показывает, что значение не учитывалось при нанесении вариационных линий); В - Восточно-Чукотская (сплошная линия) и Западно-Охотская (штриховая линия) фланговые зоны

генных пород. Эта формация известна как во внешней (Охотский сектор), так и во внутренней (Центрально-Чукотский, Анадырский секторы) зонах (см. рис. 3, 4 и табл. 5). Во внешней зоне Охотского сектора липаритовая формация появляется дважды: наяханская свита, распространенная в северо-восточной части сектора, фациально замещает хольчанскую и спокойненскую свиты (липарит-дацитовую формацию); аганская же толща и ее стратиграфические аналоги занимают более высокое положение: они следуют за ульинской свитой (формацией двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов).

Таблица 14

Липарит-дацитовая (игнимбритовая) формация. Химический состав и числовые

	351(1)		352(1)		353(7)	
SiO ₂	58,63	60,48	67,05	67,76	<u>65,08</u> 1,86	66,20
TiO ₂	0,97	1,00	0,49	0,50	<u>0,61</u> 0,03	0,62
Al ₂ O ₃	16,42	16,94	16,83	17,01	<u>16,10</u> 0,64	16,38
Fe ₂ O ₃	3,35	3,46	2,58	2,61	<u>2,18</u> 2,23	2,22
FeO	4,50	4,64	0,67	0,68	<u>3,19</u> 2,18	3,24
MnO	0,26	0,27	0,11	0,11	<u>0,14</u> 0,007	0,14
MgO	3,98	4,11	0,36	0,36	<u>1,41</u> 0,74	1,43
CaO	5,58	5,76	1,33	1,34	<u>2,60</u> 0,50	2,64
Na ₂ O	2,35	2,42	5,06	5,11	<u>4,49</u> 0,20	4,57
K ₂ O	0,90	0,93	4,47	4,52	<u>2,51</u> 0,31	2,55
P ₂ O ₅	0,21		0,04		<u>0,16</u> 0,008	
+H ₂ O	2,80		0,70		<u>1,23</u> 2,09	
-H ₂ O			0,32		<u>0,26</u> 0,03	
<i>a</i>		6,70		17,43	<u>13,45</u> 0,23	
<i>c</i>		7,02		1,60	<u>3,07</u> 0,76	
<i>b</i>		16,58		5,18	<u>9,31</u> 7,20	
<i>s</i>		69,71		75,78	<u>74,16</u> 2,57	
<i>n</i>		79,87		63,24	<u>73,06</u> 38,95	
<i>Q</i>		19,00		15,11	<u>18,34</u> 4,27	

Конкретные проявления формации часто существенно отличаются друг от друга, что, впрочем, не имеет непосредственной связи с особенностями их стратиграфического и тектонического положения (например, эргываамская свита во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора и аганская толща во внешней зоне Охотского сектора). В большинстве районов липаритовая формация сложена игнимбритами кислого состава, богатыми кристаллокластическим материалом, что делает ее подчас неотличимой от вулканических накоп-

характеристики по А.Н. Заварицкому

354(17)		355(5)		356(14)		357(45)	
<u>69,32</u> 4,72	70,34	<u>68,14</u> 1,91	69,46	<u>73,27</u> 1,01	74,46	<u>69,78</u> 10,70	70,86
<u>0,46</u> 0,12	0,46	<u>0,45</u> 0,04	0,45	<u>0,21</u> 0,007	0,21	<u>0,40</u> 0,08	0,41
<u>15,40</u> 0,56	15,63	<u>15,21</u> 0,81	15,50	<u>13,65</u> 0,43	13,87	<u>14,92</u> 1,39	15,15
<u>1,22</u> 0,97	1,24	<u>1,07</u> 0,27	1,09	<u>0,87</u> 0,26	0,88	<u>1,25</u> 0,29	1,27
<u>2,38</u> 1,34	2,42	<u>2,47</u> 0,05	2,52	<u>1,89</u> 0,88	1,92	<u>2,36</u> 1,29	2,40
<u>0,10</u> 0,01	0,10	<u>0,09</u> 0,0003	0,09	<u>0,11</u> 0,008	0,11	<u>0,11</u> 0,009	0,11
<u>0,57</u> 0,08	0,58	<u>0,75</u> 0,15	0,76	<u>0,39</u> 0,07	0,40	<u>0,67</u> 0,29	0,68
<u>1,99</u> 0,51	2,01	<u>1,61</u> 0,26	1,64	<u>0,84</u> 0,13	0,86	<u>1,67</u> 0,74	1,70
<u>3,96</u> 0,36	4,02	<u>4,83</u> 0,56	4,92	<u>3,87</u> 0,81	3,93	<u>4,11</u> 0,58	4,18
<u>3,15</u> 0,56	3,20	<u>3,48</u> 0,82	3,55	<u>3,30</u> 1,79	3,35	<u>3,21</u> 0,68	3,26
<u>0,11</u> 0,003		<u>0,07</u> 0,0006		<u>0,06</u> 0,002		<u>0,09</u> 0,004	
<u>0,98</u> 0,65		<u>0,87</u> 0,13		<u>0,78</u> 0,27		<u>0,94</u> 0,67	
<u>0,41</u> 0,20		<u>0,15</u> 0,01		<u>0,27</u> 0,06		<u>0,31</u> 0,11	
<u>13,03</u> 1,10		<u>15,59</u> 0,61		<u>13,17</u> 3,23		<u>13,44</u> 2,15	
<u>2,40</u> 0,80		<u>2,17</u> 0,06		<u>0,99</u> 0,17		<u>2,02</u> 1,07	
<u>6,75</u> 3,42		<u>4,93</u> 0,16		<u>5,60</u> 5,63		<u>6,58</u> 5,99	
<u>77,82</u> 1,60		<u>77,31</u> 0,54		<u>80,24</u> 1,23		<u>77,95</u> 5,61	
<u>65,67</u> 68,01		<u>67,71</u> 78,03		<u>61,61</u> 89,39		<u>65,79</u> 81,66	
<u>27,17</u> 8,88		<u>21,26</u> 9,95		<u>33,16</u> 1,173		<u>26,99</u> 37,66	

лений, завершающих разрез липарит-дацитовый формации. Субвулканические образования обеих формаций сходны между собой.

В липаритовой, как и в липарит-дацитовый формации внешней зоны, преобладают породы с более высокими весовыми содержаниями Na_2O , чем K_2O (табл. 15, рис. 12); лишь в наяханской свите (внешняя зона), терпухойской толще и липарито-дацитах эргываамской свиты (внутренняя зона) содержание K_2O превышает содержание Na_2O . Таким образом, непосредственной зависи-

Таблица 14 (продолжение)

	358(6)		359(10)		360(9)	
SiO ₂	$\frac{64,95}{2,56}$	66,27	$\frac{68,68}{2,08}$	70,37	$\frac{73,88}{3,96}$	75,39
TiO ₂	$\frac{0,63}{0,03}$	0,64	$\frac{0,42}{0,02}$	0,43	$\frac{0,21}{0,007}$	0,21
Al ₂ O ₃	$\frac{16,68}{0,24}$	17,02	$\frac{15,29}{0,46}$	15,76	$\frac{13,33}{0,67}$	13,60
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,06}{0,30}$	3,12	$\frac{1,54}{0,65}$	1,59	$\frac{0,65}{0,14}$	0,66
FeO	$\frac{1,57}{0,50}$	1,60	$\frac{1,79}{0,42}$	1,85	$\frac{1,01}{0,19}$	1,03
MnO	$\frac{0,25}{0,17}$	0,25	$\frac{0,08}{0,0004}$	0,08	$\frac{0,05}{0,0007}$	0,05
MgO	$\frac{1,02}{0,53}$	1,04	$\frac{0,75}{0,15}$	0,77	$\frac{0,23}{0,02}$	0,23
CaO	$\frac{2,63}{1,11}$	2,68	$\frac{2,28}{0,34}$	2,35	$\frac{1,11}{0,44}$	1,13
Na ₂ O	$\frac{4,25}{0,71}$	4,33	$\frac{3,69}{0,12}$	3,80	$\frac{3,98}{0,68}$	4,06
K ₂ O	$\frac{2,96}{0,54}$	3,02	$\frac{3,11}{0,53}$	3,21	$\frac{3,57}{0,34}$	3,64
P ₂ O ₅	$\frac{0,08}{0,008}$		$\frac{0,09}{0,001}$		$\frac{0,05}{0,003}$	
+H ₂ O	$\frac{0,61}{0,25}$		$\frac{0,36}{0,44}$		$\frac{0,80}{3,97}$	
-H ₂ O	$\frac{0,19}{0,01}$		$\frac{0,12}{0,06}$		$\frac{0,08}{0,06}$	
a	$\frac{13,70}{4,03}$		$\frac{12,58}{1,76}$		$\frac{13,53}{1,18}$	
c	$\frac{3,23}{1,77}$		$\frac{2,76}{0,53}$		$\frac{1,09}{0,41}$	
b	$\frac{8,41}{2,55}$		$\frac{6,60}{1,44}$		$\frac{3,74}{1,63}$	
s	$\frac{74,66}{0,84}$		$\frac{78,05}{1,51}$		$\frac{81,64}{0,75}$	
n	$\frac{68,51}{46,94}$		$\frac{64,64}{31,62}$		$\frac{62,29}{89,58}$	
Q	$\frac{18,71}{6,83}$		$\frac{28,18}{13,21}$		$\frac{35,13}{7,45}$	

мости между характером щелочности пород и тектоническим положением липаритовой формации не наблюдается. Наиболее разнообразны породы липаритовой формации Центрально-Чукотского сектора, в которой наряду с резко преобладающими липаритами постоянно присутствуют дациты, трахидациты и трахиты. Липариты в целом характеризуются несколько повышенной общей щелочностью, тогда как остальные породы четко делятся на две группы: с умеренным содержанием щелочных металлов (как в липарит-дацитово-й формации) и с заметно повышенным.

361(25)		362(2)		363(8)		364(2)	
69,66	71,90	65,48	66,75	68,19	70,42	69,67	71,02
15,24				5,59			
0,40	0,42	0,67	0,68	0,30	0,31	0,22	0,23
0,04				0,01			
14,92	15,41	14,05	14,34	14,87	15,36	14,57	14,85
2,23				1,23			
1,59	1,64	3,08	3,14	1,52	1,57	1,09	1,11
1,22				0,48			
1,46	1,51	3,05	3,11	1,79	1,85	1,57	1,60
0,45				0,20			
0,11	0,11	0,55	0,56	0,07	0,07	0,03	0,03
0,04				0,001			
0,63	0,65	1,00	1,02	0,94	0,97	0,38	0,38
0,28				0,28			
1,94	2,00	3,61	3,68	1,73	1,78	1,81	1,85
0,94				0,61			
3,93	4,06	2,68	2,73	3,96	4,09	3,58	3,65
0,47				0,88			
2,24	2,31	3,35	3,42	3,47	3,58	5,25	5,35
0,49				0,79			
0,08		0,13		0,07		0,22	
0,007				0,001			
0,63		1,72		1,84		0,74	
0,47				1,86			
0,11		0,32		0,45		0,49	
0,05				0,36			
13,20			10,96	13,70			15,34
1,71				0,91			
2,40			3,79	2,03			1,54
0,65				0,85			
6,60			8,77	6,82			4,60
1,50				2,05			
77,80			76,49	77,44			78,53
0,86				0,65			
65,30			54,86	62,90			50,91
40,20				124,82			
28,80			27,26	25,46			24,86
8,60				7,02			

В кислых породах липаритовой формации намечается некоторое увеличение содержания кальция в сравнении с липаритами других ранее охарактеризованных формаций. На примере липаритовой формации Аганской и Ингагченской структур, формирование которых, вероятно, было связано с разными стадиями извержения единого магматического очага, отчетливо обнаруживается, что повышение кремнекислотности и понижение содержания щелочных металлов является главной причиной возрастания характеристики *b* и относительного снижения значения полевошпатовой извести, хотя весовые содержания CaO и Al₂O₃ при этом несколько возрастают (табл. 15, № 402, 403).

Таблица 14 (окончание)

	365(14)		366(26)		367(1)	
SiO ₂	$\frac{72,60}{52,62}$	75,08	$\frac{71,51}{14,68}$	73,03	63,44	65,48
TiO ₂	$\frac{0,18}{0,03}$	0,18	$\frac{0,26}{0,03}$	0,27	0,44	0,45
Al ₂ O ₃	$\frac{13,38}{1,00}$	13,84	$\frac{13,98}{1,63}$	14,28	15,64	16,14
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,01}{0,17}$	1,04	$\frac{1,33}{1,07}$	1,36	3,44	3,55
FeO	$\frac{0,86}{0,37}$	0,89	$\frac{1,37}{0,70}$	1,40	1,31	1,35
MnO	$\frac{0,20}{0,13}$	0,20	$\frac{0,14}{0,07}$	0,14	0,06	0,06
MgO	$\frac{0,69}{0,41}$	0,72	$\frac{0,76}{0,33}$	0,78	2,01	2,07
CaO	$\frac{0,65}{0,23}$	0,67	$\frac{1,30}{1,08}$	1,33	2,75	2,84
Na ₂ O	$\frac{2,81}{0,74}$	2,91	$\frac{3,21}{0,93}$	3,28	3,92	4,05
K ₂ O	$\frac{4,32}{1,54}$	4,47	$\frac{4,05}{1,33}$	4,14	3,87	3,99
P ₂ O ₅	$\frac{0,08}{0,01}$		$\frac{0,09}{0,01}$		0,00	
+H ₂ O	$\frac{0,68}{0,14}$		$\frac{1,12}{0,91}$		1,16	
-H ₂ O	$\frac{0,32}{0,11}$		$\frac{0,37}{0,16}$		2,12	
a	$\frac{11,87}{3,13}$		$\frac{12,63}{3,40}$			14,58
c	$\frac{0,72}{0,32}$		$\frac{1,43}{1,32}$			3,43
b	$\frac{6,60}{8,60}$		$\frac{6,68}{5,96}$			7,83
s	$\frac{80,80}{1,76}$		$\frac{79,26}{4,25}$			74,17
n	$\frac{49,59}{185,58}$		$\frac{54,19}{168,63}$			60,62
Q	$\frac{37,13}{11,21}$		$\frac{31,84}{43,08}$			15,76

Охотский сектор: 351 - туф андезита, 352 - трахидацит (хольчанская свита), 353 - дациты, 354 - липарито-дациты и липариты (хольчанская, спокойнинская и верхнетальская свиты), 355 - трахидипариты (хольчанская и верхнетальская свиты), 356 - липариты с SiO₂ > 73% (хольчанская, спокойнинская и верхнетальская свиты), 357 - средний состав формации.

Пенжинский сектор: 358 - андезито-дациты и дациты, 359 - липарито-дациты и липариты, 360 - липариты с SiO₂ > 73%, 361 - средний состав формации.

368(4)		369(1)		370(6)	
<u>69,23</u>	70,12	72,80	75,35	<u>68,86</u>	70,55
2,78				10,76	
<u>0,25</u>	0,25	0,15	0,16	<u>0,27</u>	0,27
0,01				0,009	
<u>14,66</u>	14,85	12,56	13,00	<u>14,47</u>	14,83
1,61				1,10	
<u>1,95</u>	1,98	1,75	1,81	<u>2,17</u>	2,22
0,35				0,60	
<u>1,40</u>	1,42	1,17	1,21	<u>1,35</u>	1,38
0,39				0,24	
<u>0,04</u>	0,04	0,03	0,03	<u>0,04</u>	0,04
0,0005				0,0004	
<u>1,12</u>	1,14	1,07	1,11	<u>1,26</u>	1,29
0,13				0,21	
<u>1,74</u>	1,77	0,69	0,71	<u>1,33</u>	1,36
0,20				0,63	
<u>3,95</u>	4,00	2,50	2,59	<u>3,71</u>	3,80
0,57				0,69	
<u>4,39</u>	4,45	3,90	4,04	<u>4,22</u>	4,32
0,30				0,25	
<u>0,14</u>		0,05		<u>0,10</u>	
0,02				0,01	
<u>1,31</u>		1,77		<u>1,36</u>	
0,18				0,15	
<u>0,62</u>		1,54		<u>1,02</u>	
0,07				0,46	
<u>14,76</u>			10,80	<u>14,07</u>	
4,12				5,05	
<u>1,36</u>			0,81	<u>1,61</u>	
0,30				1,02	
<u>6,59</u>			8,16	<u>7,06</u>	
2,38				1,96	
<u>77,28</u>			80,22	<u>77,25</u>	
1,09				4,31	
<u>57,52</u>			49,35	<u>56,68</u>	
24,81				29,30	
<u>23,67</u>			38,03	<u>24,74</u>	
29,02				69,78	

Восточно-Чукотская фланговая зона: 362 - дациты, 363 - липарито-дациты и липариты, 364 - трахилипариты, 365 - липариты с $\text{SiO}_2 > 73\%$, 366 - средний состав формации.

Западно-Охотская фланговая зона: 367 - дацит, 368 - липарито-дациты и липариты, 369 - липарит, 370 - средний состав формации.

Таблица 15

Липаритовая (игнимбритовая) формация. Химический состав и числовые

	401(32)		402(25)		403(28)	
SiO ₂	$\frac{72,25}{4,21}$	73,28	$\frac{71,80}{5,14}$	74,48	$\frac{70,27}{6,15}$	73,97
TiO ₂	$\frac{0,24}{0,009}$	0,24	$\frac{0,18}{0,005}$	0,18	$\frac{0,11}{0,0007}$	0,11
Al ₂ O ₃	$\frac{14,46}{0,92}$	14,67	$\frac{13,94}{0,94}$	14,46	$\frac{13,24}{0,90}$	13,94
Fe ₂ O ₃	$\frac{0,91}{0,24}$	0,92	$\frac{1,29}{0,42}$	1,34	$\frac{1,09}{0,34}$	1,15
FeO	$\frac{1,63}{0,64}$	1,65	$\frac{0,69}{0,21}$	0,72	$\frac{0,85}{0,15}$	0,89
MnO	$\frac{0,06}{0,0008}$	0,06	$\frac{0,03}{0,001}$	0,03	$\frac{0,04}{0,001}$	0,04
MgO	$\frac{0,48}{0,08}$	0,49	$\frac{0,36}{0,04}$	0,37	$\frac{0,42}{0,07}$	0,44
CaO	$\frac{1,16}{0,38}$	1,18	$\frac{1,46}{0,59}$	1,51	$\frac{1,13}{0,12}$	1,19
Na ₂ O	$\frac{3,52}{0,71}$	3,57	$\frac{3,85}{1,76}$	3,99	$\frac{4,49}{0,12}$	4,73
K ₂ O	$\frac{3,90}{0,44}$	3,96	$\frac{2,86}{1,43}$	2,97	$\frac{3,45}{0,20}$	3,63
P ₂ O ₅	$\frac{0,06}{0,003}$		$\frac{0,02}{0,001}$		$\frac{0,01}{0,001}$	
+H ₂ O	$\frac{0,80}{0,15}$		$\frac{2,29}{3,70}$		$\frac{2,37}{1,10}$	
-H ₂ O	$\frac{0,42}{0,23}$		$\frac{0,53}{0,62}$		$\frac{0,79}{0,11}$	
<i>a</i>	$\frac{12,99}{2,79}$		$\frac{12,33}{8,29}$		$\frac{14,69}{0,81}$	
<i>c</i>	$\frac{1,36}{0,55}$		$\frac{1,75}{1,01}$		$\frac{1,22}{0,14}$	
<i>b</i>	$\frac{5,92}{3,58}$		$\frac{5,02}{5,61}$		$\frac{3,07}{1,16}$	
<i>s</i>	$\frac{79,73}{1,84}$		$\frac{80,89}{2,83}$		$\frac{81,01}{0,99}$	
<i>n</i>	$\frac{57,07}{102,11}$		$\frac{65,64}{274,94}$		$\frac{66,32}{16,30}$	
<i>Q</i>	$\frac{32,11}{23,54}$		$\frac{35,36}{54,04}$		$\frac{31,42}{11,56}$	

Липарит-трахитовая формация выделяется пока лишь в центральной части Ульяновского прогиба; условно к ней относятся также поля кайнотипных липаритов, игнимбритов и туфов повышенной щелочности, завершающие разрез вулканических накоплений на Чукотском полуострове в бассейнах рек Куримы и Сеутакана.

По описаниям В.В. Ярмолюка (1973), в пределах Ульяновского прогиба формация сложена преимущественно игнимбритами; туфы и вулканогенно-осадоч-

404(13)		405(2)		406(9)		407(11)	
$\frac{72,75}{5,18}$	73,41	66,14	67,50	$\frac{71,56}{4,84}$	73,15	$\frac{70,57}{8,68}$	72,13
$\frac{0,26}{0,04}$	0,26	0,60	0,61	$\frac{0,24}{0,009}$	0,28	$\frac{0,33}{0,02}$	0,34
$\frac{13,89}{0,62}$	14,02	15,33	15,64	$\frac{13,97}{0,85}$	14,28	$\frac{14,21}{0,10}$	14,52
$\frac{1,22}{0,34}$	1,23	3,64	3,71	$\frac{1,32}{0,38}$	1,35	$\frac{1,75}{1,18}$	1,79
$\frac{1,51}{0,31}$	1,53	2,00	2,04	$\frac{1,03}{0,22}$	1,06	$\frac{1,20}{0,47}$	1,23
$\frac{0,06}{0,0003}$	0,06	0,07	0,07	$\frac{0,06}{0,0007}$	0,06	$\frac{0,06}{0,0006}$	0,06
$\frac{0,50}{0,11}$	0,51	0,38	0,38	$\frac{0,28}{0,10}$	0,29	$\frac{0,30}{0,10}$	0,30
$\frac{1,03}{0,95}$	1,05	2,68	2,73	$\frac{1,22}{1,14}$	1,25	$\frac{1,48}{1,33}$	1,51
$\frac{4,27}{0,22}$	4,31	4,62	4,71	$\frac{4,19}{0,93}$	4,28	$\frac{4,27}{0,78}$	4,37
$\frac{3,61}{0,50}$	3,65	2,53	2,58	$\frac{3,92}{0,61}$	4,01	$\frac{3,67}{0,82}$	3,75
$\frac{0,06}{0,003}$		0,13		$\frac{0,08}{0,004}$		$\frac{0,09}{0,004}$	
$\frac{0,74}{0,24}$		2,28		$\frac{1,81}{2,88}$		$\frac{1,90}{2,35}$	
$\frac{0,16}{0,02}$		0,00		$\frac{0,04}{0,002}$		$\frac{0,03}{0,002}$	
$\frac{14,11}{0,91}$			13,95	$\frac{14,64}{3,17}$		$\frac{14,51}{2,62}$	
$\frac{1,15}{1,07}$			3,04	$\frac{1,29}{0,97}$		$\frac{1,61}{1,31}$	
$\frac{4,86}{2,25}$			6,69	$\frac{3,95}{0,74}$		$\frac{4,44}{2,12}$	
$\frac{79,95}{2,07}$			76,32	$\frac{80,13}{2,43}$		$\frac{79,43}{4,37}$	
$\frac{64,30}{39,25}$			73,51	$\frac{61,40}{88,48}$		$\frac{63,60}{95,82}$	
$\frac{30,36}{15,68}$			21,71	$\frac{29,68}{31,85}$		$\frac{28,23}{35,90}$	

ные образования встречаются редко. Игнимбриты в разной степени сварены, а количество кристаллокластического материала в них колеблется в широких пределах - от 5 до 50%. Состав игнимбритов меняется от липаритового несколько повышенной щелочности до трахитового. Содержание кремнекислоты в них колеблется от 73,5 до 60%, но состав кристаллокластического материала меняется незначительно: в липаритах - это олигоклаз-андезин, кварц, биотит, изредка калинатровые полевые шпаты и амфибол; в трахитах - олиго-

Таблица 15 (продолжение)

	408(8)		409(2)		410(2)	
SiO ₂	$\frac{65,16}{2,38}$	66,25	64,53	65,61	63,31	64,60
TiO ₂	$\frac{0,51}{0,01}$	0,52	0,63	0,64	0,74	0,75
Al ₂ O ₃	$\frac{16,71}{0,63}$	16,99	17,44	17,73	17,03	17,38
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,22}{0,66}$	2,26	2,24	2,28	2,03	2,07
FeO	$\frac{1,86}{0,32}$	1,86	1,39	1,41	1,43	1,46
MnO	$\frac{0,10}{0,0007}$	0,10	0,12	0,12	0,09	0,09
MgO	$\frac{1,50}{1,05}$	1,53	0,93	0,95	1,08	1,10
CaO	$\frac{3,03}{0,78}$	3,08	2,30	2,34	3,47	3,54
Na ₂ O	$\frac{3,96}{0,16}$	4,03	4,81	4,89	4,57	4,66
K ₂ O	$\frac{3,33}{0,12}$	3,39	3,96	4,03	4,25	4,34
P ₂ O ₅	$\frac{0,19}{0,003}$		0,16		0,18	
+H ₂ O	$\frac{0,84}{0,22}$		1,06		0,74	
-H ₂ O	$\frac{0,47}{0,22}$		0,42		0,29	
a	$\frac{13,58}{0,89}$			16,44		16,55
c	$\frac{3,56}{1,27}$			2,81		3,37
b	$\frac{8,13}{19,92}$			6,39		6,05
s	$\frac{74,72}{8,28}$			74,36		74,04
n	$\frac{64,29}{16,06}$			64,72		62,00
Q	$\frac{18,72}{15,98}$			13,02		11,61

кляз-альбит и олигокляз, санидин, кварц, биотит, иногда амфибол и пироксен.

В нижней части формации преобладают породы липаритового, а в верхней - трахитового состава, т.е. в общем наблюдается антидромная последовательность.

В игнимбритах встречаются, иногда многочисленные, обломки граносиенитов, диоритов, субщелочных гранитов и спессартитов. Вулканические накопле-

411(2)		412(6)		413(30)		414(50)	
67,73	69,61	<u>68,14</u> 0,92	69,40	<u>71,43</u> 3,13	72,57	<u>69,28</u> 10,71	70,48
0,38	0,39	<u>0,41</u> 0,001	0,41	<u>0,29</u> 0,006	0,29	<u>0,38</u> 0,02	0,38
16,02	16,46	<u>15,39</u> 0,27	15,68	<u>14,52</u> 0,76	14,75	<u>15,25</u> 1,61	15,51
1,70	1,75	<u>1,39</u> 0,20	1,42	<u>1,41</u> 0,20	1,43	<u>1,61</u> 0,36	1,64
0,97	1,00	<u>1,78</u> 0,27	1,82	<u>1,00</u> 0,28	1,02	<u>1,26</u> 0,37	1,28
0,10	0,10	<u>0,10</u> 0,001	0,10	<u>0,08</u> 0,001	0,08	<u>0,08</u> 0,001	0,08
1,66	1,71	<u>0,77</u> 0,11	0,79	<u>0,58</u> 0,001	0,59	<u>0,83</u> 0,41	0,84
1,51	1,55	<u>1,62</u> 0,11	1,66	<u>1,12</u> 0,28	1,14	<u>1,64</u> 0,96	1,67
3,48	3,56	<u>4,68</u> 0,24	4,77	<u>4,09</u> 0,21	4,16	<u>4,17</u> 0,29	4,24
3,79	3,90	<u>3,90</u> 0,18	3,97	<u>3,91</u> 0,32	3,97	<u>3,83</u> 0,33	3,90
0,125		<u>0,13</u> 0,0002		<u>0,07</u> 0,002		<u>0,11</u> 0,004	
0,98		<u>1,05</u> 0,12		<u>0,66</u> 0,13		<u>0,77</u> 0,15	
0,86		<u>0,26</u> 0,01		<u>0,40</u> 0,06		<u>0,41</u> 0,07	
12,88		<u>15,85</u> 0,27		<u>14,30</u> 1,71		<u>14,49</u> 1,99	
1,81		<u>1,95</u> 0,18		<u>1,33</u> 0,41		<u>1,92</u> 1,26	
9,66		<u>4,96</u> 1,67		<u>5,12</u> 2,84		<u>5,85</u> 6,97	
75,66		<u>77,23</u> 1,38		<u>79,25</u> 2,09		<u>77,74</u> 6,86	
58,27		<u>64,48</u> 20,38		<u>61,38</u> 19,97		<u>62,25</u> 23,32	
23,75		<u>20,81</u> 6,34		<u>28,58</u> 19,06		<u>24,57</u> 44,06	

ния прорваны штоками и дайками флюидальных и массивных трахилипаритов, липаритов и липарито-дацитов.

Породы липарит-трахитовой формации (табл. 16, см. рис. 12) отличаются самым высоким содержанием (9-10%) щелочных металлов и обычно незначительным преобладанием калия над натрием. Количество кальция в них соответственно самое низкое. Характерно довольно устойчивое содержание глинозема (15-16%) в породах с $SiO_2 > 70\%$.

Таблица 15 (окончание)

	415(1)		416(2)		417(3)	
SiO ₂	65,03	68,64	72,30	74,52	69,88	72,56
TiO ₂	0,42	0,44	0,30	0,31	0,34	0,35
Al ₂ O ₃	15,79	16,67	13,19	13,60	14,06	14,60
Fe ₂ O ₃	1,74	1,84	1,90	1,96	1,85	1,92
FeO	1,18	1,25	0,41	0,43	0,66	0,68
MnO	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,07
MgO	0,70	0,74	0,45	0,48	0,57	0,57
CaO	2,23	2,35	1,30	1,34	1,61	1,67
Na ₂ O	4,21	4,44	3,31	3,41	3,61	3,75
K ₂ O	3,36	3,55	3,80	3,92	3,65	3,79
P ₂ O ₅	0,10		0,10		0,10	
+H ₂ O	3,82		1,48		2,26	
-H ₂ O	1,44		1,04		1,17	
<i>a</i>		14,65		12,62		13,30
<i>c</i>		2,81		1,55		1,97
<i>b</i>		5,64		4,51		4,89
<i>s</i>		76,91		81,32		79,85
<i>n</i>		65,57		57,04		59,88
<i>Q</i>		21,71		35,85		33,14

Внешняя зона Охотского сектора. 401 - наяханская свита, 402 - аганская толща Аганской вулканоструктуры, 403 - аганская толща Ингагченской депрессии, 404 - "ольская" свита в бассейне р. Яны; "ольская" свита в бассейнах рек Яны и Хурена: 405 - дациты, 406 - липариты и трахилипариты, 407 - средний состав свиты.

Внутренняя зона Центрально-Чукотского и Анадырского секторов. Центрально-Чукотский сектор (эргываамская свита): 408 - дациты, 409 - трахиты, 410 - трахидациты, 411 - липарито-дациты, 412 - трахилипариты, 413 - липариты, 414 - средний состав свиты; Анадырский сектор (терпухойская толща): 415 - липарито-дацит, 416 - липариты, 417 - средний состав толщи.

Таблица 16

Липарит-трахитовая (игнимбритовая) формация. Химический состав и числовые

	451(8)		452(6)		453(14)	
SiO ₂	$\frac{60,20}{1,20}$	61,55	$\frac{65,01}{8,87}$	66,68	$\frac{62,26}{10,15}$	63,73
TiO ₂	$\frac{0,50}{0,006}$	0,51	$\frac{0,30}{0,002}$	0,31	$\frac{0,42}{0,01}$	0,43
Al ₂ O ₃	$\frac{17,33}{0,76}$	17,72	$\frac{16,43}{1,49}$	16,85	$\frac{16,94}{1,19}$	17,34
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,16}{0,45}$	3,23	$\frac{2,34}{1,06}$	2,40	$\frac{2,81}{0,83}$	2,88
FeO	$\frac{2,67}{8,02}$	2,73	$\frac{1,19}{0,30}$	1,22	$\frac{2,04}{5,01}$	2,09
MnO	$\frac{0,09}{0,001}$	0,09	$\frac{0,08}{0,0009}$	0,09	$\frac{0,08}{0,0009}$	0,08
MgO	$\frac{1,54}{0,25}$	1,57	$\frac{1,45}{0,25}$	1,49	$\frac{1,50}{0,23}$	1,54
CaO	$\frac{2,50}{1,64}$	2,56	$\frac{1,93}{0,68}$	1,98	$\frac{2,25}{1,23}$	2,31
Na ₂ O	$\frac{4,59}{0,29}$	4,72	$\frac{4,67}{0,14}$	4,79	$\frac{4,62}{0,21}$	4,73
K ₂ O	$\frac{5,27}{0,88}$	5,39	$\frac{4,12}{0,39}$	4,22	$\frac{4,78}{0,98}$	4,89
P ₂ O ₅	$\frac{0,24}{0,13}$		$\frac{0,15}{0,002}$		$\frac{0,20}{0,07}$	
+H ₂ O	$\frac{0,98}{0,21}$		$\frac{1,00}{0,42}$		$\frac{0,99}{0,27}$	
-H ₂ O	$\frac{0,72}{0,39}$		$\frac{0,86}{0,23}$		$\frac{0,78}{0,30}$	
a	$\frac{18,13}{4,52}$		$\frac{16,33}{0,88}$		$\frac{17,36}{3,62}$	
c	$\frac{2,70}{1,90}$		$\frac{2,36}{1,06}$		$\frac{2,55}{1,46}$	
b	$\frac{8,74}{2,90}$		$\frac{6,81}{5,80}$		$\frac{7,91}{4,77}$	
s	$\frac{70,44}{2,93}$		$\frac{74,51}{7,07}$		$\frac{72,18}{8,66}$	
n	$\frac{57,14}{13,47}$		$\frac{63,35}{20,99}$		$\frac{59,80}{25,48}$	
Q	$\frac{1,93}{33,86}$		$\frac{14,00}{35,78}$		$\frac{7,10}{70,46}$	

Девокшинская вулканоструктура: 451 - трахиты, 452 - кварцевые трахиты, 453 - средний состав вулканитов; Уенминская вулканоструктура: 454 - кварцевые трахиты, 455 - трахилипариты, 456 - липариты, 457 - средний состав вулканитов.

характеристики по А.Н. Заварицкому

454(6)		455(7)		456(6)		457(19)	
$\frac{66,12}{0,64}$	67,47	$\frac{69,71}{0,32}$	70,51	$\frac{71,54}{0,66}$	72,47	$\frac{69,16}{5,55}$	70,21
$\frac{0,28}{0,006}$	0,28	$\frac{0,23}{0,002}$	0,23	$\frac{0,26}{0,006}$	0,26	$\frac{0,26}{0,005}$	0,26
$\frac{16,79}{0,23}$	17,13	$\frac{15,54}{0,38}$	15,72	$\frac{14,84}{0,29}$	15,03	$\frac{15,71}{0,92}$	15,95
$\frac{1,74}{0,09}$	1,77	$\frac{1,25}{0,05}$	1,26	$\frac{0,99}{0,04}$	1,00	$\frac{1,32}{0,15}$	1,34
$\frac{1,63}{0,38}$	1,66	$\frac{1,39}{0,22}$	1,41	$\frac{1,30}{0,33}$	1,32	$\frac{1,38}{0,31}$	1,40
$\frac{0,12}{0,002}$	0,12	$\frac{0,08}{0,0008}$	0,08	$\frac{0,07}{0,003}$	0,07	$\frac{0,09}{0,002}$	0,09
$\frac{0,95}{0,36}$	0,97	$\frac{0,39}{0,009}$	0,40	$\frac{0,08}{0,01}$	0,08	$\frac{0,47}{0,24}$	0,47
$\frac{1,30}{0,09}$	1,33	$\frac{1,19}{0,01}$	1,20	$\frac{0,66}{0,09}$	0,67	$\frac{1,06}{0,13}$	1,08
$\frac{4,36}{0,21}$	4,45	$\frac{4,32}{0,01}$	4,37	$\frac{3,68}{0,50}$	3,73	$\frac{4,13}{0,30}$	4,19
$\frac{4,90}{0,02}$	5,00	$\frac{4,76}{0,02}$	4,81	$\frac{5,29}{0,46}$	5,36	$\frac{4,97}{0,19}$	5,05
$\frac{0,01}{0,00002}$		$\frac{0,04}{0,002}$		$\frac{0,04}{0,002}$		$\frac{0,03}{0,001}$	
$\frac{1,64}{0,31}$		$\frac{1,08}{0,10}$		$\frac{1,59}{0,03}$		$\frac{1,44}{0,14}$	
$\frac{0,01}{0,00002}$		$\frac{0,05}{0,002}$		$\frac{0,04}{0,002}$		$\frac{0,03}{0,002}$	
$\frac{16,54}{0,75}$		$\frac{16,10}{0,13}$		$\frac{15,35}{1,13}$		$\frac{16,00}{0,70}$	
$\frac{1,57}{0,14}$		$\frac{1,42}{0,02}$		$\frac{0,69}{0,05}$		$\frac{1,24}{0,08}$	
$\frac{7,28}{2,80}$		$\frac{4,54}{1,25}$		$\frac{4,45}{1,34}$		$\frac{5,42}{1,50}$	
$\frac{74,61}{1,11}$		$\frac{77,94}{0,50}$		$\frac{79,22}{0,24}$		$\frac{77,26}{0,65}$	
$\frac{57,37}{8,84}$		$\frac{57,96}{0,90}$		$\frac{51,15}{59,68}$		$\frac{55,49}{18,53}$	
$\frac{14,58}{4,38}$		$\frac{22,26}{0,76}$		$\frac{27,06}{7,37}$		$\frac{21,30}{4,05}$	

К контрастным формациям отнесены естественные сообщества вулканических пород, резко различающихся по составу (обычно без промежуточных типов) и условиям образования, но близких по возрасту или разновозрастных, пространственно или структурно тесно связанных между собой. Выделяемые типы формаций — липарит (трахилипарит)—базальтовая и липарит—андезито—базальтовая — в генетическом отношении, по-видимому, существенно различны. В то же время между ними устанавливается явное морфологическое (структурное) сходство, и в каждой из формаций намечаются два одинаковых подтипа. Первый наиболее четко проявлен в связи с изометричными отрицательными вулканоструктурами и характеризуется антидромной последовательностью вулканических накоплений. Второй отличается сложным чередованием и латеральными замещениями вулканитов разного состава; строго определенного структурного выражения он не имеет. Количественные соотношения вулканических накоплений кислого и основного состава в характеризующих контрастных формациях Охотско—Чукотского пояса колеблются от 1:3 до 3:1.

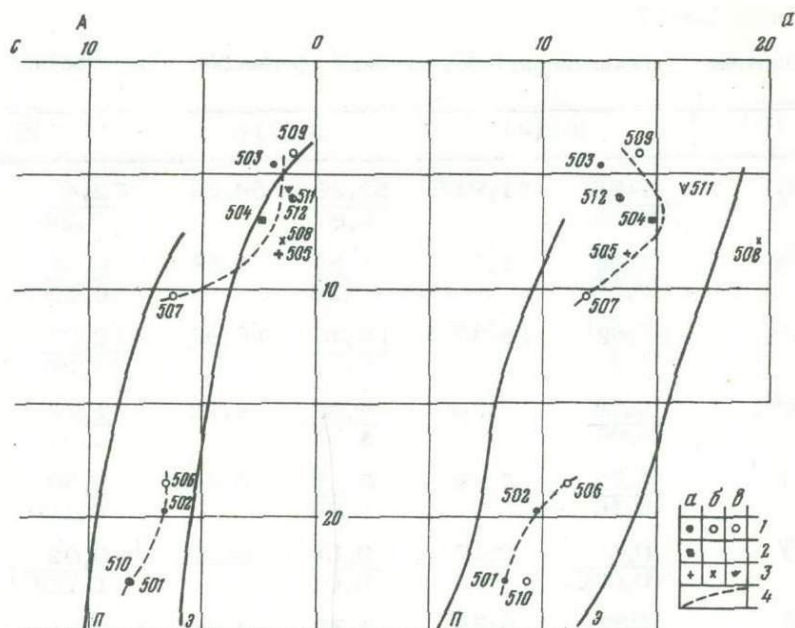
Липарит (трахилипарит)—базальтовая формация наиболее типично выражена в юго—западной части внешней зоны Охотского сектора. В подавляющем большинстве случаев она сосредоточена в изометричных вулканоструктурах оседания и характеризуется четкой антидромной последовательностью вулканических накоплений. Как правило, эти структуры совмещены с ареалами распространения формации двупироксеновых андезито—базальтов и андезитов и, возможно, развивались унаследованно со структурами последних.

Нижние члены разрезов формации (например, ольская свита) сложены игнимбритами и туфами, витрофирями, реже лавами липаритов, трахилипаритов, липарито—дацитов, дацитов и трахитов, среди которых постоянно отмечаются линзовидные тела сложно переслаивающихся между собой пепловых туфов, туфопесчаников и алевролитов, иногда углистых. Эти толщи имеют яркую светлую окраску. В латеральном и вертикальном направлениях строение их быстро меняется. В породах липаритового состава вкрапленники и кристаллокластический материал состоят главным образом из кварца, плагиоклаза (андезинальбит) и биотита; почти всегда, но в разных количествах отмечается санидин, реже — амфибол, ромбический и моноклинный пироксены, очень редко — фаялит. В трахитах постоянно находится санидин примерно в равных с плагиоклазом (олигоклаз—альбит) количествах, относительно понижены содержания кварца. В общем количество кристаллокластического материала колеблется в пределах 5—35%. Весьма характерны разности пород, бедные вкрапленниками и содержащие обилие включений фиаамме.

Верхняя часть формации (мыгдыкитская свита) сложена преимущественно оливин—авгитовыми, реже двупироксеновыми базальтами, совместно с которыми отмечаются андезито—базальты. По внешнему облику эти образования подобны ранее охарактеризованной базальт—трахибазальтовой формации. С ней их сближает и сравнительно высокое количество пород субщелочного типа: 34—35% от общего числа проанализированных образцов. Однако ни в мыгдыкитской, ни в хакаринской свите анальцим, титан—авгит и щелочной полевой шпат в основной массе не наблюдались.

Примером трахилипарит—базальтовой формации со сложным характером последовательности вулканических накоплений является мыгдыкитская свита Янского вулканического поля. Детальное описание этой ассоциации вулканических накоплений впервые было выполнено И.М. Сперанской (1962а). Впоследствии С.С. Юдин показал, что значительная часть вулканитов кислого состава (игнимбритов и лав) здесь имеет трахилипаритовый состав; среди них, кроме того, встречаются трахиты.

Субвулканические интрузии, связанные с развитием этой формации, не многочисленны, но довольно разнообразны по составу. Часть их, особенно серии базальтовых даек, является подводными каналами лавовых потоков. Другие же внедрились, по-видимому, вслед за формированием вулканогенных толщ.



SiO ₂	a				b				c						
	6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
<55	501	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	502	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	506	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	510	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
58-63	507	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
>68	503	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	509	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	512	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

б

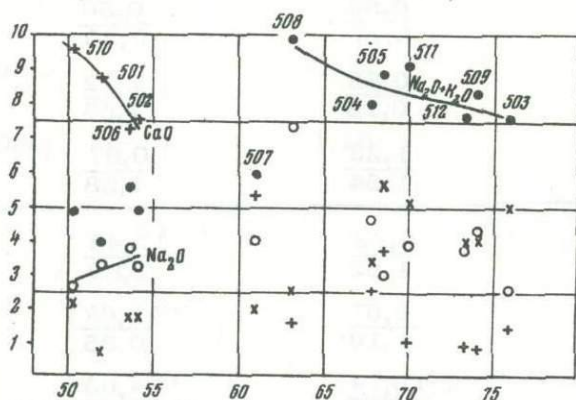


Рис. 13. Липарит (трахилипарит)-базальтовая формация

А - диаграмма А.Н. Заваришко: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 17; а - Хатачанская и Ольская структуры, б - Мыгдыкитский грабен, в - восточная часть Ульинского прогиба; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Это дайки, штоки и купола липаритов, обсидианов, линдэитов, а также андезит-базальтов, долеритов, монзонитов и габбро-диоритов.

Особенности химизма вулканогенных пород формации весьма непостоянны (табл. 17, рис. 13). Кроме Ольской депрессии, в группе базальтов неизвестны разности с содержанием глинозема более 17%. Содержание кальция в них

Таблица 17

Липарит (трахилипарит)-базальтовая формация. Химический состав и

	501(4)		502(10)		503(9)	
SiO ₂	<u>49,86</u> 4,52	51,94	<u>52,28</u> 6,87	54,23	<u>72,45</u> 5,28	75,86
TiO ₂	<u>1,26</u> 0,23	1,31	<u>1,53</u> 0,16	1,58	<u>0,31</u> 0,22	0,32
Al ₂ O ₃	<u>17,62</u> 0,17	18,35	<u>16,36</u> 1,12	16,97	<u>12,07</u> 17,35	12,64
Fe ₂ O ₃	<u>3,56</u> 2,66	3,70	<u>4,58</u> 5,44	4,75	<u>1,13</u> 0,99	1,18
FeO	<u>5,72</u> 4,16	5,96	<u>5,15</u> 5,98	5,34	<u>0,59</u> 0,16	0,62
MnO	<u>0,16</u> 0,0001	0,17	<u>0,17</u> 0,01	0,17	<u>0,02</u> 0,0004	0,02
MgO	<u>6,37</u> 2,70	6,63	<u>4,30</u> 1,10	4,46	<u>0,31</u> 0,02	0,32
CaO	<u>8,44</u> 0,65	8,79	<u>7,25</u> 0,66	7,52	<u>1,41</u> 0,65	1,48
Na ₂ O	<u>3,15</u> 0,01	3,28	<u>3,09</u> 0,36	3,20	<u>2,45</u> 1,81	2,57
K ₂ O	<u>0,67</u> 0,14	0,70	<u>1,69</u> 0,35	1,75	<u>4,80</u> 3,81	5,03
P ₂ O ₅	<u>0,47</u> 0,09		<u>0,55</u> 0,11		<u>0,50</u> 0,90	
+H ₂ O	<u>1,30</u> 0,24		<u>0,88</u> 0,18		<u>1,72</u> 1,67	
-H ₂ O	<u>1,56</u> 0,47		<u>1,23</u> 1,04		<u>0,67</u> 1,08	
<i>a</i>	<u>8,31</u> 0,45		<u>9,72</u> 1,82		<u>12,48</u> 1,89	
<i>c</i>	<u>8,22</u> 0,13		<u>6,67</u> 1,19		<u>1,68</u> 0,85	
<i>b</i>	<u>22,88</u> 10,83		<u>19,74</u> 6,74		<u>4,63</u> 5,05	
<i>s</i>	<u>60,58</u> 8,78		<u>63,88</u> 6,41		<u>81,52</u> 6,27	
<i>n</i>	<u>88,03</u> 33,09		<u>73,50</u> 71,95		<u>43,59</u> 439,01	
<i>Q</i>	<u>43,66</u> 24,87		<u>1,67</u> 27,55		<u>37,02</u> 50,09	

числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

504(2)		505(1)		506(10)	
66,45	67,67	66,10	68,50	$\frac{51,92}{0,45}$	53,64
0,33	0,33	0,35	0,36	$\frac{1,82}{0,26}$	1,88
15,60	15,89	12,68	13,14	$\frac{17,27}{0,11}$	17,84
5,10	5,19	2,25	2,33	$\frac{4,79}{1,48}$	4,95
0,41	0,41	1,54	1,60	$\frac{4,54}{1,63}$	4,69
0,02	0,02	0,12	0,12	$\frac{0,14}{0,001}$	0,14
0,16	0,16	1,32	1,37	$\frac{3,93}{0,13}$	4,06
2,51	2,56	3,62	3,75	$\frac{7,07}{0,10}$	7,30
4,45	4,62	2,91	3,02	$\frac{3,67}{0,12}$	3,79
3,32	3,38	5,68	5,87	$\frac{1,72}{0,05}$	1,78
0,02		0,00		$\frac{0,84}{0,02}$	
0,62		0,09		$\frac{1,90}{0,77}$	
0,58		1,25		$\frac{0,44}{0,38}$	
	14,81		13,68	$\frac{11,13}{1,25}$	
	2,39		1,72	$\frac{6,60}{0,23}$	
	6,99		8,50	$\frac{18,46}{1,03}$	
	75,81		76,07	$\frac{63,79}{0,67}$	
	67,52		48,54	$\frac{76,51}{2,41}$	
	19,60		23,09	$\frac{-0,98}{10,11}$	

Таблица 17 (окончание)

	507(5)		508(1)		509(17)	
SiO ₂	<u>58,99</u> 2,73	61,06	61,80	63,14	<u>72,77</u> 10,96	73,96
TiO ₂	<u>0,76</u> 0,007	0,77	0,72	0,74	<u>0,28</u> 0,02	0,28
Al ₂ O ₃	<u>17,89</u> 0,66	18,52	16,85	17,22	<u>13,59</u> 1,60	13,81
Fe ₂ O ₃	<u>3,35</u> 2,72	3,46	3,51	3,59	<u>1,29</u> 0,41	1,31
FeO	<u>2,68</u> 1,10	2,77	2,20	2,25	<u>1,11</u> 0,46	1,12
MnO	<u>0,10</u> 0,0009	0,10	0,16	0,16	<u>0,05</u> 0,0007	0,05
MgO	<u>1,93</u> 0,81	2,00	1,38	1,41	<u>0,28</u> 0,06	0,28
CaO	<u>5,16</u> 2,81	5,34	1,56	1,59	<u>0,86</u> 0,93	0,87
Na ₂ O	<u>3,86</u> 2,28	4,00	7,18	7,34	<u>4,21</u> 0,50	4,28
K ₂ O	<u>1,93</u> 0,43	2,00	2,51	2,56	<u>3,97</u> 0,75	4,03
P ₂ O ₅	<u>0,22</u> 0,003		0,32		<u>0,12</u> 0,06	
+H ₂ O	<u>3,23</u> 2,66		0,86		<u>1,34</u> 1,86	
-H ₂ O	<u>0,17</u> 0,17		0,00		<u>0,27</u> 0,36	
a	<u>11,92</u> 12,57		19,49		<u>14,20</u> 3,12	
c	<u>6,32</u> 5,29		1,56		<u>1,04</u> 0,83	
b	<u>10,29</u> 5,16		7,94		<u>4,10</u> 1,75	
s	<u>71,47</u> 4,35		71,01		<u>80,65</u> 3,96	
n	<u>75,47</u> 42,31		81,30		<u>60,47</u> 48,06	
Q	<u>12,76</u> 49,73		1,46		<u>31,87</u> 44,18	

Хатанчанская структура: 501 - базальты; Ольская депрессия: 502 - базальты, 503 - липариты, 504 - трахидациты, 505 - линдэит (дай-ка); Магдыкитский грабен: 506 - базальты, 507 - андезиты, 508 - трахит, 509 - липариты; восточная часть Ульяновского прогиба: 510 - базальты, 511 - трахилипарит, 512 - липариты.

510(5)		511(1)		512(18)	
<u>48,81</u>	50,35	69,24	70,0	<u>72,07</u>	73,30
0,62				8,30	
<u>0,79</u>	0,81	0,38	0,38	<u>0,32</u>	0,32
0,004				0,01	
<u>18,16</u>	18,73	15,59	15,76	<u>14,01</u>	14,25
3,79				4,10	
<u>5,41</u>	5,58	2,15	2,17	<u>1,91</u>	1,94
0,71				0,46	
<u>3,88</u>	4,00	1,02	1,03	<u>0,94</u>	0,96
0,24				0,27	
<u>0,16</u>	0,16	0,07	0,07	<u>0,04</u>	0,04
0,0007				0,0003	
<u>5,71</u>	5,89	0,35	0,35	<u>0,54</u>	0,55
2,64				0,05	
<u>9,28</u>	9,57	1,05	1,06	<u>0,91</u>	0,94
1,41				0,38	
<u>2,62</u>	2,70	3,90	3,94	<u>3,68</u>	3,74
0,16				0,71	
<u>2,12</u>	2,18	5,16	5,22	<u>3,90</u>	3,97
0,68				1,34	
<u>0,23</u>		0,10		<u>0,07</u>	
0,04				0,002	
<u>0,97</u>		0,71		<u>1,31</u>	
0,17				1,19	
<u>1,27</u>		0,35		<u>0,57</u>	
0,55				0,18	
<u>9,35</u>			15,74	<u>13,32</u>	
4,18				1,85	
<u>8,26</u>			1,25	<u>1,07</u>	
5,14				0,59	
<u>22,86</u>			5,60	<u>6,07</u>	
16,51				3,87	
<u>59,53</u>			77,40	<u>79,52</u>	
4,95				5,09	
<u>66,21</u>			53,46	<u>58,84</u>	
45,82				135,24	
<u>-7,88</u>			22,08	<u>31,36</u>	
16,92				39,94	

Таблица 18

Липарит-андезито-базальтовая формация. Химический состав и числовые

	521(13)		522(9)		523(13)	
SiO ₂	<u>51,32</u> 4,63	52,91	<u>55,15</u> 0,47	56,85	<u>59,33</u> 3,78	61,61
TiO ₂	<u>1,22</u> 0,02	1,26	<u>1,02</u> 0,04	1,05	<u>0,96</u> 0,04	1,00
Al ₂ O ₃	<u>18,85</u> 2,00	19,43	<u>18,34</u> 1,10	18,91	<u>17,01</u> 0,40	17,66
Fe ₂ O ₃	<u>4,02</u> 0,77	4,14	<u>3,74</u> 1,48	3,85	<u>3,23</u> 0,58	3,35
FeO	<u>4,98</u> 1,20	5,13	<u>4,28</u> 0,89	4,42	<u>3,71</u> 0,86	3,86
MnO	<u>0,17</u> 0,003	0,17	<u>0,15</u> 0,002	0,16	<u>0,14</u> 0,001	0,15
MgO	<u>3,91</u> 1,07	4,03	<u>3,04</u> 0,41	3,13	<u>2,07</u> 0,79	2,15
CaO	<u>8,04</u> 0,49	8,29	<u>6,85</u> 0,28	7,06	<u>4,20</u> 1,46	4,36
Na ₂ O	<u>3,22</u> 0,19	3,32	<u>3,57</u> 0,21	3,68	<u>3,55</u> 0,40	3,69
K ₂ O	<u>1,30</u> 0,29	1,34	<u>1,45</u> 0,19	1,49	<u>2,04</u> 0,30	2,12
P ₂ O ₅	<u>0,26</u> 0,02		<u>0,30</u> 0,002		<u>0,21</u> 0,02	
+H ₂ O	<u>0,91</u> 1,66		<u>0,52</u> 0,36		<u>0,76</u> 1,05	
-H ₂ O	<u>0,16</u> 0,08		<u>0,23</u> 0,24		<u>0,30</u> 0,18	
<i>a</i>	<u>9,63</u> 3,13		<u>10,53</u> 1,74		<u>11,25</u> 3,32	
<i>c</i>	<u>8,59</u> 1,58		<u>7,68</u> 1,23		<u>5,97</u> 1,65	
<i>b</i>	<u>18,25</u> 8,42		<u>14,55</u> 2,38		<u>11,58</u> 6,85	
<i>s</i>	<u>63,61</u> 4,70		<u>67,25</u> 0,92		<u>71,20</u> 3,71	
<i>n</i>	<u>79,71</u> 30,91		<u>79,04</u> 31,53		<u>72,63</u> 35,01	
<i>o</i>	<u>1,34</u> 20,71		<u>5,75</u> 8,55		<u>13,94</u> 11,81	

несколько выше, а натрия - ниже, чем в лавах базальт-трахибазальтовой формации. Содержания калия весьма непостоянны, но в целом несколько более высокие, чем в упомянутой выше формации. Субщелочные базальты наиболее широко распространены в Янском поле - четыре из десяти проанализированных образцов. Самые высокие содержания калия установлены в базальтоидах Ульяновского прогиба; в кислых породах этой структуры постоянно отмечается

характеристики по А.Н. Заварицкому

524(7)		525(2)		526(11)		527(7)	
$\frac{69,64}{3,81}$	71,70	71,51	72,23	$\frac{54,91}{1,62}$	56,61	$\frac{59,02}{2,46}$	60,66
$\frac{0,35}{0,02}$	0,35	0,16	0,16	$\frac{1,03}{0,11}$	1,06	$\frac{0,78}{0,03}$	0,80
$\frac{15,14}{0,89}$	15,59	13,57	13,71	$\frac{18,18}{1,37}$	18,74	$\frac{17,18}{0,14}$	17,71
$\frac{1,14}{0,24}$	1,17	2,22	2,24	$\frac{2,76}{1,60}$	2,84	$\frac{2,53}{0,73}$	2,61
$\frac{1,52}{0,16}$	1,56	0,50	0,50	$\frac{4,87}{1,69}$	5,02	$\frac{3,89}{0,62}$	4,01
$\frac{0,07}{0,0008}$	0,07	0,03	0,03	$\frac{0,15}{0,002}$	0,16	$\frac{0,11}{0,0007}$	0,11
$\frac{0,41}{0,11}$	0,42	0,25	0,25	$\frac{3,25}{0,80}$	3,35	$\frac{2,81}{0,28}$	2,90
$\frac{2,01}{0,69}$	2,07	0,42	0,42	$\frac{6,91}{0,52}$	7,12	$\frac{4,96}{1,68}$	5,11
$\frac{3,39}{0,74}$	3,49	4,43	4,47	$\frac{3,61}{0,13}$	3,72	$\frac{3,74}{0,24}$	3,86
$\frac{3,46}{0,46}$	3,57	5,96	6,02	$\frac{1,42}{0,24}$	1,46	$\frac{2,34}{0,59}$	2,41
$\frac{0,11}{0,001}$		0,02		$\frac{0,30}{0,01}$		$\frac{0,22}{0,01}$	
$\frac{1,68}{2,85}$		0,00		$\frac{1,90}{2,03}$		$\frac{0,75}{0,61}$	
$\frac{0,44}{0,08}$		0,00		$\frac{0,50}{0,16}$		$\frac{0,67}{0,47}$	
$\frac{12,43}{5,63}$			17,65	$\frac{10,60}{0,78}$		$\frac{12,06}{3,42}$	
$\frac{2,45}{1,09}$			0,21	$\frac{7,50}{1,20}$		$\frac{5,81}{1,74}$	
$\frac{6,03}{1,69}$			3,03	$\frac{14,96}{4,34}$		$\frac{11,82}{2,40}$	
$\frac{79,10}{2,95}$			79,11	$\frac{66,94}{1,16}$		$\frac{70,31}{1,34}$	
$\frac{59,22}{45,85}$			52,46	$\frac{79,54}{39,77}$		$\frac{71,45}{39,97}$	
$\frac{30,89}{52,34}$			22,69	$\frac{5,20}{2,25}$		$\frac{10,69}{6,45}$	

преобладание весовых количеств K_2O над Na_2O . В группе умеренно кислых и кислых пород четко проявлена тенденция к уменьшению суммы весовых содержаний щелочных металлов с увеличением количества кремнекислоты. Но при этом весовые соотношения Na_2O и K_2O , а также CaO меняются не закономерно. На диаграмме А.Н. Заварицкого между средними составами группы базальтоидов и пород среднего - кислого состава четко устанавливается разрыв с интервалом по оси b 10,5-18,5.

Таблица 18 (продолжение)

	528(9)		529(11)		530(12)	
SiO ₂	$\frac{63,03}{4,32}$	65,05	$\frac{69,69}{1,47}$	71,11	$\frac{73,94}{2,36}$	74,69
TiO ₂	$\frac{0,60}{0,04}$	0,62	$\frac{0,33}{0,01}$	0,34	$\frac{0,20}{0,006}$	0,20
Al ₂ O ₃	$\frac{16,73}{0,84}$	17,26	$\frac{15,30}{0,46}$	15,61	$\frac{13,85}{0,66}$	13,99
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,58}{0,78}$	1,63	$\frac{1,15}{0,38}$	1,17	$\frac{1,16}{0,22}$	1,17
FeO	$\frac{2,85}{0,94}$	2,94	$\frac{1,56}{0,48}$	1,59	$\frac{1,01}{0,26}$	1,02
MnO	$\frac{0,09}{0,002}$	0,10	$\frac{0,09}{0,003}$	0,09	$\frac{0,06}{0,0007}$	0,06
MgO	$\frac{1,87}{0,68}$	1,93	$\frac{0,65}{0,19}$	0,67	$\frac{0,19}{0,008}$	0,19
CaO	$\frac{3,82}{1,85}$	3,94	$\frac{0,88}{0,23}$	0,90	$\frac{0,32}{0,06}$	0,32
Na ₂ O	$\frac{4,22}{0,43}$	4,36	$\frac{5,02}{1,64}$	5,12	$\frac{4,22}{0,57}$	4,26
K ₂ O	$\frac{2,16}{1,18}$	2,23	$\frac{3,35}{1,56}$	3,42	$\frac{4,11}{0,29}$	4,15
P ₂ O ₅	$\frac{0,17}{0,003}$		$\frac{0,07}{0,001}$		$\frac{0,06}{0,005}$	
+H ₂ O	$\frac{1,97}{1,47}$		$\frac{1,13}{1,28}$		$\frac{0,58}{0,17}$	
-H ₂ O	$\frac{0,83}{0,34}$		$\frac{0,33}{0,18}$		$\frac{0,16}{0,01}$	
a	$\frac{12,70}{5,39}$		$\frac{15,50}{2,30}$		$\frac{14,56}{2,10}$	
c	$\frac{4,52}{2,76}$		$\frac{1,05}{0,34}$		$\frac{0,38}{0,08}$	
b	$\frac{8,97}{4,24}$		$\frac{5,93}{2,85}$		$\frac{4,62}{1,64}$	
S	$\frac{73,82}{1,99}$		$\frac{77,51}{1,04}$		$\frac{80,44}{1,59}$	
n	$\frac{75,66}{73,44}$		$\frac{68,93}{132,46}$		$\frac{60,66}{56,58}$	
Q	$\frac{17,72}{8,84}$		$\frac{22,96}{11,79}$		$\frac{31,37}{22,29}$	

Липарит-андезито-базальтовая формация характерна для внешней зоны Пенжинского, Анадырского и Центрально-Чукотского секторов. Первоначально она была выделена под названием игнимбрит-андезитовой субформации (Белый, 1969а), а затем формации (Белый и др., 1972; Белый, 1973). В последние годы детальное изучение структур и петрографии липарит-андезито-базальтовой формации в бассейнах рек Пеледон и Мечкерева (Анадырский сектор) проведено И.Н. Котляром. Образование этой формации, в отличие от ранее охарактеризованной липарит (трахилипарит)-базальтовой,

531(2)		532(2)		533(2)		534(6)	
52,03	53,50	56,06	56,12	59,95	61,26	<u>70,60</u> 5,00	72,19
0,90	0,92	0,90	0,90	0,67	0,68	<u>0,42</u> 0,03	0,43
18,08	18,60	16,77	16,79	16,66	17,03	<u>14,36</u> 0,98	14,68
3,87	3,98	40,00	4,04	2,79	2,85	<u>1,90</u> 0,56	1,94
4,66	4,79	4,04	4,08	3,59	3,67	<u>1,27</u> 0,33	1,30
0,135	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	<u>0,05</u> 0,001	0,05
4,04	4,16	4,20	4,24	2,70	2,76	<u>0,71</u> 0,08	0,72
9,01	9,27	6,75	6,81	5,54	5,66	<u>1,48</u> 0,86	1,51
3,10	3,19	3,46	3,49	3,60	3,68	<u>3,84</u> 1,01	3,93
1,44	1,48	2,34	2,36	2,23	2,28	<u>3,26</u> 1,30	3,33
0,25		0,23		0,22		<u>0,14</u> 0,006	
1,01		0,87		1,26		<u>1,12</u> 0,79	
1,48		0,62		0,93		<u>0,33</u> 0,05	
	9,44		11,20		11,48	<u>12,86</u> 5,20	
	8,11		5,84		5,75	<u>1,55</u> 1,07	
	19,00		17,29		12,00	<u>7,03</u> 3,31	
	63,46		65,68		70,77	<u>78,57</u> 2,59	
	76,48		69,14		72,27	<u>63,86</u> 60,05	
	-0,08		3,11		12,81	<u>29,86</u> 178,83	

не зависит от особенностей предшествовавшего вулканизма: в Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах она следует за игнимбритовыми, а в Анадырском - за андезитовыми формациями.

В перечисленных выше работах показано, что ассоциация пород кислого и отчасти умеренно кислого состава рассматриваемой формации весьма сходна с охарактеризованной ранее липарит-дацитовый формацией. К этому следует лишь добавить, что в Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах в резко подчиненном количестве, но постоянно отмечаются породы трахилипаритового

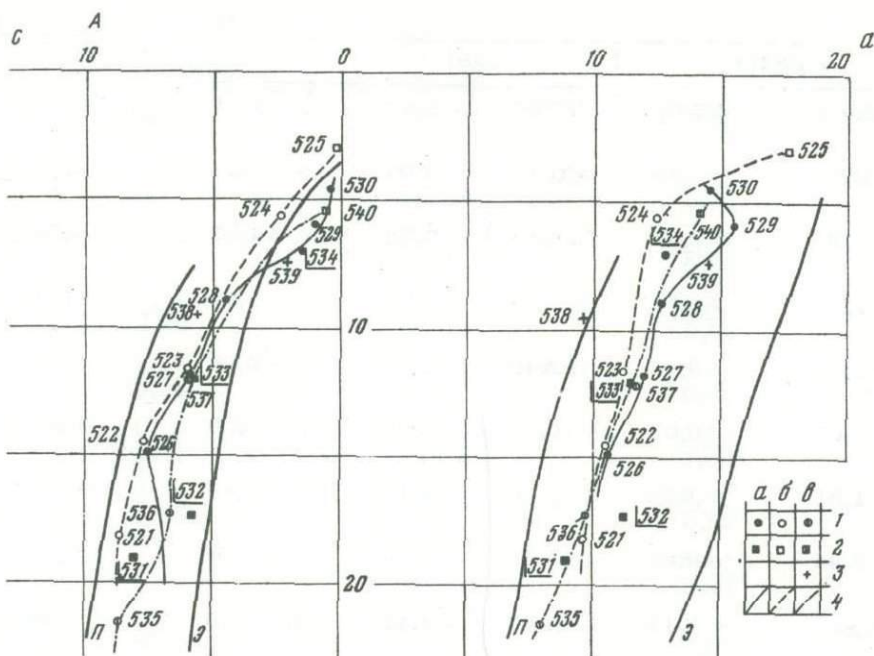
Таблица 18 (окончание)

	535(4)		536(4)		537(12)	
SiO ₂	$\frac{49,60}{2,55}$	51,88	$\frac{55,68}{0,35}$	57,17	$\frac{59,35}{2,30}$	60,69
TiO ₂	$\frac{1,22}{0,11}$	1,28	$\frac{0,93}{0,009}$	0,95	$\frac{0,81}{0,01}$	0,83
Al ₂ O ₃	$\frac{18,25}{1,64}$	19,09	$\frac{16,63}{1,07}$	17,07	$\frac{16,96}{0,65}$	17,34
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,74}{3,36}$	3,91	$\frac{2,83}{0,27}$	2,91	$\frac{2,83}{0,95}$	2,89
FeO	$\frac{5,14}{0,34}$	5,38	$\frac{4,55}{0,52}$	4,67	$\frac{3,23}{0,92}$	3,30
MnO	$\frac{0,20}{0,02}$	0,21	$\frac{0,10}{0,002}$	0,10	$\frac{0,10}{0,001}$	0,10
MgO	$\frac{4,71}{1,56}$	4,93	$\frac{4,91}{0,77}$	5,04	$\frac{2,81}{0,59}$	2,87
CaO	$\frac{9,00}{6,42}$	9,41	$\frac{6,62}{0,37}$	6,80	$\frac{5,60}{0,46}$	5,73
Na ₂ O	$\frac{2,71}{0,22}$	2,83	$\frac{2,60}{0,07}$	2,67	$\frac{3,16}{0,28}$	3,23
K ₂ O	$\frac{1,06}{0,39}$	1,11	$\frac{2,55}{0,06}$	2,62	$\frac{2,95}{0,26}$	3,02
P ₂ O ₅	$\frac{0,25}{0,003}$		$\frac{0,28}{0,001}$		$\frac{0,24}{0,003}$	
+H ₂ O	$\frac{2,89}{0,41}$		$\frac{0,78}{0,17}$		$\frac{1,17}{0,14}$	
-H ₂ O	$\frac{0,66}{0,12}$		$\frac{1,32}{0,15}$		$\frac{0,79}{0,28}$	
a	$\frac{8,06}{2,30}$		$\frac{9,76}{1,09}$		$\frac{11,62}{1,50}$	
c	$\frac{8,65}{3,44}$		$\frac{6,64}{0,71}$		$\frac{5,88}{1,12}$	
b	$\frac{21,54}{6,81}$		$\frac{17,35}{2,55}$		$\frac{12,01}{4,61}$	
s	$\frac{61,75}{4,01}$		$\frac{66,25}{0,15}$		$\frac{70,49}{2,85}$	
n	$\frac{80,18}{85,76}$		$\frac{60,81}{0,94}$		$\frac{61,74}{40,02}$	
Q	$\frac{-1,27}{6,69}$		$\frac{6,33}{2,40}$		$\frac{11,86}{13,20}$	

Пенжинский сектор (внешняя зона): 521 - базальты, 522 - андезито-базальты, 523 - андезиты, 524 - липарито-дациты и липариты, 525 - щелочные липариты; Анадырский сектор (внешняя зона): 526 - андезито-базальты, 527 - андезиты, 528 - андезито-дациты и дациты, 529 - липарито-дациты и липариты, 530 - липариты;

538(1)		539(1)		540(2)	
63,74	65,68	67,00	68,37	72,71	74,19
0,82	0,85	0,49	0,50	0,20	0,20
16,80	17,31	15,39	15,71	14,23	14,52
1,13	1,16	1,62	1,65	1,86	1,90
3,61	3,72	2,48	2,53	0,06	0,06
0,07	0,07	0,09	0,09	0,03	0,03
1,51	1,56	1,16	1,18	0,49	0,49
4,46	4,60	1,72	1,76	0,50	0,50
3,02	3,11	4,03	4,11	4,26	4,35
1,88	1,94	4,01	4,09	3,67	3,75
0,19		0,16		0,04	
1,74		1,27		1,08	
0,96		0,33		0,72	
	9,64		14,56		14,16
	5,58		2,08		0,59
	9,54		7,46		5,44
	75,23		75,90		79,82
	70,94		60,43		64,36
	25,58		20,61		30,74

Анадырский сектор (внутренняя зона): 531 - базальты, 532 - андезито-базальты, 533 - андезиты, 534 - липарито-дациты и дациты; Центральнo-Чукотский сектор (внешняя зона): 535 - базальты, 536 - андезито-базальты, 537 - андезиты, 538 - дацит, 539 - трахилипарит, 540 - липариты.



SiO ₂		α				β				γ					
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6
< 55	521 535	—				—				—			—		
55-58	522 526 536	—				—				—			—		
58-63	523 527 537	—				—				—			—		
63-68	528	—				—				—			—		
68-73	524 529 534	—				—				—			—		
> 73	530	—				—				—			—		

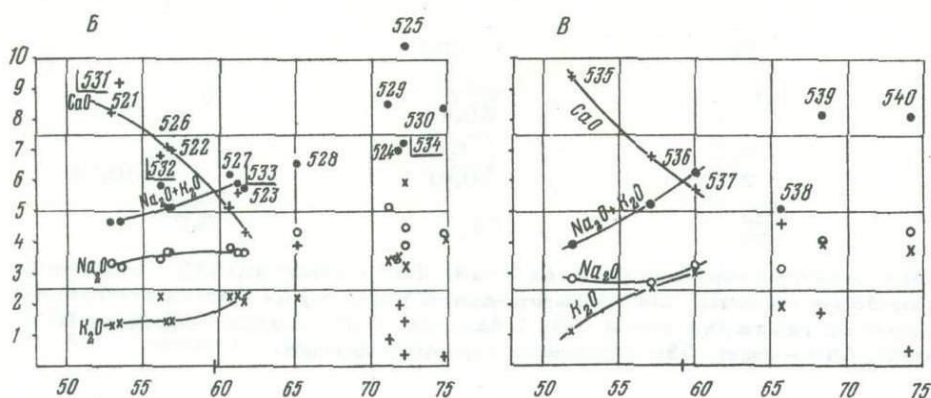


Рис. 14. Липарит-андезито-базальтовая формации

А - диаграмма А.Н. Заваричского: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 18 (532 - знак показывает, что значения не учитывались при нанесении вариационных линий); а - Анадырский, б - Пенжинский, в - Центрально-Чукотский секторы; 1-4 см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б, В - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O+K₂O, CaO-SiO₂; Б - Анадырский и Пенжинский секторы, В - Центрально-Чукотский сектор

состава. Среди андезитов-базальтов, базальтов и андезитов преобладают лавы двупироксенового типа, т.е. породы, наиболее характерные для формации двупироксеновых андезитов-базальтов и андезитов.

Во внешней зоне с вулканогенными образованиями формации ассоциируют субвулканические интрузии (преимущественно штоки андезитов-базальтов, андезитов, диоритовых порфиринов, гранит-порфиринов и липаритов), внедрение которых происходило в гомодромной последовательности. Геологические соотношения свидетельствуют, что эти тела моложе стратифицированных накоплений и, по-видимому, связаны с заключительной стадией вулканической деятельности. Во внутренней зоне, в Ольхейвеевском поднятии, субвулканические интрузии (кварцевые латиты, андезиты-дациты, липариты, дациты, долериты и андезиты) распространены довольно широко и в целом также моложе вулканических отложений.

Из сопоставления табл. 18 и 9, а также диаграмм (см. рис. 8 и 14) следует, что в группе пород базальты-андезиты-базальты-андезиты контрастной формации Пенжинского, Анадырского и Центрально-Чукотского секторов и андезитовых формаций этих же секторов соответственно существенных отличий не наблюдается. В Пенжинском секторе андезиты-базальты и андезиты имеют несколько пониженное содержание натрия и повышенное кальция в сравнении с образованиями андезитовой формации. В Анадырском секторе базальты и андезиты-базальты обладают относительно более высокими содержаниями калия, а в Центрально-Чукотском — увеличение содержания этого компонента с возрастанием количества кремнекислоты происходит более резко, чем в андезитовой формации.

На диаграмме А.Н. Заваршкого существенного "разрыва" между группами средних и кислых пород формации не наблюдается. При этом характерно, что в относительно более щелочной формации Анадырского сектора в группе кислых пород четко проявлена пантеллеритовая тенденция, а в более "известковой" формации Пенжинского сектора, наоборот, — щелочная.

Среди игнимбритов кислого состава Пенжинского и Анадырского секторов преобладают породы с повышенным содержанием щелочных металлов (в Пенжинском $K_2O \geq Na_2O$, а в Анадырском $K_2O \leq Na_2O$) и довольно характерны разности с пониженным количеством кальция. Разрыв между группами пород кислого и среднего состава на диаграмме Харкера (см. рис. 14) устанавливается достаточно четко. Данные о химизме вулканитов кислого состава Центрально-Чукотского сектора весьма фрагментарны.

В пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны также распространены вулканические накопления, которые по характеру строения и времени образования могут параллелизоваться с контрастными формациями, однако пока не выяснена их принадлежность к тому или иному петрографическому типу. Данные о химизме этих образований приведены в табл. 19.

Плутоногенные формации

Главные типы, структурное положение и возраст формаций

На своеобразии интрузивных пород Охотского побережья первым обратил внимание Ю.А. Билибин. Позже Е.Т. Шаталовым (1937) сформулировано определение "охотского интрузивного комплекса", пространственно приуроченного к полям развития вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса и обладающего существенными вещественными отличиями от более древнего "кольмского интрузивного комплекса", характерного для Яно-Кольмской складчатой системы мезозойд.

Наиболее полная первая сводка по петрографии и геологии интрузивов охотского комплекса принадлежит Е.К. Устиеву (1949), который подчеркнул, что массивы характеризуются чрезвычайно разнообразными размерами, весьма причудливой формой выходов и обычно неглубоким эрозионным срезом.

Таблица 19

Породы контрастных формаций неустановленного петрографического типа Восточно-Чукотской

	551(6)		552(1)		553(1)		554(2)	
SiO ₂	$\frac{50,44}{4,59}$	52,16	63,28	65,02	66,00	67,01	51,84	53,33
TiO ₂	$\frac{1,58}{0,010}$	1,63	0,76	0,78	0,52	0,53	1,36	1,40
Al ₂ O ₃	$\frac{17,90}{3,59}$	18,51	17,19	17,66	16,18	16,43	17,44	17,94
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,56}{1,76}$	3,68	2,58	2,65	2,96	3,01	2,83	2,91
FeO	$\frac{5,39}{2,03}$	5,57	1,81	1,86	2,00	2,03	6,18	6,36
MnO	$\frac{0,14}{0,0003}$	0,15	0,14	0,14	0,07	0,07	0,16	0,16
MgO	$\frac{4,86}{3,53}$	5,02	0,91	0,93	1,46	1,48	4,20	4,32
CaO	$\frac{7,99}{1,00}$	8,26	2,03	2,09	2,36	2,40	7,99	8,22
Na ₂ O	$\frac{3,96}{1,49}$	4,09	5,51	5,66	3,36	3,41	3,38	3,48
K ₂ O	$\frac{0,93}{0,15}$	0,96	3,12	3,21	3,58	3,63	1,88	1,93
P ₂ O ₅	$\frac{0,46}{0,06}$		0,19		0,12		0,52	
+H ₂ O	$\frac{1,43}{0,66}$		1,22		1,29		1,10	
-H ₂ O	$\frac{0,91}{0,44}$		0,24		0,28		0,80	
a	$\frac{10,63}{8,81}$			16,87		12,44	10,64	
c	$\frac{7,31}{0,97}$			2,50		2,84	6,92	
b	$\frac{20,28}{27,93}$			7,11		10,18	19,53	
s	$\frac{61,78}{7,86}$			73,51		74,55	62,93	
n	$\frac{86,20}{22,86}$			72,86		58,79	73,75	
Q	$\frac{-5,01}{9,90}$			10,77		21,38	-2,33	

Бассейн р. Канчалан: 551 - базальты, 552 - трахиданит, 553 - дацит; Чукотский полуостров: 554 - базальты, 555 - трахибазальт, 556 - андезиты, 557 - трахипарит, 558 - липарито-дациты и липариты.

Интрузивы имеют многофазное строение и состоят из ряда последовательно кристаллизовавшихся пород: габбро - габбро-диориты - диориты - гранодиориты - граниты. Преобладают в этом ряду пород гранодиориты.

В конце 50-х годов В.Т. Матвеев (1957, 1960) предложил выделять еще один самостоятельный "омсукчанский интрузивный комплекс".

На I Северо-Восточном петрографическом совещании (Магадан, 1968 г.) была предпринята попытка широкого эмпирического обобщения всех данных по

фланговой зоны. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

555(1)		556(6)		557(1)		558(4)	
51,37	54,06	$\frac{58,87}{2,46}$	61,07	65,54	67,25	$\frac{69,25}{1,74}$	70,62
1,84	1,94	$\frac{0,78}{0,08}$	0,79	0,32	0,33	$\frac{0,36}{0,01}$	0,36
18,42	19,38	$\frac{17,84}{4,71}$	18,51	15,10	15,49	$\frac{14,36}{1,31}$	14,64
3,10	3,26	$\frac{2,87}{1,15}$	2,98	1,82	1,87	$\frac{1,09}{0,31}$	1,11
4,77	5,02	$\frac{3,26}{1,07}$	3,38	1,77	1,82	$\frac{2,36}{0,23}$	2,41
0,10	0,11	$\frac{0,08}{0,0009}$	0,08	0,03	0,03	$\frac{0,05}{0,0006}$	0,05
2,32	2,44	$\frac{3,17}{3,21}$	3,29	1,15	1,18	$\frac{0,76}{0,12}$	0,77
6,17	6,49	$\frac{3,41}{1,40}$	3,54	3,00	3,08	$\frac{1,76}{0,05}$	1,80
2,70	2,84	$\frac{2,83}{1,31}$	2,94	3,31	3,40	$\frac{4,08}{0,08}$	4,16
4,24	4,46	$\frac{3,29}{0,97}$	3,41	5,42	5,50	$\frac{3,99}{0,31}$	4,07
0,00		$\frac{0,49}{0,11}$		0,00		$\frac{0,16}{0,07}$	
2,72		$\frac{2,33}{0,60}$		0,00		$\frac{0,93}{0,18}$	
0,62		$\frac{0,51}{0,02}$		0,00		$\frac{0,13}{0,03}$	
	13,32	$\frac{11,19}{3,28}$			15,33	$\frac{14,62}{1,25}$	
	6,93	$\frac{4,07}{1,84}$			2,57	$\frac{1,95}{0,38}$	
	13,69	$\frac{16,15}{34,39}$			6,40	$\frac{5,18}{0,67}$	
	66,06	$\frac{68,58}{9,48}$			75,69	$\frac{78,24}{0,53}$	
	49,18	$\frac{55,14}{302,08}$			48,14	$\frac{60,98}{12,18}$	
	-1,45	$\frac{10,68}{0,57}$			18,15	$\frac{25,28}{9,68}$	

магматическим образованиям региона, накопившихся к этому времени в результате проведения геологосъемочных и тематических работ. Согласно выработанной на совещании "Корреляционной схеме" (Гельман и др., 1969; Шпетый и др., 1974), лишь в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяется одиннадцать комплексов интрузивных пород, девять из которых являются полностью или преимущественно гранитоидными, а два - габброидными. При этом типичные интрузивы омуикчанского комплекса, об-

нажающиеся на Балыгычано-Сугойском междуречье, отнесены к магматическим образованиям не Охотско-Чукотского пояса, а Яно-Колымской системы мезозойд. Выделенные комплексы отражают прежде всего естественные группы массивов с близким возрастом становления и одинаковым пространственным и (или) структурным положением. Это было важным вкладом в детализацию представлений об особенностях проявления интрузивного магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако интрузивные комплексы не получили достаточно четкой петрографической и петрохимической характеристики, а также не были рассмотрены в плане их формационной принадлежности и отношения к уже установленной к тому времени тектонической зональности вулканогенного пояса (Белый, Тильман, 1966; Белый, 1968).

Особо следует отметить, что в связи с новыми данными о времени формирования Охотско-Чукотского пояса, о структурной позиции гранитоидов, о латеральных изменениях состава интрузивных пород и последовательности вулканогенных формаций объективное выделение разновозрастных интрузивных комплексов в пределах вулканогенного пояса стало крайне затруднительным как по геологическим, так и по радиологическим данным. В последние годы был проведен анализ общих петрологических особенностей интрузивов (Белый, Миров, 1974), относившихся к охотскому комплексу в широком значении термина (Устиев, 1949; Белый, 1969а). Полученные результаты легли в основу предлагаемой схемы формационного деления интрузивных образований вулканогенного пояса.

На современном этапе исследований представляется возможным разделить гранитоидные комплексы Охотско-Чукотского пояса на три формации (см. рис. 6): I - тоналит-диоритовую (мургальский, тайгоносский, охотский комплексы¹); II - гранодиорит-гранитную (охотский, PROVIDENСКИЙ, канчаланский комплексы); III - сиенито-диорит-щелочногранитную (кавралянский, сеймканский, урацкий, линлинейский, канчаланский комплексы). К первым двум формациям относится подавляющее большинство гранитоидных массивов, принадлежавших охотскому комплексу в том понимании, которое придавали ему Е.К. Устиев (1949) и автор (Белый, 1969а).

В тоналит-диоритовую формацию входят массивы, обнажающиеся во внутренней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов. Массивы, принадлежащие гранодиорит-гранитной формации, находятся во внешней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов и во фланговых зонах вулканогенного пояса. Характерно, что на территорию Центрально-Чукотского сектора ни та, ни другая формация не распространяется. Нижняя возрастная граница интрузивных массивов устанавливается по систематически наблюдаемым активным контактам с вулканитами позднеальбского и альб-сеноманского возраста. Более сложным является вопрос об их верхней возрастной границе.

Анализ рядов вулканогенных формаций во внешней и фланговых зонах, особенности проявлений метаморфизма в вулканических накоплениях в юго-западной части Охотско-Чукотского пояса, наблюдавшиеся М.Л. Гельманом и А.У. Филипповым, и положение гранитоидов в структурах вулканических полей позволяют достаточно уверенно считать, что становление массивов гранодиорит-гранитной формации происходило в интервал времени, отвечающий образованию игнимбритовых (липарит-дацитовая и липаритовая) формаций, и, по-видимому, закончилось к моменту накопления липарит (трахилипарит)-базальтовой формации. Из этого следует, что верхняя возрастная граница гранодиорит-гранитной формации, по-видимому, не изохронна, но интервалы колебания ее весьма невелики.

Вероятно, этим же диапазоном времени следует датировать и становление, большинства массивов тоналит-диоритовой формации, поскольку

¹ В скобках перечислены комплексы из "Корреляционной схемы" (Гельман и др., 1969).

ку апофизы Ичигемского плутона (Пенжинский сектор) внедрены в вулканы кубавеевской голши и не затрагивают более молодую кургучанскую голшу.

В сиенито-диорит-щелочногранитную формацию входят более разнородные интрузивные тела и комплексы, чем в каждую из первых двух формаций. Поэтому не исключено, что при дальнейших исследованиях из ее состава будут выделены ассоциации интрузивных пород в ранге самостоятельных формаций или субформаций. К сиенито-диорит-щелочногранитной формации отнесены мелкие и средних размеров массивы, характеризующиеся обычно повышенной щелочностью и в ряде случаев имеющие интрузивные контакты как с базальтами, завершающими разрез вулканогенного пояса (внутренняя зона Анадырского сектора), так и с массивами гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формаций.

В целом эта формация более молодая, чем интрузивные комплексы первых двух формаций, однако точно возраст ее пока не определен. Вполне вероятно, что в некоторых случаях заключительные фазы гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формаций и ранние фазы сиенито-диорит-щелочногранитной формации по времени совпадали.

Площади, занятые выходами массивов сиенито-диорит-щелочногранитной формации, несравненно меньше, чем первых двух формаций, но ареалы ее развития шире. Они охватывают внутреннюю, внешнюю и фланговые зоны вулканогенного пояса, а также довольно часто встречаются за пределами вулканических полей Охотского сектора (в складчатых структурах мезозой). Кроме того, отдельные массивы этой формации известны в южной части внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора, хотя на остальной его территории их также нет.

В заключение этого общего обзора интрузивных образований необходимо кратко коснуться гипербазитовых тел Чукотского полуострова, которые выделены в матачингайский (серпентиниты, перидотиты) и эргувеевский (перидотиты, серпентиниты, габбро, габбро-диабазы, габбро-порфириты) комплексы (Гельман и др., 1969).

Первый из них распространен лишь в районе залива Креста. Выходы ультраосновных пород размером от 0,5 x 1 до 1 x 3 км вытянуты в северо-северо-западном направлении и, по-видимому, приурочены к единой зоне разломов. Соотношения их с вмещающими породами этелькуёмской свиты не вполне ясны, раннемеловой возраст принят поэтому условно.

Тела эргувеевского комплекса обнажаются на довольно обширной территории к востоку от залива Креста. Они имеют форму штоков (площадью до 1 км²) и даек, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Гипербазиты встречены среди полей этелькуёмской свиты. По данным С.Г. Романовой и В.В. Маркина, они имеют крутые, четко выраженные секущие контакты, и во вмещающих породах вокруг них наблюдаются ореолы биотитизации. Габброиды встречаются чаще среди образований леурваамской свиты. На этом основании комплекс в целом относится к позднему мелу.

В пределах вулканических полей Охотско-Чукотского пояса гипербазиты подобно типу нигде больше не встречены. Относительно их природы можно лишь предположить, что внедрялись они вследствие дробления кристаллического фундамента Эскимосского массива, связанного с теми общими глубинными процессами, которые охватили в позднем мелу всю западную часть Тихоокеанского сегмента планеты. Возможно, их следует ставить в один ряд с такими аномальными явлениями, как позднемеловые меймечиты, лейцитсодержащие базальты и кимберлитоподобные породы в составе эвгеосинклинальных комплексов Камчатки, Филиппин и Соломоновых островов (Марковский, Ротман, 1971; Ротман и др., 1972). Не исключено, что между появлением гипербазитов и ранее отмеченным в некоторых базальтах и андезито-базальтах Чукотского полуострова аномально высоким для вулканогенного пояса содержанием магния (при резко сниженном содержании кальция) существует какая-то взаимосвязь.

*Гранодиорит-гранитная
и тоналит-диоритовая формации*

Гранодиорит-гранитная формация распространена весьма неравномерно. Наиболее широкое развитие она получила в районах Охотского побережья, между р. Наяхан на северо-востоке и р. Кухтуй на западе. Выходы гранитоидов часто имеют площадной характер и составляют более 30% дневной поверхности. Здесь находятся и самые крупные массивы, такие, как Большой Наяханский (75×30 км), Туманский (90×25 км), Верхне-Ямский (45×30 км), Ямский (75×30 км), Нижне-Ольский (65×25 км), Средне-Янский (70×35 км), Средне-Кавинский (70×20 км), Верхне-Кавинский (60×25 км), Инский (75×37 км), Ульбериканский (70×10 км), Нют-Ульбейский (100×40 км). На современной эрозионном уровне вмещающими породами для большинства интрузивов являются вулканогенные образования.

Структурное положение массивов многообразно. Часть из перечисленных выше интрузивов (Ямский, Нижне-Ольский, Средне-Янский, Средне-Кавинский) приурочены к Челомджа-Ямскому магматическому поднятию. Они вытянуты вдоль простиранья этой структуры, на них сохранились обширные участки кровли вулканогенных пород, а в промежутках между крупными выходами интрузивных пород находится большое количество относительно мелких массивов аналогичного состава. Все это дает основание полагать, что наблюдаемые здесь на современном эрозионном уровне разобщенные интрузивы, возможно, являются частями более крупных плутонов (не исключено, что под всем магматогенным поднятием находится единый гранитоидный плутон).

Значительная часть интрузивов образует обрамления крупных отрицательных вулканоструктур. Одни из них имеют форму штоков, другие как бы вклинены между складчатым геосинклинальным комплексом и вулканическими накоплениями. Некоторые массивы слагают ядра купольных структур.

Наконец, многие интрузивы образуют четко выраженные ряды, поперечные к простиранью вулканогенного пояса и выходящие далеко за его пределы в складчатые структуры мезозойд. Крупнейшими являются Наяхан-Коркодонский и Ульбейский ряды. Здесь массивы нередко имеют форму трещинных плутонов, но преобладают батолитоподобные тела.

В Анадырском секторе основная часть интрузивов формации обнажается в сводной части Оконайто-Пеледонского магматогенного поднятия. Это Верхне-Еропольский (110×18 км), Верхне-Оконайтский (45×25 км), Нижне-Яблонский (35×18 км) и Пеледонский (15×12 км) массивы. Расстояние между выходами этих массивов составляет обычно 4-5 км, на них повсеместно отмечаются останцы кровли вулканических накоплений. Поэтому можно предполагать, что перечисленные массивы являются лишь относительно приподнятыми частями единого плутона, протяженность которого ориентировочно оценивается в 170-180 км.

Во внешней зоне Пенжинского сектора к гранодиорит-гранитной формации относятся Усть-Аянкинский (23×10 км) и Верхне-Тылхойский (35×15 км) массивы, а также большое количество относительно мелких (менее 10-15 км в поперечнике) интрузивов в бассейне верхнего течения р. Оклан.

Различные по размеру массивы гранодиорит-гранитной формации обнажаются в обрамлении Ульяновского вулcano-тектонического прогиба. Вмещающими их породами являются вулканыты ульбериканской, реже амкинской свит. К числу наиболее крупных тел относятся Этанджинский (60×45 км) и Тукчинский (25×15 км) плутоны на юго-западном замыкании прогиба, Энкэнский (40×10? км) и Надпорожный (18×12 км) на его юго-восточном крыле, Гырбынский (26×16 км) - на северо-восточном замыкании. В пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны характерные массивы формации - Провиденский (45×30 км), Эргувеемский (40×18 км) и другие - тяготеют к южной периферии вулканических полей.

Петрографический состав гранодиорит-гранитной формации в различных районах вулканогенного пояса достаточно постоянный. Это габбро, габбро-диориты,

диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты (в том числе лейкократовые, иногда субщелочные разновидности), представляющие обычно последовательные интрузивные фазы формирования массивов. С габбро и габбро-диоритами иногда ассоциируют монзониты; совместно с гранодиоритами постоянно встречаются кварцевые монзониты, иногда присутствуют тоналиты. В отдельных случаях (например, Нявленгинская кольцевая структура) в самых поздних лейкократовых гранитах содержатся щелочные минералы — эгирин, рибекит. Появление их, однако, вызвано не повышением общей щелочности, а почти полным отсутствием CaO , резким понижением содержания глинозема (11,1–11,5%) и сильно повышенным содержанием кремнекислоты (76–77,3%).

Количественные соотношения перечисленных пород различны в разных секторах и структурах. Так, например, в Анадырском секторе граниты и лейкократовые граниты составляют не более 5%, диориты и кварцевые диориты отсутствуют или крайне редки. По этим признакам конкретное проявление формации в Анадырском секторе рассматривается как незавершенное. В пределах Охотского и Пенжинского секторов и Западно-Охотской фланговой зоны породы гранитоидного ряда составляют 80–90%, из которых 40–50% приходится на граниты. Диориты и кварцевые диориты хоть и в небольших количествах, но встречаются значительно чаще, чем в Анадырском секторе. В данных случаях формация принадлежит к завершенному типу. Характерной особенностью формации этих районов является и то, что граниты нередко образуют самостоятельные тела больших размеров ($> 300 \text{ км}^2$), постоянно содержат крупные (до 10 км^2) тела — ксенолиты практически всех пород более ранних интрузивных фаз, что может служить доказательством присутствия соответствующих пород в глубинных, не вскрытых эрозией частях массивов. Особенности минерального состава наиболее распространенных пород формации приведены в табл. 20.

Тоналит-диоритовая формация, как и ранее охарактеризованная гранодиорит-гранитная, наиболее распространена в пределах Охотского сектора вулканогенного пояса. Подавляющая часть массивов формации обнажается в магматогенных поднятиях. Они образуют достаточно отчетливо выраженные линейные ряды, подчиненные общему простиранию вулканогенного пояса и иногда расположенные кулисно относительно друг друга. Интрузивы достигают значительных размеров: Ворожейский $65 \times 30 \text{ км}$, Ичигемский $110 \times 15 \text{ км}$, Восточно-Тайгоносский $210 \times 25 \text{ км}$, Среднинский $60 \times 35 \text{ км}$, Магаданский $55 \times 40 \text{ км}$.

Поскольку форма массивов была охарактеризована ранее при специальном описании магматогенных поднятий, ниже будут отмечены лишь самые существенные особенности строения некоторых наиболее типичных из них. Так, по данным Г.Е. Некрасова (1968, 1972), подробно исследовавшего юго-западную половину Восточно-Тайгоносского массива, форма его меняется по простиранию от трещинного плутона в бассейне р. Кенгевеем (средняя часть массива) к синтетектоническому факолиту на его юго-западном окончании. На современном эрозионном срезе, обнажаются, по-видимому, разные зоны глубин становления интрузива, ориентировочно отвечающие интервалу от 7–8 до 1–1,5 км. Ичигемский плутон представляет собой плоское тело протяженностью более 100 км, толщиной 10–20 км, с крутыми стенками и сравнительно ровной кровлей (видимые амплитуды погружения кровли составляют 600–700 м). Одним из наиболее изученных массивов является Магаданский батолит. Относительно его формы наиболее интересное суждение высказано Л.В. Фирсовым (1960), который охарактеризовал его как "гигантский сфенолит", залегающий между позднемезозойскими субэвральными вулканогенными толщами и комплексом более древних образований.

В строении многофазных плутонов формации, как правило, устанавливается следующий ряд пород (от древних к молодым): габбро и габбро-диориты — диориты — кварцевые диориты — тоналиты — плагิโอграниты и граниты — лейкократовые граниты. Преобладают (около 80% площади массивов) тоналиты и кварцевые диориты. В северо-западной части Восточно-Тайгоносского массива и в Магаданском массиве развиты гранодиориты и граниты, что связано с некоторым относительным увеличением содержания калия. Кроме того, в Мага-

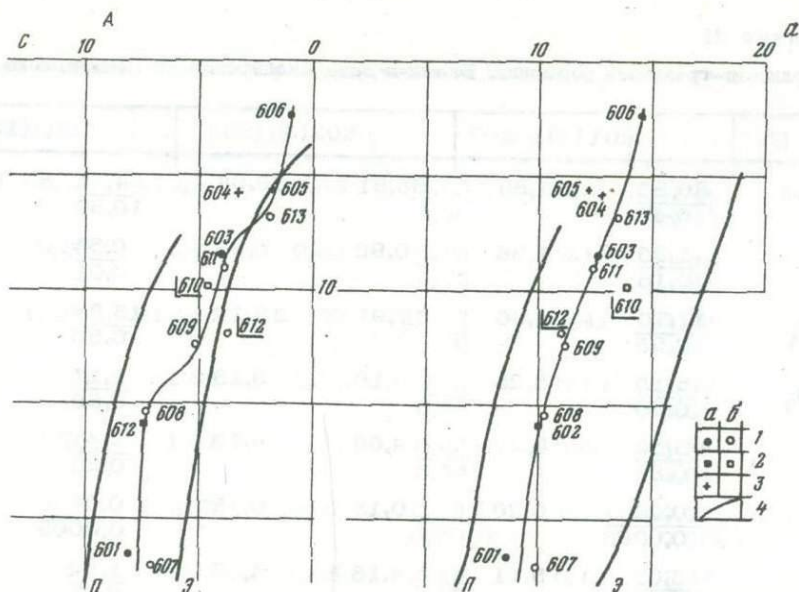
данском интрузиве наблюдается уменьшение количества кварцевых диоритов, диоритов и тоналитов, обусловленное появлением здесь уже отмеченных гранитов и гранодиоритов. Одновременно в Челомджа-Ямском поднятии (внешняя зона) увеличивается, в сравнении с другими районами развития гранодиорит-гранитной формации, количество гранодиоритов и кварцевых диоритов. Таким образом, между гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формациями, по-видимому, могут иметь место постепенные латеральные переходы.

Характеристика минерального состава пород тоналит-диоритовой формации, наиболее распространенных во внутренней зоне вулканогенного пояса, и сравнение их с составом пород гранодиорит-гранитной формации даны в табл. 20.

Таблица 20 Минеральный состав пород ранних интрузивных комплексов

Гранодиорит-гранитная формация		Тоналит-диоритовая формация	
Порода	Минеральный состав	Порода	Минеральный состав
Габбро, габбро-диорит	Пл №70-55 (50-60%) + мПи (5-20%) + Рог ₄₀ (5-25%) + Би (5-10%) + Кв, Орт (ед. зерна)	Габбро, габбро-диорит	Пл №75-65 (55-60%) + мПи (35-40%) + рПи (5-10%) + Ол (до 5%)
Кварцевый диорит, диорит	Пл №54-30 (40-50%) + Кв (5-15%) + Рог ₄₂ (10-20%) + Би ₄₅₋₅₀ (5-10%) + Орт (5-7%)	Кварцевый диорит, диорит	Пл №50-24 (55-65%) + Кв (1-10%) + Рог ₁₈ ₄₀₋₄₅ (30-20%) + Би ₄₂₋₄₄ (2-5%) + Орт (ед. зерна)
Гранодиорит	Пл №50-28 (35-45%) + Орт (15-25%) + Кв (18-20%) + Рог ₉ ₄₄ (5-10%) + Би ₁₂₋₁₉ ₄₉₋₅₅ (2-9%)	Тоналит	Пл №38-20 (50-60%) + Орт (5%) + Кв (15-25%) + Рог ₁₅ ₄₀ (5-15%) + Би ₁₄₋₁₈ ₄₃₋₄₇ (5-10%)
Адамеллит	Пл №45-24 (25-30%) + Орт (20-35%) + Кв (22-25%) + Би ₁₈₋₁₉ ₆₅ (3-10%) + Рог ₁₂ ₄₅ (1-7%)	Плаггиогранит	Пл №24-18 (45-50%) + Орт (10-15%) + Кв (30-35%) + Би ₅₀₋₅₅ (5%) + Рог ₄₈ (1-5%)
Гранит	Пл №34-20 (20-35%) + Орт (30-35%) + Кв (25-30%) + Би ₁₉₋₂₁ ₆₀₋₇₀ (5-7%) + Рог ₄₇₋₃₀ (1-3%)		
Лейкократовый гранит	Пл №24-12 (15-30%) + Орт (40-45%) + Кв (30-38%) + Би ₇₀ (3%)	Лейкократовый гранит	Пл №15-10 (30-40%) + Орт (20-25%) + Кв (30-35%) + Би ₂₁ ₇₆ (3-5%) + Рог (ед. зерна)

Пл №70-55 - плагиоклаз и его номер; Орт - каликатровый полевой шпат; Кв - кварц; Ол - оливин; мПи - моноклинный пироксен; рПи - ромбический пироксен; Рог₄₄ - роговая обманка (цифры вверху - глиноземистость, внизу - железистость; если цифры только внизу - определялась одна железистость); Би₁₂₋₁₉₄₉₋₅₅ - биотит (цифры - то же, что и у роговой обманки); (50-60%) - процентное содержание минерала.



SiO ₂	a				b				c					
	6	10	12	16	5	9	13	17	21	25	29	2	6	10
< 55	601 607	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55-58	608	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
58-63	609	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
63-68	603 611 612	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
68-73	613	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
> 73	606	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

б

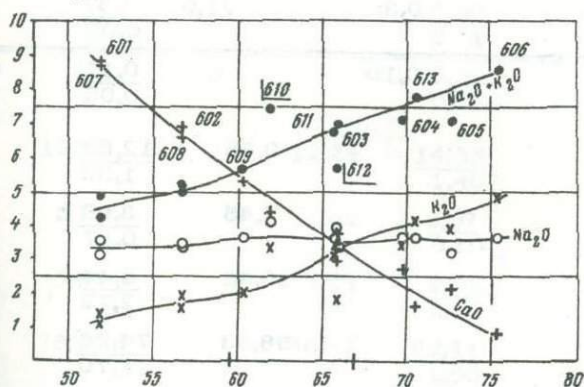


Рис. 15. Гранодиорит-гранитная формация Анадырского и Пенжинского секторов

А - диаграмма А.Н. Заваршкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 21; (610 - знак показывает, что значения не учитывались при нанесении вариационных линий); а - Анадырский, б - Пенжинский секторы; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Таблица 21

Гранодиорит-гранитная формация. Внешняя зона Анадырского и Пенжинского секторов.

	601 (6)		602(3)		603(13)	
SiO ₂	<u>50,82</u> 0,47	51,86	55,81	56,68	<u>64,74</u> 10,50	65,92
TiO ₂	<u>1,35</u> 0,16	1,38	0,92	0,93	<u>0,55</u> 0,01	0,56
Al ₂ O ₃	<u>17,70</u> 2,65	18,06	17,91	18,19	<u>15,94</u> 0,96	16,23
Fe ₂ O ₃	<u>5,15</u> 0,20	5,25	3,10	3,15	<u>2,17</u> 0,88	2,21
FeO	<u>5,12</u> 0,88	5,22	4,66	4,73	<u>2,41</u> 0,25	2,45
MnO	<u>0,20</u> 0,0003	0,20	0,15	0,15	<u>0,07</u> 0,0008	0,07
MgO	<u>5,01</u> 0,69	5,11	4,18	4,25	<u>1,72</u> 0,08	1,75
CaO	<u>8,66</u> 1,59	8,84	6,77	6,88	<u>3,69</u> 0,11	3,76
Na ₂ O	<u>3,08</u> 0,06	3,14	3,41	3,46	<u>3,41</u> 0,28	3,47
K ₂ O	<u>1,04</u> 0,06	1,06	1,55	1,57	<u>3,51</u> 0,21	3,57
P ₂ O ₅	<u>0,31</u> 0,03		0,20		<u>0,10</u> 0,009	
+H ₂ O	<u>0,84</u> 0,33		0,32		<u>0,37</u> 0,09	
-H ₂ O	<u>0,61</u> 0,34		0,10		<u>0,11</u> 0,05	
a	<u>8,66</u> 0,79			9,88	<u>12,63</u> 1,32	
c	<u>8,09</u> 1,24			7,45	<u>3,98</u> 0,17	
b	<u>21,63</u> 11,98			15,93	<u>8,43</u> 2,72	
s	<u>61,63</u> 4,62			66,63	<u>74,96</u> 1,70	
n	<u>81,98</u> 9,10			76,55	<u>59,61</u> 30,50	
q	<u>-2,15</u> 13,26			5,84	<u>20,70</u> 12,38	

Как следует из этой таблицы, между группами пород диоритов - гранитов обеих формаций имеются определенные петрографические различия, проявляющиеся прежде всего в количественных отношениях полевых шпатов, в составе плагиоклазов и отчасти темноцветных минералов. Так, породы тоналит-диоритовой формации являются существенно плагиоклазовыми; в гранитах содержание калинатрового полевого шпата, за исключением самых поздних лейкократовых гранитов, обычно не превышает 10-15%. Плагиоклаз в них постоянно несколько

Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заваришкому

604(1)		605(1)		606(4)		607(5)	
68,93	66,77	72,30	72,58	$\frac{75,08}{2,60}$	75,29	$\frac{51,28}{10,62}$	51,85
0,39	0,39	0,80	0,80	$\frac{0,16}{0,05}$	0,16	$\frac{1,53}{0,59}$	1,55
15,26	15,45	12,24	12,29	$\frac{13,37}{0,50}$	13,41	$\frac{18,19}{0,60}$	18,39
1,83	1,85	2,65	2,66	$\frac{0,74}{0,65}$	0,74	$\frac{3,02}{3,56}$	3,05
1,28	1,30	1,67	1,68	$\frac{0,80}{0,14}$	0,80	$\frac{5,86}{2,01}$	5,92
0,07	0,07	0,07	0,07	$\frac{0,03}{0,0006}$	0,03	$\frac{0,16}{0,0003}$	0,16
1,28	1,30	0,65	0,65	$\frac{0,18}{0,01}$	0,18	$\frac{5,44}{11,84}$	5,50
2,72	2,75	2,18	2,19	$\frac{0,83}{0,25}$	0,84	$\frac{8,57}{7,52}$	8,66
3,64	3,68	3,18	3,19	$\frac{3,66}{0,35}$	3,68	$\frac{3,50}{0,09}$	3,54
3,39	3,43	3,88	3,89	$\frac{4,87}{0,50}$	4,89	$\frac{1,38}{0,31}$	1,39
0,11		0,00		$\frac{0,03}{0,001}$		$\frac{0,66}{0,35}$	
0,41		0,16		$\frac{0,20}{0,01}$		$\frac{0,31}{0,18}$	
0,30		0,00		$\frac{0,20}{0,05}$		$\frac{0,07}{0,02}$	
	12,83		12,24	$\frac{14,53}{1,40}$		$\frac{9,95}{2,36}$	
	3,28		1,82	$\frac{0,97}{0,10}$		$\frac{7,07}{0,42}$	
	5,85		5,61	$\frac{2,39}{2,10}$		$\frac{22,12}{38,08}$	
	78,04		80,32	$\frac{82,11}{1,50}$		$\frac{60,86}{17,91}$	
	62,01		55,47	$\frac{53,03}{58,60}$		$\frac{79,90}{52,51}$	
	27,14		34,34	$\frac{34,20}{10,10}$		$\frac{-5,26}{29,53}$	

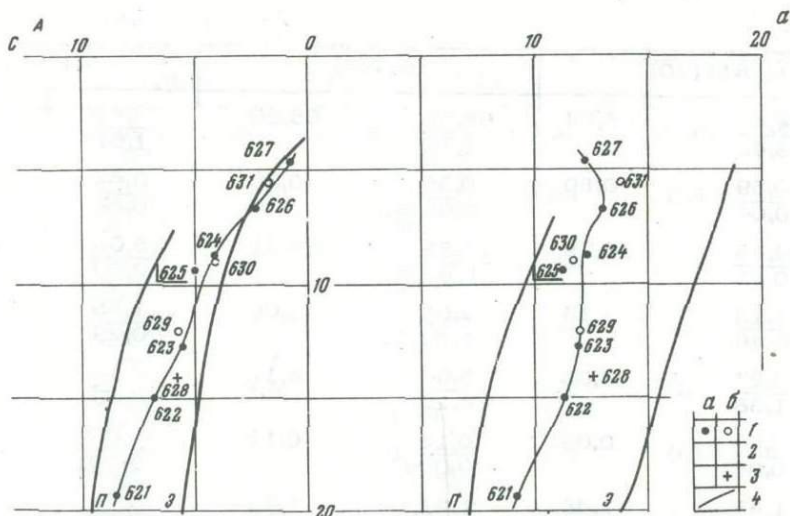
ко более кислый, а биотит - менее железистый, чем в аналогичных по кремнекислотности породах гранодиорит-гранитной формации. Выявляются также определенные отличия и между габбро, распространенными во внешней и внутренней зонах. Габбро во внешней зоне (гранодиорит-гранитная формация) обычно лейкократовое, существенно амфиболовое, с постоянной примесью кварца, калинагрового полевого шпата и биотита. Во внутренней зоне это бескварцевое габбро, габбро-норит, часто оливиновое габбро.

Таблица 21 (окончание)

	608(4)		609(11)		610(3)	
SiO ₂	<u>55,64</u> 2,45	56,66	<u>58,89</u> 2,45	60,32	60,99	61,92
TiO ₂	<u>1,19</u> 0,004	1,21	<u>0,91</u> 0,02	0,93	0,83	0,84
Al ₂ O ₃	<u>17,97</u> 0,08	18,30	<u>17,26</u> 0,50	17,68	17,01	17,27
Fe ₂ O ₃	<u>2,215</u> 0,33	2,25	<u>2,36</u> 1,40	2,42	2,11	2,14
FeO	<u>5,87</u> 1,07	5,98	<u>4,75</u> 1,78	4,87	3,97	4,03
MnO	<u>0,16</u> 0,0002	0,16	<u>0,14</u> 0,0008	0,14	0,14	0,14
MgO	<u>3,60</u> 0,16	3,67	<u>2,58</u> 0,32	2,64	1,88	1,91
CaO	<u>6,44</u> 0,15	6,56	<u>5,17</u> 0,30	5,30	4,28	4,35
Na ₂ O	<u>3,23</u> 0,34	3,29	<u>3,58</u> 0,25	3,67	4,03	4,09
K ₂ O	<u>1,93</u> 0,39	1,97	<u>1,99</u> 0,60	2,04	3,26	3,31
P ₂ O ₅	<u>0,12</u> 0,06		<u>0,11</u> 0,01		0,19	
+H ₂ O	<u>0,195</u> 0,06		<u>0,28</u> 0,15		0,85	
-H ₂ O	<u>0,275</u> 0,236		<u>0,02</u> 0,01		0,17	
a	<u>10,29</u> 4,03		<u>11,17</u> 2,40			13,91
c	<u>7,29</u> 1,08		<u>6,14</u> 0,90			4,64
b	<u>15,42</u> 1,54		<u>12,38</u> 4,75			9,86
s	<u>66,99</u> 0,07		<u>70,31</u> 2,15			71,59
n	<u>72,23</u> 10,00		<u>73,34</u> 45,80			65,32
Q	<u>6,11</u> 7,29		<u>12,11</u> 8,90			10,71

Анадырский сектор: 601 - габбро, 602 - диориты, 603 - гранодиориты и кварцевые монзониты, 604 - адалеллиты, 605 - гранит, 606 - лейкократовые граниты; Пенжинский сектор: 607 - габбро и габбро-диориты, 608 - диориты, 609 - кварцевые диориты, 610 - монцо-диориты, 611 - гранодиориты и кварцевые монзониты, 612 - тоналиты, 613 - граниты и адалеллиты.

611(20)		612(5)		613(11)	
<u>64,43</u>	65,74	<u>64,25</u>	65,80	<u>69,45</u>	70,51
3,43		1,76		1,61	
<u>0,59</u>	0,60	<u>0,55</u>	0,56	<u>0,42</u>	0,42
0,04		0,03		0,01	
<u>16,45</u>	16,79	<u>15,83</u>	16,21	<u>15,00</u>	15,23
0,91		0,93		0,69	
<u>1,13</u>	1,15	<u>2,03</u>	2,08	<u>1,55</u>	1,57
0,46		1,72		0,29	
<u>3,97</u>	4,05	<u>5,00</u>	5,12	<u>2,10</u>	2,13
1,38		6,22		0,66	
<u>0,09</u>	0,09	<u>0,12</u>	0,12	<u>0,06</u>	0,06
0,001		0,004		0,001	
<u>1,45</u>	1,48	<u>1,41</u>	1,44	<u>0,70</u>	0,71
0,39		0,22		0,14	
<u>3,28</u>	3,35	<u>2,85</u>	2,92	<u>1,61</u>	1,63
0,74		1,70		0,33	
<u>3,55</u>	3,62	<u>3,83</u>	3,92	<u>3,60</u>	3,65
0,14		0,70		0,61	
<u>3,08</u>	3,14	<u>1,78</u>	1,82	<u>4,07</u>	4,13
0,38		0,26		0,27	
<u>0,17</u>		<u>0,22</u>		<u>0,07</u>	
0,006		0,0007		0,006	
<u>0,37</u>		<u>0,10</u>		<u>0,19</u>	
0,20		0,02		0,05	
<u>0,01</u>		<u>0,04</u>		<u>0,04</u>	
0,001		0,003		0,009	
<u>12,38</u>		<u>11,01</u>		<u>13,56</u>	
0,82		6,10		3,30	
<u>3,94</u>		<u>3,73</u>		<u>1,91</u>	
1,33		0,46		0,48	
<u>9,03</u>		<u>11,87</u>		<u>6,81</u>	
3,76		6,77		6,89	
<u>74,29</u>		<u>73,39</u>		<u>77,73</u>	
1,41		0,65		1,56	
<u>63,73</u>		<u>76,79</u>		<u>56,83</u>	
34,89		3,96		48,25	
<u>19,87</u>		<u>21,04</u>		<u>26,43</u>	
12,68		21,93		10,01	



SiO ₂		α				β						γ				
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
<55	621	---														
55-58	622	---														
58-63	623	---														
	629	---														
63-68	624	---														
	625	---														
	630	---														
68-73	626	---														
	631	---														
>73	627	---														

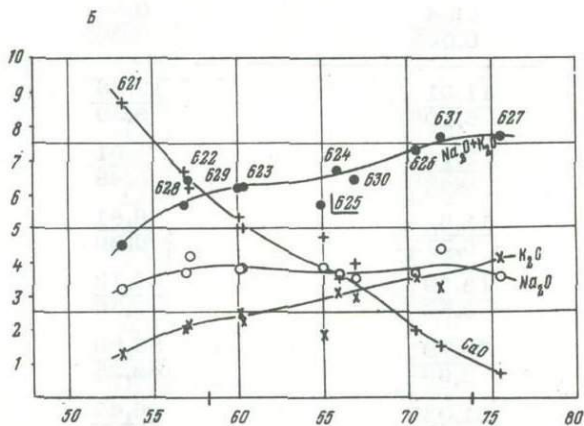
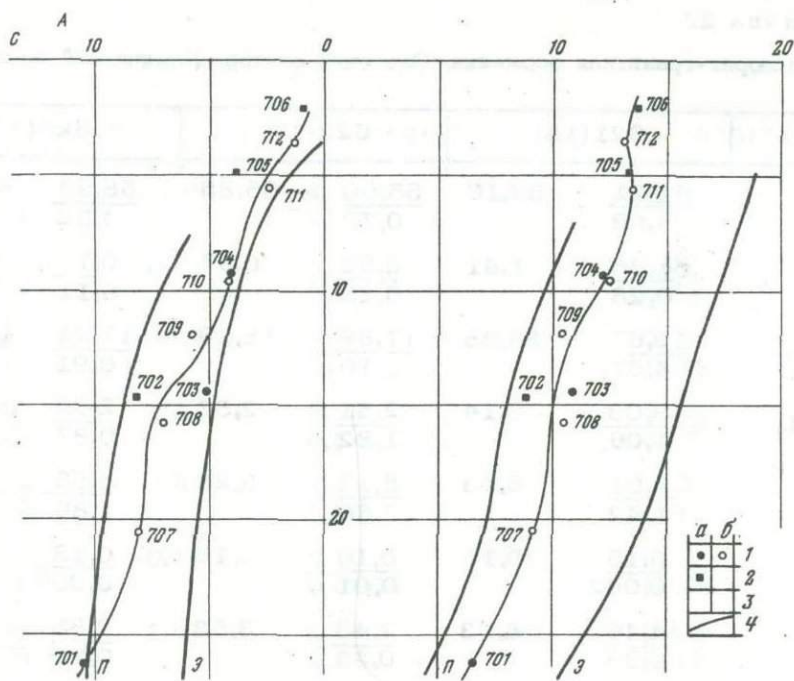


Рис. 16. Гранодиорит-гранитная формация Охотского сектора

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 22 (625 - знак показывает, что значения не учитывались при нанесении вариационных линий); а - массивы за пределами Челомджа-Ямского поднятия, б - массивы Челомджа-Ямского поднятия, 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O+K₂O, CaO-SiO₂



SiO ₂		а				б					в					
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
< 55	701	-----														
	707	-----														
55 - 58	708	-----														
	703	-----														
58 - 63	709	-----														
	704	-----														
63 - 68	710	-----														
	711	-----														
68 - 73	712	-----														
> 73		-----														

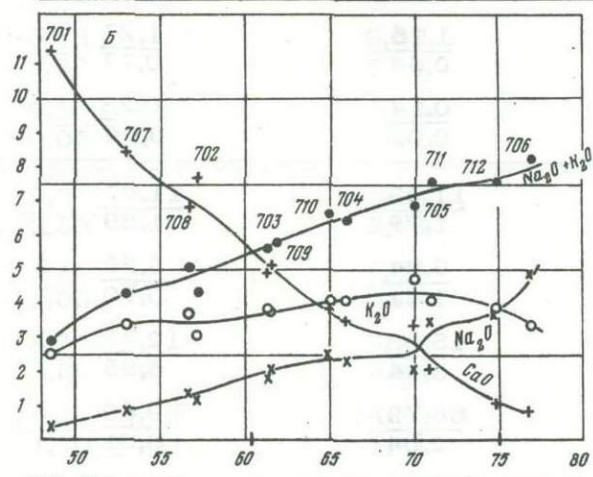


Рис. 17. Тоналит-диоритовая формация Анадырского и Пенжинского секторов

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 24; а - Анадырский, б - Пенжинский секторы; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Таблица 22

Гранодиорит-гранитная формация. Охотский сектор. Химический состав и

	621(18)		622(12)		623(41)	
SiO ₂	<u>51,21</u> 4,69	53,16	<u>55,60</u> 0,77	56,85	<u>58,98</u> 4,52	60,34
TiO ₂	<u>1,36</u> 0,28	1,41	<u>0,95</u> 0,13	0,97	<u>0,77</u> 0,11	0,79
Al ₂ O ₃	<u>18,67</u> 4,87	19,38	<u>17,89</u> 1,10	18,29	<u>17,21</u> 0,91	17,61
Fe ₂ O ₃	<u>3,03</u> 1,06	3,14	<u>2,51</u> 1,82	2,57	<u>2,26</u> 0,87	2,31
FeO	<u>6,01</u> 1,42	6,23	<u>5,15</u> 2,60	5,26	<u>4,55</u> 1,86	4,66
MnO	<u>0,15</u> 0,002	0,15	<u>0,16</u> 0,01	0,16	<u>0,13</u> 0,009	0,13
MgO	<u>4,46</u> 4,38	4,63	<u>3,45</u> 0,33	3,53	<u>2,85</u> 0,90	2,92
CaO	<u>8,38</u> 1,39	8,70	<u>6,54</u> 0,99	6,69	<u>4,93</u> 0,78	5,04
Na ₂ O	<u>3,11</u> 0,18	3,22	<u>3,63</u> 0,29	3,71	<u>3,76</u> 0,41	3,85
K ₂ O	<u>1,30</u> 0,30	1,34	<u>1,99</u> 0,35	2,03	<u>2,30</u> 0,31	2,35
P ₂ O ₅	<u>0,36</u> 0,20		<u>0,32</u> 0,06		<u>0,48</u> 0,99	
+H ₂ O	<u>1,41</u> 0,93		<u>1,15</u> 0,69		<u>1,27</u> 0,77	
-H ₂ O	<u>0,19</u> 0,05		<u>0,14</u> 0,02		<u>0,23</u> 0,04	
a	<u>9,25</u> 1,45		<u>11,33</u> 1,79		<u>11,97</u> 1,89	
c	<u>8,54</u> 3,93		<u>6,84</u> 1,21		<u>5,57</u> 0,70	
b	<u>19,35</u> 20,29		<u>15,03</u> 5,64		<u>12,77</u> 5,85	
s	<u>62,86</u> 9,49		<u>66,79</u> 2,04		<u>69,69</u> 3,91	
n	<u>78,83</u> 62,46		<u>73,50</u> 48,57		<u>71,15</u> 50,07	
Q	<u>-1,31</u> 27,51		<u>4,06</u> 6,42		<u>9,81</u> 20,55	

числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

624(45)		625(8)		626(71)	
$\frac{65,11}{1,88}$	65,95	$\frac{64,44}{1,86}$	65,09	$\frac{69,83}{2,70}$	70,49
$\frac{0,54}{0,03}$	0,55	$\frac{0,55}{0,02}$	0,55	$\frac{0,37}{0,02}$	0,37
$\frac{16,11}{0,91}$	16,32	$\frac{16,29}{0,39}$	16,45	$\frac{15,22}{0,60}$	15,36
$\frac{1,59}{0,60}$	1,61	$\frac{0,99}{0,54}$	1,00	$\frac{1,19}{0,65}$	1,20
$\frac{3,54}{1,60}$	3,59	$\frac{4,51}{3,06}$	4,56	$\frac{2,29}{0,67}$	2,31
$\frac{0,10}{0,01}$	0,10	$\frac{0,10}{0,0004}$	0,10	$\frac{0,07}{0,001}$	0,07
$\frac{1,64}{0,30}$	1,66	$\frac{1,84}{0,21}$	1,86	$\frac{0,86}{0,25}$	0,87
$\frac{3,47}{0,56}$	3,52	$\frac{4,66}{1,25}$	4,71	$\frac{1,98}{0,60}$	1,99
$\frac{3,59}{0,40}$	3,64	$\frac{3,83}{0,23}$	3,87	$\frac{3,68}{0,50}$	3,72
$\frac{3,03}{0,50}$	3,07	$\frac{1,85}{0,10}$	1,87	$\frac{3,57}{0,45}$	3,61
$\frac{0,10}{0,02}$		$\frac{0,32}{0,10}$		$\frac{0,12}{0,02}$	
$\frac{0,73}{0,30}$		$\frac{0,62}{0,46}$		$\frac{0,55}{0,25}$	
$\frac{0,16}{0,03}$		$\frac{0,12}{0,02}$		$\frac{0,10}{0,01}$	
$\frac{12,34}{2,50}$		$\frac{11,21}{2,04}$		$\frac{13,00}{2,80}$	
$\frac{4,16}{1,00}$		$\frac{5,04}{0,49}$		$\frac{2,30}{0,82}$	
$\frac{8,75}{3,60}$		$\frac{9,39}{3,29}$		$\frac{6,77}{3,80}$	
$\frac{74,75}{1,70}$		$\frac{74,36}{1,78}$		$\frac{77,91}{1,70}$	
$\frac{64,07}{40,10}$		$\frac{75,97}{3,48}$		$\frac{60,78}{52,10}$	
$\frac{20,66}{11,10}$		$\frac{21,25}{11,90}$		$\frac{27,54}{13,40}$	

Таблица 22 (окончание)

	627(104)		628(1)		629(4)	
SiO ₂	<u>74,80</u> 1,95	75,50	56,97	57,73	<u>59,92</u> 3,50	60,70
TiO ₂	<u>0,19</u> 0,09	0,19	1,00	1,01	<u>0,84</u> 0,10	0,84
Al ₂ O ₃	<u>13,14</u> 0,10	13,26	17,66	17,90	<u>17,22</u> 0,40	17,45
Fe ₂ O ₃	<u>0,86</u> 0,30	0,87	2,54	2,57	<u>2,48</u> 0,25	2,51
FeO	<u>1,40</u> 0,60	1,41	4,96	5,03	<u>3,44</u> 0,70	3,49
MnO	<u>0,05</u> 0,01	0,05	0,16	0,16	<u>0,07</u> 0,001	0,07
MgO	<u>0,25</u> 0,06	0,25	2,91	2,95	<u>3,32</u> 0,11	3,36
CaO	<u>0,75</u> 0,23	0,76	6,16	6,24	<u>5,24</u> 0,20	5,31
Na ₂ O	<u>3,55</u> 0,60	3,59	4,12	4,18	<u>3,75</u> 0,05	3,80
K ₂ O	<u>4,08</u> 0,48	4,12	2,20	2,23	<u>2,43</u> 0,15	2,46
P ₂ O ₅	<u>0,06</u> 0,01		0,37		<u>0,23</u> 0,03	
+H ₂ O	<u>0,37</u> 0,19		1,32		<u>0,50</u> 0,30	
-H ₂ O	<u>0,09</u> 0,01		0,00		<u>0,20</u> 0,15	
a	<u>12,20</u> 2,60			12,60	<u>12,01</u> 0,95	
c	<u>0,89</u> 0,35			5,85	<u>5,74</u> 0,20	
b	<u>4,65</u> 4,10			14,14	<u>12,09</u> 2,30	
s	<u>81,48</u> 1,40			67,41	<u>70,16</u> 2,30	
n	<u>56,17</u> 56,90			74,00	<u>70,25</u> 12,45	
q	<u>36,10</u> 14,10			3,76	<u>10,56</u> 15,63	

Породы массивов, находящихся за пределами Челомджа-Ямского поднятия: 621 - габбро-диориты и габбро, 622 - диориты, 623 - кварцевые диориты, 624 - гранодиориты и кварцевые монциты, 625 -

630(4)		631(5)	
66,09	66,96	71,28	72,00
<u>2,12</u>		<u>5,99</u>	
0,47	0,48	0,29	0,29
<u>0,01</u>		<u>0,009</u>	
16,26	16,47	14,78	14,93
<u>1,91</u>		<u>0,42</u>	
2,38	2,41	1,35	1,36
<u>1,96</u>		<u>0,28</u>	
2,36	2,39	1,54	1,55
<u>0,93</u>		<u>0,38</u>	
0,08	0,08	0,04	0,04
<u>0,001</u>		<u>0,0001</u>	
0,87	0,88	0,63	0,64
<u>1,13</u>		<u>0,01</u>	
3,90	3,95	1,56	1,57
<u>0,14</u>		<u>0,79</u>	
3,47	3,52	4,33	4,37
<u>0,39</u>		<u>0,18</u>	
2,90	2,94	3,28	3,31
<u>0,22</u>		<u>0,02</u>	
0,06		0,09	
<u>0,005</u>		<u>0,002</u>	
0,34		0,37	
<u>0,20</u>		<u>0,32</u>	
0,27		0,22	
<u>0,24</u>		<u>0,19</u>	
11,75		13,83	
<u>2,37</u>		<u>0,96</u>	
4,10		1,73	
<u>0,17</u>		<u>1,14</u>	
9,03		5,62	
<u>2,42</u>		<u>1,17</u>	
75,08		78,81	
<u>2,62</u>		<u>1,08</u>	
64,32		66,63	
<u>30,66</u>		<u>5,33</u>	
22,47		28,23	
<u>31,01</u>		<u>15,80</u>	

тоналиты, 626 - граниты и адамеллиты, 627 - лейкократовые граниты; породы, слагающие массивы Челомджа-Ямского поднятия: 628 - диорит, 629 - кварцевые диориты, 630 - гранодиориты, 631 - граниты.

Таблица 23

Гранодиорит-гранитная формация Западно-Охотской и Восточно-Чукотской фланговых

	641(8)		642(1)		643(3)	
SiO ₂	$\frac{49,47}{7,70}$	50,71	55,06	55,63	60,48	61,31
TiO ₂	$\frac{1,30}{0,12}$	1,33	1,50	1,52	0,73	0,74
Al ₂ O ₃	$\frac{18,82}{3,55}$	19,29	20,60	20,81	17,32	17,56
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,20}{1,50}$	3,28	2,02	2,04	3,06	3,10
FeO	$\frac{5,53}{0,90}$	5,67	5,34	5,40	3,15	3,19
MnO	$\frac{0,18}{0,002}$	0,18	0,19	0,19	0,12	0,12
MgO	$\frac{4,82}{1,80}$	4,94	2,41	2,44	2,83	2,87
CaO	$\frac{10,69}{5,80}$	10,96	8,33	8,42	5,68	5,76
Na ₂ O	$\frac{2,79}{1,00}$	2,86	2,98	3,01	3,32	3,37
K ₂ O	$\frac{0,75}{0,03}$	0,77	0,54	0,55	1,96	1,99
P ₂ O ₅	$\frac{0,29}{0,04}$		0,17		0,18	
+H ₂ O	$\frac{0,75}{1,03}$		0,81		0,54	
-H ₂ O	$\frac{0,23}{0,04}$		0,24		0,08	
<i>a</i>	$\frac{7,72}{6,40}$			7,97		9,75
<i>c</i>	$\frac{9,61}{7,80}$			10,97		6,37
<i>b</i>	$\frac{21,65}{3,75}$			11,92		10,40
<i>s</i>	$\frac{61,02}{6,70}$			69,13		73,47
<i>n</i>	$\frac{83,48}{32,70}$			88,99		72,00
<i>Q</i>	$\frac{-18,22}{400,40}$			11,36		21,08

зон. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заваришкому

644(5)		645(30)		646(32)	
$\frac{64,45}{2,30}$	65,17	$\frac{70,39}{2,43}$	71,10	$\frac{74,45}{2,11}$	75,05
$\frac{0,58}{0,01}$	0,59	$\frac{0,33}{0,01}$	0,33	$\frac{0,18}{0,005}$	0,18
$\frac{16,68}{0,40}$	16,87	$\frac{15,57}{0,99}$	15,73	$\frac{13,69}{0,65}$	13,83
$\frac{2,47}{0,27}$	2,50	$\frac{1,29}{0,47}$	1,30	$\frac{1,05}{0,16}$	1,06
$\frac{2,20}{0,17}$	2,22	$\frac{1,42}{0,33}$	1,43	$\frac{0,85}{0,42}$	0,86
$\frac{0,08}{0,001}$	0,08	$\frac{0,09}{0,006}$	0,09	$\frac{0,03}{0,0004}$	0,03
$\frac{2,17}{0,21}$	2,19	$\frac{0,76}{0,12}$	0,76	$\frac{0,37}{0,09}$	0,37
$\frac{4,37}{0,41}$	4,42	$\frac{2,19}{0,84}$	2,21	$\frac{0,84}{0,23}$	0,85
$\frac{3,04}{0,27}$	3,07	$\frac{3,54}{0,63}$	3,58	$\frac{3,83}{0,17}$	3,87
$\frac{2,86}{0,34}$	2,89	$\frac{3,68}{0,64}$	3,72	$\frac{4,00}{0,41}$	4,04
$\frac{0,13}{0,007}$		$\frac{0,09}{0,004}$		$\frac{0,06}{0,004}$	
$\frac{0,67}{0,04}$		$\frac{0,49}{0,13}$		$\frac{0,40}{0,05}$	
$\frac{0,16}{0,03}$		$\frac{0,14}{0,01}$		$\frac{0,13}{0,02}$	
$\frac{10,38}{3,87}$		$\frac{12,81}{2,50}$		$\frac{13,62}{1,05}$	
$\frac{4,99}{0,45}$		$\frac{2,54}{1,01}$		$\frac{0,94}{0,32}$	
$\frac{8,75}{9,07}$		$\frac{6,28}{2,88}$		$\frac{4,35}{2,35}$	
$\frac{75,88}{109,53}$		$\frac{78,37}{1,65}$		$\frac{81,09}{1,54}$	
$\frac{61,67}{56,02}$		$\frac{58,03}{95,53}$		$\frac{59,39}{31,54}$	
$\frac{14,81}{288,90}$		$\frac{28,59}{13,05}$		$\frac{34,00}{8,55}$	

Таблица 23 (продолжение)

	647(11)		648(7)		649(5)	
SiO ₂	$\frac{50,96}{2,79}$	52,54	$\frac{56,03}{3,40}$	57,52	$\frac{64,15}{3,40}$	65,59
TiO ₂	$\frac{1,13}{1,12}$	1,16	$\frac{0,74}{0,01}$	0,76	$\frac{0,55}{0,005}$	0,56
Al ₂ O ₃	$\frac{18,64}{2,28}$	19,22	$\frac{17,89}{2,01}$	18,37	$\frac{16,87}{0,35}$	17,25
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,65}{0,32}$	4,79	$\frac{4,12}{1,72}$	4,23	$\frac{2,55}{0,20}$	2,61
FeO	$\frac{4,34}{0,67}$	4,47	$\frac{3,35}{1,07}$	3,44	$\frac{1,67}{0,20}$	1,71
MnO	$\frac{0,14}{0,001}$	0,14	$\frac{0,12}{0,001}$	0,12	$\frac{0,11}{0,002}$	0,11
MgO	$\frac{5,89}{5,60}$	6,07	$\frac{4,18}{2,17}$	4,29	$\frac{1,92}{0,60}$	1,96
CaO	$\frac{6,48}{5,59}$	6,68	$\frac{5,95}{3,10}$	6,11	$\frac{2,87}{0,55}$	2,93
Na ₂ O	$\frac{3,15}{0,35}$	3,25	$\frac{3,25}{0,53}$	3,34	$\frac{3,98}{0,12}$	4,07
K ₂ O	$\frac{1,63}{0,71}$	1,68	$\frac{1,83}{0,65}$	1,88	$\frac{3,21}{0,60}$	3,28
P ₂ O ₅	$\frac{0,34}{0,11}$		$\frac{0,20}{0,02}$		$\frac{0,22}{0,0008}$	
+H ₂ O	$\frac{1,48}{0,55}$		$\frac{1,83}{0,31}$		$\frac{0,94}{0,40}$	
-H ₂ O	$\frac{0,53}{0,31}$		$\frac{0,48}{0,06}$		$\frac{0,57}{0,20}$	
<i>a</i>	$\frac{9,64}{3,32}$		$\frac{10,13}{7,52}$		$\frac{13,48}{1,50}$	
<i>c</i>	$\frac{6,95}{5,25}$		$\frac{6,18}{3,99}$		$\frac{3,48}{0,80}$	
<i>b</i>	$\frac{22,31}{49,37}$		$\frac{17,68}{27,72}$		$\frac{9,41}{5,30}$	
<i>s</i>	$\frac{61,09}{19,34}$		$\frac{66,02}{3,08}$		$\frac{73,63}{2,20}$	
<i>n</i>	$\frac{75,12}{145,33}$		$\frac{73,52}{60,01}$		$\frac{65,52}{50,20}$	
<i>Q</i>	$\frac{-4,05}{32,17}$		$\frac{5,61}{10,19}$		$\frac{16,80}{20,10}$	

650(3)		651(13)		652(8)	
64,24	65,35	<u>69,70</u> 5,41	70,83	<u>74,73</u> 1,31	75,48
0,45	0,46	<u>0,33</u> 0,01	0,33	<u>0,15</u> 0,001	0,15
17,50	17,80	<u>15,28</u> 0,74	15,53	<u>13,73</u> 0,33	13,87
2,04	2,08	<u>1,62</u> 0,15	1,65	<u>0,84</u> 0,19	0,85
2,28	2,32	<u>1,23</u> 0,36	1,25	<u>1,16</u> 0,17	1,17
0,13	0,13	<u>0,07</u> 0,001	0,07	<u>0,05</u> 0,0008	0,05
1,17	1,19	<u>1,28</u> 1,32	1,30	<u>0,22</u> 0,03	0,22
3,86	3,93	<u>1,35</u> 0,50	1,38	<u>0,65</u> 0,18	0,66
4,38	4,46	<u>3,76</u> 0,62	3,82	<u>3,94</u> 0,09	3,98
2,25	2,29	<u>3,87</u> 0,34	3,93	<u>4,01</u> 0,06	4,05
0,22		<u>0,07</u> 0,001		<u>0,05</u> 0,002	
1,21		<u>1,28</u> 1,62		<u>0,42</u> 0,06	
0,06		<u>0,43</u> 0,77		<u>0,19</u> 0,02	
	13,16	<u>13,47</u> 4,40		<u>13,83</u> 0,60	
	4,79	<u>1,61</u> 0,74		<u>0,75</u> 0,25	
	7,28	<u>7,79</u> 18,14		<u>4,34</u> 0,60	
	74,77	<u>77,12</u> 6,98		<u>81,08</u> 0,55	
	74,85	<u>59,18</u> 40,61		<u>59,73</u> 6,24	
	18,42	<u>25,70</u> 21,34		<u>33,74</u> 7,36	

Таблица 23 (окончание)

	653(8)		654(3)		655(5)	
SiO ₂	$\frac{50,73}{16,83}$	52,08	56,33	58,13	$\frac{61,41}{1,70}$	62,52
TiO ₂	$\frac{1,08}{0,09}$	1,11	0,94	0,97	$\frac{0,57}{0,03}$	0,57
Al ₂ O ₃	$\frac{16,72}{2,61}$	17,17	16,58	17,11	$\frac{17,35}{1,50}$	17,66
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,22}{2,74}$	3,31	2,99	3,09	$\frac{1,84}{1,10}$	1,87
FeO	$\frac{5,93}{2,78}$	6,09	4,44	4,58	$\frac{3,92}{0,80}$	3,99
MnO	$\frac{0,10}{0,008}$	0,10	0,13	0,13	$\frac{0,08}{0,005}$	0,08
MgO	$\frac{7,32}{2,90}$	7,52	3,66	3,78	$\frac{2,41}{0,80}$	2,45
CaO	$\frac{7,25}{5,37}$	7,44	6,88	7,10	$\frac{4,71}{2,50}$	4,79
Na ₂ O	$\frac{3,23}{0,16}$	3,32	3,18	3,28	$\frac{3,35}{0,40}$	3,41
K ₂ O	$\frac{1,84}{1,28}$	1,89	1,78	1,84	$\frac{2,58}{3,75}$	2,63
P ₂ O ₅	$\frac{1,18}{0,01}$		0,24		$\frac{0,27}{0,02}$	
+H ₂ O	$\frac{1,73}{0,24}$		1,81		$\frac{1,44}{0,30}$	
-H ₂ O	$\frac{0,27}{0,03}$		0,18		$\frac{0,15}{0,01}$	
<i>a</i>	$\frac{9,89}{4,28}$			10,00	$\frac{11,36}{15,21}$	
<i>c</i>	$\frac{5,93}{2,17}$			6,58	$\frac{5,49}{4,50}$	
<i>b</i>	$\frac{24,99}{28,05}$			15,75	$\frac{11,40}{9,72}$	
<i>s</i>	$\frac{59,19}{19,05}$			67,66	$\frac{71,75}{2,30}$	
<i>n</i>	$\frac{74,40}{114,32}$			73,89	$\frac{66,43}{96,98}$	
<i>Q</i>	$\frac{-7,34}{55,76}$			8,60	$\frac{15,27}{25,45}$	

Западно-Охотская фланговая зона. Междуречье Охоты-Ини: 641 - габбро и габбро-диориты, 642 - диорит, 643 - кварцевые диориты, 644 - гранодиориты, 645 - граниты и адамеллиты, 646 - лейкократовые граниты; Ульяновский прогиб: 647 - габбро-диориты и габбро, 648 - диориты, 649 - гранодиориты и кварцевые монзониты, 650 - тоналиты, 651 - адамеллиты и граниты, 652 - лейкократовые граниты.

656(18)		657(25)		658(17)	
<u>65,12</u>	66,08	<u>70,66</u>	71,63	<u>74,32</u>	74,97
1,80		1,83		2,69	
<u>0,52</u>	0,52	<u>0,27</u>	0,27	<u>0,17</u>	0,17
0,02		0,01		0,006	
<u>16,56</u>	16,81	<u>14,98</u>	15,18	<u>13,16</u>	13,40
0,83		0,48		0,84	
<u>1,38</u>	1,40	<u>0,92</u>	0,93	<u>1,04</u>	1,06
0,60		0,12		0,39	
<u>2,82</u>	2,86	<u>1,56</u>	1,58	<u>1,04</u>	1,06
0,35		0,34		0,09	
<u>0,05</u>	0,05	<u>0,06</u>	0,06	<u>0,04</u>	0,04
0,002		0,001		0,001	
<u>1,82</u>	1,85	<u>0,65</u>	0,66	<u>0,67</u>	0,68
0,60		0,18		0,35	
<u>2,78</u>	2,82	<u>1,44</u>	1,46	<u>1,00</u>	1,00
1,08		0,39		0,24	
<u>3,77</u>	3,83	<u>3,83</u>	3,88	<u>3,32</u>	3,38
0,40		0,44		0,50	
<u>3,72</u>	3,78	<u>4,28</u>	4,34	<u>4,36</u>	4,44
0,80		0,32		0,24	
<u>0,12</u>		<u>0,11</u>		<u>0,10</u>	
0,001		0,07		0,08	
<u>1,01</u>		<u>0,76</u>		<u>0,48</u>	
0,10		0,42		0,06	
<u>0,27</u>		<u>0,43</u>		<u>0,10</u>	
0,08		1,52		0,009	
<u>13,66</u>		<u>14,30</u>		<u>13,04</u>	
4,00		2,41		1,86	
<u>3,33</u>		<u>1,70</u>		<u>1,18</u>	
1,30		0,55		0,29	
<u>8,77</u>		<u>5,25</u>		<u>4,55</u>	
7,60		3,98		5,00	
<u>74,24</u>		<u>78,74</u>		<u>81,24</u>	
3,40		1,97		2,08	
<u>60,39</u>		<u>57,36</u>		<u>53,07</u>	
56,75		33,54		44,66	
<u>17,83</u>		<u>27,17</u>		<u>35,22</u>	
15,40		16,88		8,22	

Восточно-Чукотская фланговая зона: 653 - габбро-диориты и габбро, 654-диориты, 655 - кварцевые диориты, 656 - гранодиориты, сиенито-диориты и кварцевые монзониты, 657 - граниты и адалеллиты, 658 - лейкократовые граниты.

Таблица 24

Тоналит-диоритовая формация внутренней зоны Анадырского и Пенжинского

	701(6)		702(3)		703(7)	
SiO ₂	$\frac{47,80}{6,05}$	48,64	56,31	57,22	$\frac{60,64}{2,12}$	61,33
TiO ₂	$\frac{0,71}{0,17}$	0,72	0,77	0,78	$\frac{0,73}{0,02}$	0,74
Al ₂ O ₃	$\frac{20,61}{1,35}$	20,97	17,82	18,11	$\frac{16,95}{0,38}$	17,14
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,57}{0,91}$	3,63	2,73	2,77	$\frac{2,01}{0,43}$	2,03
FeO	$\frac{4,89}{1,49}$	4,98	4,85	4,93	$\frac{4,46}{1,01}$	4,51
MnO	$\frac{0,12}{0,002}$	0,12	0,12	0,12	$\frac{0,11}{0,0006}$	0,11
MgO	$\frac{6,42}{2,60}$	6,53	3,94	4,00	$\frac{3,53}{0,98}$	3,57
CaO	$\frac{11,23}{3,15}$	11,43	7,64	7,76	$\frac{4,88}{1,92}$	4,94
Na ₂ O	$\frac{2,53}{0,83}$	2,57	3,04	3,09	$\frac{3,79}{0,47}$	3,83
K ₂ O	$\frac{0,39}{0,09}$	0,40	1,19	1,21	$\frac{1,77}{0,16}$	1,79
P ₂ O ₅	$\frac{0,11}{0,006}$		0,23		$\frac{0,19}{0,03}$	
+H ₂ O	$\frac{1,05}{0,28}$		0,76		$\frac{0,80}{0,27}$	
-H ₂ O	$\frac{0,48}{0,10}$		0,23		$\frac{0,24}{0,05}$	
<i>a</i>	$\frac{6,53}{6,08}$			8,85	$\frac{10,91}{1,15}$	
<i>c</i>	$\frac{11,48}{9,48}$			8,18	$\frac{5,13}{1,54}$	
<i>b</i>	$\frac{26,23}{10,40}$			14,75	$\frac{14,38}{12,37}$	
<i>s</i>	$\frac{58,78}{4,61}$			68,22	$\frac{69,58}{5,00}$	
<i>n</i>	$\frac{91,78}{15,05}$			80,06	$\frac{76,01}{46,39}$	
<i>Q</i>	$\frac{-5,82}{11,38}$			8,05	$\frac{12,21}{12,83}$	

секторов. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заваришкому

704(6)		705(3)		706(2)	
$\frac{65,39}{2,41}$	65,94	67,79	68,94	76,20	76,77
$\frac{0,57}{0,008}$	0,57	0,43	0,43	0,11	0,11
$\frac{16,20}{0,27}$	16,34	15,85	16,16	12,61	12,71
$\frac{1,77}{0,64}$	1,78	1,47	1,49	0,54	0,54
$\frac{3,20}{1,30}$	3,23	1,77	1,80	0,58	0,58
$\frac{0,08}{0,0004}$	0,08	0,07	0,07	0,03	0,03
$\frac{2,07}{0,70}$	2,09	0,91	0,92	0,13	0,13
$\frac{3,54}{1,23}$	3,57	3,31	3,37	0,87	0,88
$\frac{4,13}{0,20}$	4,16	4,62	4,70	3,33	3,36
$\frac{2,22}{0,40}$	2,24	2,11	2,15	4,85	4,89
$\frac{0,08}{0,006}$		0,08		0,01	
$\frac{0,64}{0,30}$		1,36		0,35	
$\frac{0,15}{0,05}$		0,39		0,07	
$\frac{12,22}{1,80}$			13,31		13,75
$\frac{4,14}{1,40}$			3,01		1,00
$\frac{9,34}{8,20}$			4,93		2,10
$\frac{74,33}{4,15}$			77,85		83,15
$\frac{74,25}{25,45}$			77,13		51,00
$\frac{20,08}{12,70}$			25,16		37,80

Таблица 24 (окончание)

	707(4)		708(7)		709(12)	
SiO ₂	<u>51,72</u> 3,21	53,05	<u>55,92</u> 0,31	56,77	<u>61,16</u> 1,10	61,50
TiO ₂	<u>0,70</u> 0,30	0,72	<u>1,11</u> 0,06	1,13	<u>0,84</u> 0,01	0,84
Al ₂ O ₃	<u>18,07</u> 4,43	18,53	<u>17,64</u> 0,21	17,91	<u>17,00</u> 0,34	17,09
Fe ₂ O ₃	<u>4,10</u> 1,64	4,20	<u>3,92</u> 0,66	3,98	<u>2,76</u> 1,10	2,77
FeO	<u>4,96</u> 0,36	5,09	<u>4,29</u> 1,09	4,36	<u>4,06</u> 0,25	4,08
MnO	<u>0,15</u> 0,0008	0,16	<u>0,13</u> 0,001	0,13	<u>0,13</u> 0,0006	0,13
MgO	<u>5,30</u> 2,44	5,44	<u>3,74</u> 0,24	3,80	<u>2,61</u> 0,14	2,62
CaO	<u>8,26</u> 1,62	8,47	<u>6,71</u> 0,15	6,81	<u>5,10</u> 0,26	5,13
Na ₂ O	<u>3,36</u> 0,04	3,45	<u>3,69</u> 0,22	3,75	<u>3,68</u> 0,30	3,70
K ₂ O	<u>0,89</u> 0,38	0,91	<u>1,39</u> 0,06	1,41	<u>2,11</u> 0,17	2,12
P ₂ O ₅	<u>0,15</u> 0,007		<u>0,24</u> 0,01		<u>0,21</u> 0,002	
+H ₂ O	<u>0,65</u> 0,56		<u>0,89</u> 0,11		<u>0,63</u> 0,22	
-H ₂ O	<u>0,23</u> 0,15		<u>0,22</u> 0,02		<u>0,17</u> 0,05	
<i>a</i>	<u>9,08</u> 1,31		<u>10,48</u> 1,64		<u>11,39</u> 1,58	
<i>c</i>	<u>8,15</u> 4,46		<u>6,98</u> 0,47		<u>5,79</u> 0,40	
<i>b</i>	<u>20,53</u> 4,37		<u>15,82</u> 1,15		<u>11,88</u> 1,25	
<i>s</i>	<u>62,24</u> 5,66		<u>66,72</u> 0,71		<u>70,94</u> 27,60	
<i>n</i>	<u>85,97</u> 77,48		<u>80,11</u> 5,86		<u>72,53</u> 27,80	
<i>Q</i>	<u>-1,85</u> 26,24		<u>5,50</u> 9,01		<u>13,30</u> 5,10	

Анадырский сектор: 701 - габбро, 702 - диориты, 703 - кварцевые диориты, 704 - тоналиты и гранодиориты, 705 - плагиограниты, 706 - лейкократовые граниты;

710(8)		711(6)		712(8)	
<u>64,04</u>	64,95	<u>70,01</u>	70,82	<u>73,91</u>	74,65
2,69		2,80		2,83	
<u>0,65</u>	0,66	<u>0,41</u>	0,41	<u>0,23</u>	0,23
0,02		0,01		0,007	
<u>16,27</u>	16,50	<u>14,71</u>	14,88	<u>13,67</u>	13,80
0,71		0,25		0,74	
<u>2,51</u>	2,54	<u>1,37</u>	1,39	<u>1,10</u>	1,11
0,86		0,07		0,10	
<u>2,87</u>	2,91	<u>1,87</u>	1,89	<u>1,15</u>	1,16
0,42		0,25		0,07	
<u>0,09</u>	0,09	<u>0,06</u>	0,06	<u>0,07</u>	0,07
0,0002		0,0005		0,004	
<u>1,89</u>	1,92	<u>0,95</u>	0,96	<u>0,47</u>	0,47
0,33		0,08		0,04	
<u>3,84</u>	3,89	<u>2,04</u>	2,07	<u>1,13</u>	1,14
0,60		0,56		0,32	
<u>4,02</u>	4,08	<u>4,00</u>	4,05	<u>3,77</u>	3,80
0,14		0,10		0,22	
<u>2,51</u>	2,55	<u>3,44</u>	3,48	<u>3,67</u>	3,71
0,09		0,80		0,52	
<u>0,19</u>		<u>0,09</u>		<u>0,08</u>	
0,002		0,003		0,003	
<u>0,66</u>		<u>0,21</u>		<u>0,22</u>	
0,12		0,05		0,03	
<u>0,12</u>		<u>0,02</u>		<u>0,01</u>	
0,07		0,002		0,0008	
<u>12,54</u>		<u>13,55</u>		<u>13,09</u>	
0,91		1,70		3,11	
<u>4,21</u>		<u>2,39</u>		<u>1,32</u>	
0,60		0,80		0,45	
<u>9,62</u>		<u>5,59</u>		<u>4,65</u>	
0,32		2,15		4,21	
<u>73,63</u>		<u>78,48</u>		<u>80,93</u>	
0,46		0,90		1,63	
<u>70,87</u>		<u>64,17</u>		<u>61,20</u>	
9,22		35,20		15,57	
<u>17,96</u>		<u>27,47</u>		<u>34,34</u>	
6,88		8,50		12,92	

Пенжинский сектор: 707 - габбро-диориты и габбро, 708 - диориты, 709 - кварцевые диориты, 710 - тоналиты и гранодиориты, 711 - граниты и адамеллиты, 712 - лейкократовые граниты.

Таблица 25

Тоналит-диоритовая формация внутренней зоны Охотского сектора.

	721(6)		722(2)		723(15)	
SiO ₂	$\frac{49,80}{7,69}$	51,08	57,06	57,88	$\frac{60,97}{3,50}$	61,59
TiO ₂	$\frac{0,88}{0,10}$	0,90	1,04	1,05	$\frac{0,73}{0,05}$	0,73
Al ₂ O ₃	$\frac{19,06}{2,66}$	19,55	17,43	17,68	$\frac{17,08}{0,95}$	17,25
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,28}{2,13}$	3,36	3,38	3,43	$\frac{2,20}{1,00}$	2,22
FeO	$\frac{6,13}{1,84}$	6,29	4,35	4,41	$\frac{3,94}{0,80}$	3,98
MnO	$\frac{0,16}{0,006}$	0,16	0,16	0,16	$\frac{0,12}{0,002}$	0,12
MgO	$\frac{5,45}{1,94}$	5,59	3,82	3,88	$\frac{2,88}{0,25}$	2,91
CaO	$\frac{9,78}{2,22}$	10,03	6,79	6,89	$\frac{5,83}{0,50}$	5,89
Na ₂ O	$\frac{2,62}{0,33}$	2,69	3,62	3,67	$\frac{3,61}{0,18}$	3,65
K ₂ O	$\frac{0,39}{0,009}$	0,40	0,93	0,94	$\frac{1,70}{0,20}$	1,72
P ₂ O ₅	$\frac{0,13}{0,006}$		0,28		$\frac{0,14}{0,005}$	
+H ₂ O	$\frac{1,71}{1,39}$		1,10		$\frac{0,65}{0,08}$	
-H ₂ O	$\frac{0,23}{0,02}$		0,24		$\frac{0,20}{0,01}$	
<i>a</i>	$\frac{6,71}{1,55}$			9,60	$\frac{10,57}{0,70}$	
<i>c</i>	$\frac{10,26}{3,97}$			7,24	$\frac{6,29}{0,72}$	
<i>b</i>	$\frac{22,04}{12,67}$			15,35	$\frac{11,85}{4,25}$	
<i>s</i>	$\frac{60,98}{5,46}$			67,82	$\frac{71,29}{3,00}$	
<i>n</i>	$\frac{90,79}{9,27}$			85,58	$\frac{76,39}{42,40}$	
<i>Q</i>	$\frac{-1,74}{9,62}$			9,20	$\frac{15,14}{10,10}$	

Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

724(22)		725(10)		726(7)	
$\frac{65,09}{2,01}$	65,75	$\frac{69,96}{1,10}$	70,66	$\frac{74,21}{2,60}$	74,96
$\frac{0,58}{0,03}$	0,58	$\frac{0,37}{0,01}$	0,37	$\frac{0,22}{0,008}$	0,22
$\frac{15,91}{1,23}$	16,07	$\frac{15,08}{1,19}$	15,23	$\frac{13,66}{0,77}$	13,80
$\frac{2,18}{1,27}$	2,20	$\frac{1,68}{0,60}$	1,70	$\frac{1,49}{0,65}$	1,50
$\frac{2,99}{0,66}$	3,03	$\frac{1,85}{0,28}$	1,87	$\frac{1,17}{0,18}$	1,18
$\frac{0,09}{0,001}$	0,09	$\frac{0,06}{0,0008}$	0,06	$\frac{0,09}{0,003}$	0,09
$\frac{2,05}{0,20}$	2,07	$\frac{1,10}{0,15}$	1,12	$\frac{0,41}{0,03}$	0,41
$\frac{4,40}{0,39}$	4,44	$\frac{2,78}{0,37}$	2,81	$\frac{0,91}{0,19}$	0,92
$\frac{3,58}{0,31}$	3,62	$\frac{3,78}{0,94}$	3,82	$\frac{4,34}{0,43}$	4,38
$\frac{2,25}{0,26}$	2,27	$\frac{2,73}{0,51}$	2,76	$\frac{2,64}{0,39}$	2,66
$\frac{0,14}{0,006}$		$\frac{0,07}{0,0008}$		$\frac{0,04}{0,0004}$	
$\frac{0,46}{0,04}$		$\frac{0,43}{0,08}$		$\frac{0,42}{0,05}$	
$\frac{0,16}{0,002}$		$\frac{0,16}{0,01}$		$\frac{0,20}{0,01}$	
$\frac{10,99}{0,99}$		$\frac{12,08}{1,48}$		$\frac{12,76}{0,41}$	
$\frac{4,91}{0,54}$		$\frac{3,33}{0,56}$		$\frac{1,06}{0,27}$	
$\frac{9,34}{2,29}$		$\frac{6,15}{1,44}$		$\frac{5,60}{0,40}$	
$\frac{74,66}{1,41}$		$\frac{78,44}{0,59}$		$\frac{80,59}{0,87}$	
$\frac{70,31}{49,38}$		$\frac{66,88}{117,30}$		$\frac{71,16}{62,09}$	
$\frac{22,25}{7,46}$		$\frac{27,40}{53,76}$		$\frac{34,63}{8,18}$	

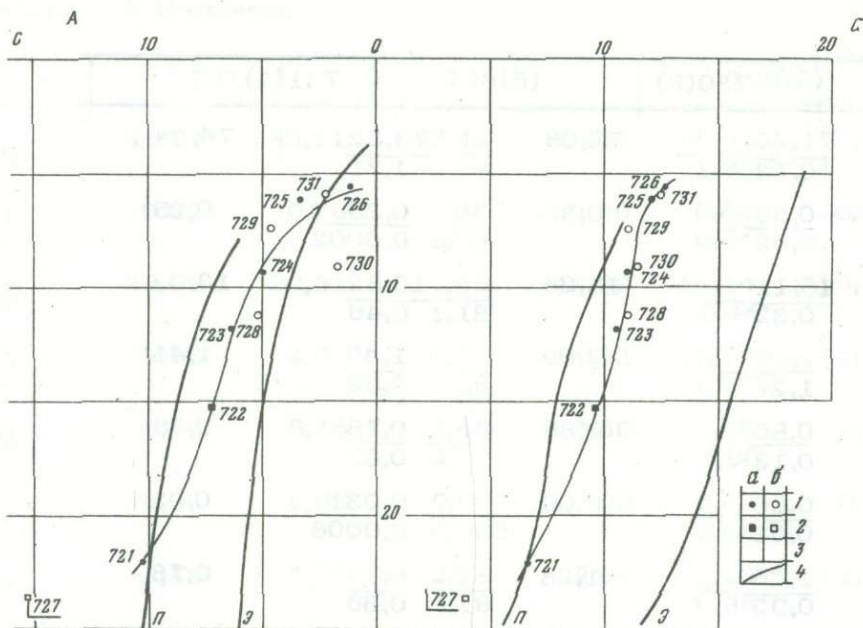
Таблица 25 (окончание)

	727(3)		728(5)		729(5)	
SiO ₂	44,52	45,11	<u>62,42</u> 0,64	63,69	<u>65,63</u> 1,95	66,29
TiO ₂	0,69	0,70	<u>0,88</u> 0,34	0,90	<u>0,64</u> 0,04	0,64
Al ₂ O ₃	23,00	23,31	<u>16,65</u> 1,18	16,99	<u>16,14</u> 0,44	16,30
Fe ₂ O ₃	3,96	4,01	<u>1,89</u> 0,36	1,93	<u>2,79</u> 0,77	2,82
FeO	5,70	5,78	<u>3,43</u> 0,10	3,50	<u>1,45</u> 0,96	1,47
MnO	0,09	0,09	<u>0,09</u> 0,002	0,09	<u>0,07</u> 0,0009	0,07
MgO	5,48	5,55	<u>2,78</u> 3,19	2,84	<u>1,25</u> 0,36	1,26
CaO	13,60	13,78	<u>4,64</u> 1,73	4,73	<u>4,05</u> 0,19	4,09
Na ₂ O	1,46	1,48	<u>3,44</u> 0,69	3,51	<u>3,37</u> 0,39	3,40
K ₂ O	0,19	0,19	<u>2,41</u> 0,22	2,46	<u>2,40</u> 0,17	2,42
P ₂ O ₅	0,12		<u>0,34</u> 0,24		<u>0,09</u> 0,01	
+H ₂ O	0,48		<u>0,24</u> 0,05		<u>0,19</u> 0,04	
-H ₂ O	0,09		<u>0,20</u> 0,04		<u>0,36</u> 0,36	
a		3,88	<u>11,13</u> 2,26		<u>11,12</u> 2,81	
c		15,29	<u>5,22</u> 3,77		<u>4,65</u> 0,46	
b		23,57	<u>11,21</u> 12,54		<u>7,46</u> 5,70	
s		57,26	<u>72,43</u> 4,60		<u>76,66</u> 2,49	
n		90,11	<u>67,89</u> 51,52		<u>67,92</u> 18,47	
Q		-8,53	<u>17,36</u> 15,16		<u>26,31</u> 27,31	

Массивы полуостровов Тайгонос, Пьягина, Кони: 721 - габбро и габбро-диориты, 722 - диориты, 723 - кварцевые диориты, 724 - тоналиты и гранодиориты, 725 - граниты, плагиограниты, трондземиты, 726 - лейкократовые граниты и плагиограниты; Магаданский батолит

730(9)		731(4)	
<u>71,20</u>	72,06	<u>73,82</u>	74,34
0,73		1,21	
<u>0,35</u>	0,35	<u>0,25</u>	0,25
0,02		0,0002	
<u>15,11</u>	15,29	<u>13,82</u>	13,92
0,32		0,46	
<u>2,07</u>	2,09	<u>1,40</u>	1,41
1,27		0,52	
<u>0,86</u>	0,86	<u>0,78</u>	0,78
0,13		0,07	
<u>0,06</u>	0,06	<u>0,03</u>	0,03
0,01		0,0008	
<u>1,26</u>	1,28	<u>0,78</u>	0,78
0,92		0,36	
<u>1,46</u>	1,48	<u>1,03</u>	1,03
0,87		0,40	
<u>3,29</u>	3,33	<u>3,08</u>	3,10
0,53		0,54	
<u>3,21</u>	3,25	<u>4,36</u>	4,39
0,61		0,79	
<u>0,06</u>		<u>0,007</u>	
0,004		0,0002	
<u>0,29</u>		<u>0,23</u>	
0,18		0,04	
<u>0,54</u>		<u>2,20</u>	
0,28		0,01	
<u>11,39</u>		<u>12,51</u>	
3,83		0,90	
<u>1,72</u>		<u>2,21</u>	
1,26		0,58	
<u>9,10</u>		<u>5,88</u>	
13,88		7,19	
<u>77,79</u>		<u>80,39</u>	
3,37		2,61	
<u>60,77</u>		<u>51,59</u>	
47,70		97,21	
<u>31,06</u>		<u>34,54</u>	
8,25		2,04	

лит: 727 - габбро, 728 - кварцевые диориты, 729 - гранодиориты и тоналиты, 730 - граниты, амазеллиты и плагиограниты, 731 - лейкократовые граниты.



SiO ₂		α				β						γ				
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2	6	10
< 55	721	—														
58-63	723 720	—	—				—	—							—	
63-68	724 729	—	—				—	—							—	
68-73	725 730	—	—	—			—	—		—					—	
> 73	731 726	—	—	—	—		—	—							—	—

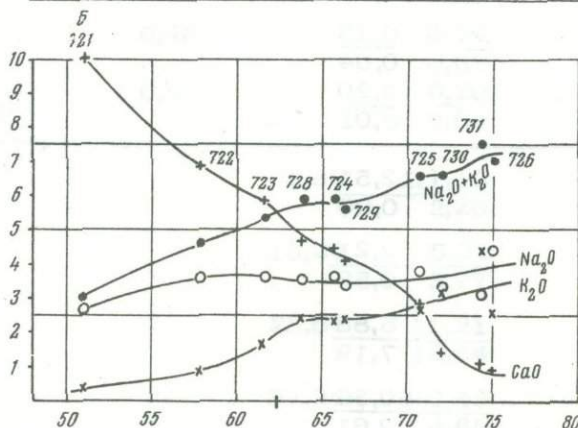


Рис. 18. Тоналит-диоритовая формация Охотского сектора

А - диаграмма А.Н. Заварицкого; П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 25 (727 - знак показывает, что значения не учтены при нанесении вариационных линий); а - массивы, обнажающиеся на полуостровах Тайгонос, Пьягина, Кони, б - Магаданский батолит; 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO - SiO₂

Самые общие петрографические отличия рассматриваемых плутоногенных формаций находятся в прямой связи с особенностями их химизма, главным образом с характером щелочности. Наиболее четко это обнаруживается при сопоставлении химического состава интрузивных пород прежде всего внешней и внутренней зон (табл. 21, рис. 15 и табл. 22, рис. 16 — внешняя зона; табл. 24, рис. 17 и табл. 25, рис. 18 — внутренняя зона). Как видно, эти формации систематически отличаются содержанием калия, постоянно более высоким в породах внешней зоны. Вариации содержаний натрия и кальция имеют более сложный характер. Петрохимические тенденции обеих формаций в пределах Охотского сектора, с одной стороны, и Анадырского и Пенжинского — с другой, обладают определенным сходством. В целом гранодиорит-гранитная и тоналит-диоритовая формации Анадырского и Пенжинского секторов характеризуются более высокой калиевостью, чем соответственные формации Охотского сектора.

В породах гранодиорит-гранитной формации весовые содержания щелочных металлов более высокие, чем в тоналит-диоритовой, но в Анадырском и Пенжинском секторах это различие обычно менее 0,5%; оно становится существенно значимым лишь в породах с $\text{SiO}_2 > 70\%$. Содержание кальция в породах с одинаковой кремнекислотностью при $\text{SiO}_2 \leq 67\%$ в обеих формациях примерно одинаково, и лишь в более кислых разностях оно относительно повышается в тоналит-диоритовой формации. На диаграммах А. Н. Заварицкого (см. рис. 15 и 17) вариационные линии обеих формаций в Анадырском и Пенжинском секторах имеют сходный характер и одинаковое положение; лишь в части гранитов гранодиорит-гранитной формации отмечается уменьшение значений полевошпатовой извести.

В Охотском секторе породы тоналит-диоритовой формации имеют значительно более низкую щелочность, чем гранодиорит-гранитной и чем породы той же тоналит-диоритовой формации Анадырского и Пенжинского секторов, что четко отражается на диаграммах и Харкера, и Заварицкого (см. рис. 15 и 16, 17 и 18). В то же время они характеризуются самыми высокими содержаниями кальция во всем ряду пород с содержанием $\text{SiO}_2 \leq 72\%$. При дальнейшем повышении количества кремнекислоты содержание кальция резко падает, и, таким образом, в кислых членах обеих формаций Охотского сектора наблюдаются пониженные значения полевошпатовой извести.

Химизм гранодиорит-гранитной формации во фланговых зонах вулканогенного пояса приобретает ряд специфических свойств (табл. 23). Ассоциация интрузивных пород Восточно-Чукотской фланговой зоны в общем весьма сходна с ассоциацией пород внешней зоны в Анадырском и Пенжинском секторах. Некоторые отличия обнаруживаются в щелочности и в характере изменения содержания кальция. Габбро и диориты, а также гранодиориты и граниты Восточно-Чукотской фланговой зоны обладают более высокой щелочностью главным образом в результате увеличения содержания калия, а в гранодиоритах и гранитах (кроме лейкократовых) также и натрия. Количество кальция уменьшается весьма незначительно в группе габбро-диориты, а затем довольно резко падает в кварцевых диоритах; во всех более кислых породах оно постоянно ниже, чем в аналогичных породах Анадырского и Пенжинского секторов.

В пределах Западно-Охотской фланговой зоны гранодиорит-гранитная формация распадается на две ассоциации. Одна из них, распространенная в пределах Ульяновского прогиба, весьма сходна с охарактеризованной ранее ассоциацией пород Восточно-Чукотской фланговой зоны, отличаясь от последней прежде всего более низким содержанием кальция в группе габбро-кварцевые диориты. Вариации содержаний щелочных металлов значимых различий не имеют.

Довольно своеобразна ассоциация интрузивных пород восточной части Охотского массива. Она явно обладает признаками, промежуточными между гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формациями. Породы с содержанием кремнекислоты менее 60% характеризуются даже в сравнении с тоналит-диоритовой формацией Охотского сектора повышенными содержаниями кальция и пониженным содержанием щелочных металлов при близких значениях отношения $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$. За исключением самых крайних членов ряда габбро-лейкократовые граниты, содержания натрия в рассматриваемой ассоциации постоянно ниже,

чем во всех ранее охарактеризованных ассоциациях интрузивных пород В кварцевых диоритах — гранодиоритах наблюдается резкое возрастание содержания калия, а при значениях $\text{SiO}_2 = 68,4\%$ K_2O начинает преобладать над Na_2O . Таким образом, в резко преобладающих по объему гранодиоритах и гранитах характеристика n становится даже несколько ниже, чем в аналогичных по составу породах внешней зоны Охотского сектора.

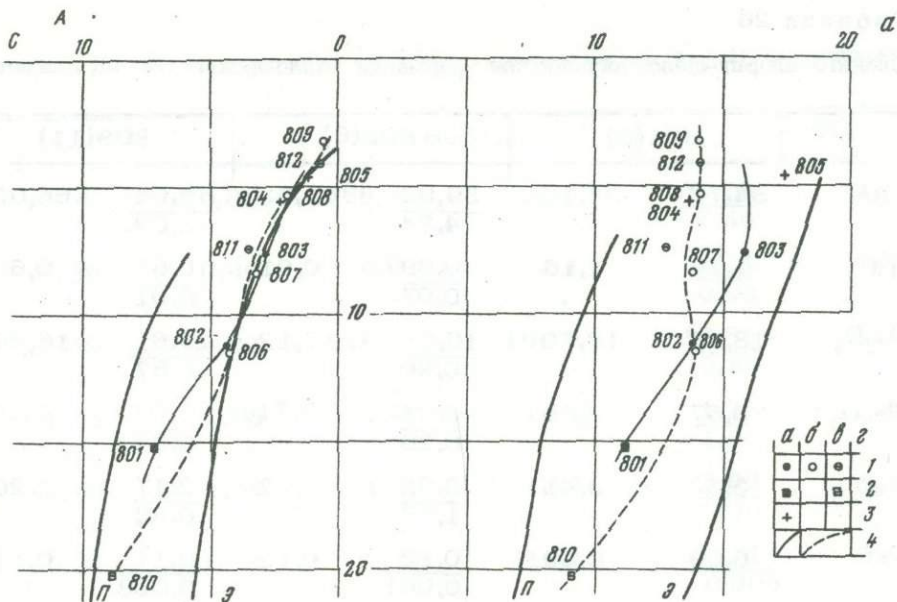
Сиенито-диорит-щелочногранитная формация

Поздние интрузивные комплексы отличаются значительными вариациями состава слагающих пород, поэтому объединение их в сиенито-диорит-щелочно-гранитную формацию несколько условно. В целом в состав формации входят сиенито-диориты, диориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты, гранодиориты, граниты (нормальные и щелочные), граносиениты, а также габбро-диориты, габбро-эссекситы, монзониты, кварцевые сиенито-диориты, сиениты и кварцевые сиениты. Но в конкретных районах парагенезисы пород, слагающих формацию, имеют некоторые различия. В качестве примеров приводятся общие характеристики сиенито-диорит-щелочногранитной формации из внутренней зоны Анадырского и Центрально-Чукотского секторов (кавралянский комплекс) и внешней зоны Охотского сектора (сеймканский комплекс).

Массивы кавралянского комплекса приурочены в основном к Анадырскому глубинному разлому и имеют форму линейных, по-видимому, трещинных тел (от $8 \times 1,5$ до 40×10 км) и штоков (до 25 км в поперечнике). В состав комплекса входят две группы интрузивов. К первой, главной и несколько более ранней относятся многофазные массивы, сложенные мелкозернистыми сиенито-диоритами и диоритами, иногда монзонитами (первая фаза), среднезернистыми порфиroidными гранодиоритами, кварцевыми монзонитами и кварцевыми диоритами (главная фаза), порфиroidными гранитами и гранит-порфирами (третья фаза). Эти массивы прорывают эргываамскую свиту; их соотношения с базальтами энмываамской свиты и чуванской толщи неизвестны. Ко второй группе относятся штоки (до 8 км в поперечнике) лейкократовых порфиroidных кварцевых сиенитов и граносиенит-порфиров, прорывающие чуванскую толщу.

Многочисленные интрузивы сеймканского комплекса распространены преимущественно во внешней зоне Охотского сектора, но кроме того, они известны и в его внутренней зоне, и в структурах мезозойд за пределами ареалов вулканических полей. Массивы небольших размеров (десятки — первые сотни квадратных километров), в основном штокообразной, иногда линейной (трещинной) формы, часто имеют активные контакты с телами гранодиорит-гранитной формации. Они сложены сиенито-диоритами, диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, гранодиоритами, граносиенитами (нередко с арфведсонитом) и щелочными гранитами; кристаллизация пород происходила в гомодромной последовательности. В составе урацкого комплекса (Ульинский прогиб) известны габбро-эссекситы и сиениты, а диориты и кварцевые диориты не характерны.

Данные о химизме пород поздних интрузивных комплексов сведены в табл. 26 и 27 и на диаграммах (см. рис. 25). От пород ранних интрузивных комплексов, развитых в одних и тех же структурных районах, они систематически отличаются более высокой щелочностью и более низким содержанием кальция. Однако в них обнаруживаются некоторые петрохимические тенденции, прежде всего характер соотношений щелочных металлов и вариаций полевошпатовой извести, явно унаследованные от ранних интрузивных комплексов, что четко наблюдается при сравнении рис. 15, 16 и 19, а также 17 и 19. Наиболее резкое возрастание содержания щелочных металлов и снижение кальция происходит в урацком комплексе Западно-Охотской фланговой зоны. Примечательно, однако, что и в его составе породы из массивов, находящихся в Ульинском прогибе обладают более высокой щелочностью, чем в пределах поднятия Охотского массива. Независимо от местонахождения массивов поздних интрузивных комплексов во всех типах пород, кроме ультракислых гранитов, весовые количества Na_2O почти всегда преобладают над K_2O (лишь при $\text{SiO}_2 > 75,4\%$ постоянно наблюдается $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$).



SiO ₂		а				б						с		
		6	10	14	18	5	9	13	17	21	25	29	33	2
58-63	802	—				—						—		
	806	—				—						—		
63-68	803	—				—						—		
	807	—				—						—		
	811	—				—						—		
68-73	808	—				—						—		
> 73	812	—				—						—		
	809	—				—						—		

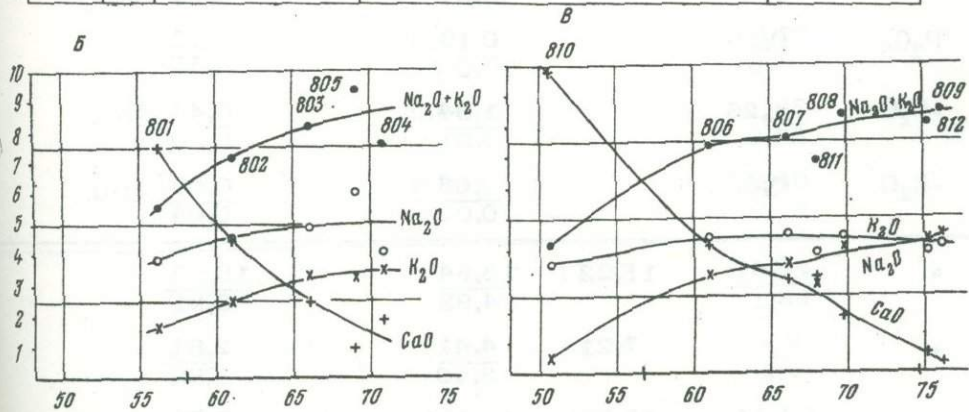


Рис. 19. Сиеито-диорит-щелочногранитная формация Анадырского и Охотского секторов

А - диаграмма А.Н. Заварицкого: П, Э - см. на рис. 5; цифры - см. в табл. 26; а - Анадырский сектор (кавралянский комплекс), б, в - Охотский сектор (сеймканский комплекс, б - массивы с пределами Челомджа-Ямского поднятия, в - в пределах последнего); 1-4 - см. на рис. 5. Внизу - см. на рис. 5.

Б, В - вариации содержаний Na₂O, K₂O, Na₂O + K₂O, CaO-SiO₂; Б - Анадырский, В - Охотский секторы

Таблица 26

Сyenито-диорит-щелочногранитная формация Анадырского и Охотского

	801(3)		802(6)		803(11)	
SiO ₂	54,76	56,18	<u>59,93</u> 4,34	61,53	<u>65,04</u> 3,03	66,03
TiO ₂	1,12	1,15	<u>0,89</u> 0,07	0,91	<u>0,67</u> 0,01	0,68
Al ₂ O ₃	18,23	18,70	<u>16,68</u> 0,90	17,12	<u>16,61</u> 0,67	16,86
Fe ₂ O ₃	3,57	3,66	<u>2,64</u> 0,26	2,71	<u>2,07</u> 0,94	2,10
FeO	3,32	3,41	<u>3,62</u> 1,75	3,72	<u>2,17</u> 0,32	2,20
MnO	0,09	0,09	<u>0,12</u> 0,001	0,12	<u>0,11</u> 0,003	0,11
MgO	3,67	3,76	<u>2,25</u> 0,65	2,31	<u>1,26</u> 0,25	1,28
CaO	7,28	7,47	<u>4,35</u> 1,37	4,47	<u>2,52</u> 1,96	2,56
Na ₂ O	3,75	3,85	<u>4,51</u> 0,54	4,63	<u>4,84</u> 0,63	4,91
K ₂ O	1,69	1,73	<u>2,48</u> 0,61	2,55	<u>3,26</u> 0,24	3,31
P ₂ O ₅	0,55		<u>0,19</u> 0,03		<u>0,12</u> 0,01	
+H ₂ O	1,26		<u>1,04</u> 0,91		<u>0,44</u> 0,20	
-H ₂ O	0,68		<u>0,06</u> 0,02		<u>0,09</u> 0,04	
a		11,22	<u>13,84</u> 4,98		<u>15,33</u> 3,91	
c		7,21	<u>4,41</u> 3,40		<u>2,81</u> 1,88	
b		15,25	<u>11,17</u> 4,25		<u>7,58</u> 3,61	
s		66,33	<u>70,59</u> 4,70		<u>74,28</u> 2,28	
n		77,88	<u>73,78</u> 26,27		<u>69,13</u> 11,49	
Q		3,00	<u>9,11</u> 32,74		<u>15,10</u> 14,22	

секторов. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

804(1)		805(1)		806(10)	
68,95	70,83	68,33	69,05	$\frac{60,75}{5,46}$	61,55
0,39	0,40	0,60	0,61	$\frac{0,71}{0,03}$	0,72
15,39	15,81	16,09	16,26	$\frac{16,88}{0,22}$	17,10
1,05	1,08	1,08	1,09	$\frac{1,78}{1,05}$	1,80
1,36	1,40	1,95	1,97	$\frac{3,96}{0,50}$	4,01
0,04	0,04	0,11	1,11	$\frac{0,11}{0,005}$	0,11
0,77	0,79	0,48	0,49	$\frac{3,09}{7,95}$	3,13
1,93	1,98	1,04	1,05	$\frac{4,06}{0,59}$	4,11
4,00	4,11	5,97	6,03	$\frac{4,23}{0,35}$	4,29
3,47	3,56	3,31	3,34	$\frac{3,13}{0,36}$	3,17
0,10		0,13		$\frac{0,29}{0,12}$	
1,09		0,44		$\frac{1,35}{0,33}$	
0,15		0,21		$\frac{0,49}{0,14}$	
	13,77		17,57	$\frac{13,94}{1,84}$	
	2,34		1,24	$\frac{4,30}{0,85}$	
	5,58		4,66	$\frac{11,50}{13,55}$	
	78,31		76,53	$\frac{70,25}{11,32}$	
	63,66		73,27	$\frac{67,22}{25,62}$	
	26,75		16,68	$\frac{8,33}{51,55}$	

Таблица 26 (окончание)

	807(20)		808(14)		809(21)	
SiO ₂	$\frac{65,23}{1,54}$	66,09	$\frac{69,22}{3,56}$	69,78	$\frac{75,73}{1,52}$	76,11
TiO ₂	$\frac{0,52}{0,01}$	0,52	$\frac{0,34}{0,01}$	0,34	$\frac{0,15}{0,008}$	0,15
Al ₂ O ₃	$\frac{15,94}{0,82}$	16,15	$\frac{14,62}{0,64}$	14,77	$\frac{12,30}{0,89}$	12,42
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,40}{0,92}$	1,42	$\frac{1,27}{0,16}$	1,28	$\frac{1,17}{0,85}$	1,18
FeO	$\frac{3,59}{1,44}$	3,64	$\frac{2,51}{0,65}$	2,54	$\frac{1,28}{0,45}$	1,29
MnO	$\frac{0,08}{0,002}$	0,08	$\frac{0,06}{0,0003}$	0,06	$\frac{0,03}{0,0004}$	0,03
MgO	$\frac{1,54}{0,10}$	1,56	$\frac{0,76}{0,27}$	0,76	$\frac{0,20}{0,02}$	0,20
CaO	$\frac{2,95}{0,36}$	2,99	$\frac{1,79}{0,58}$	1,81	$\frac{0,27}{0,04}$	0,27
Na ₂ O	$\frac{4,00}{0,42}$	4,05	$\frac{4,31}{0,18}$	4,35	$\frac{4,00}{0,46}$	4,04
K ₂ O	$\frac{3,50}{0,33}$	3,55	$\frac{4,06}{0,37}$	4,10	$\frac{4,43}{0,19}$	4,47
P ₂ O ₅	$\frac{0,13}{0,03}$		$\frac{0,09}{0,01}$		$\frac{0,02}{0,0005}$	
+H ₂ O	$\frac{0,82}{0,29}$		$\frac{0,73}{0,24}$		$\frac{0,25}{0,03}$	
-H ₂ O	$\frac{0,30}{0,09}$		$\frac{0,18}{0,06}$		$\frac{0,19}{0,04}$	
<i>a</i>	$\frac{13,86}{1,42}$		$\frac{14,10}{0,59}$		$\frac{14,15}{0,90}$	
<i>c</i>	$\frac{3,29}{0,51}$		$\frac{1,97}{0,67}$		$\frac{0,59}{0,54}$	
<i>b</i>	$\frac{8,42}{1,94}$		$\frac{5,28}{0,80}$		$\frac{3,22}{1,37}$	
<i>s</i>	$\frac{74,42}{0,94}$		$\frac{77,75}{0,84}$		$\frac{82,03}{0,81}$	
<i>n</i>	$\frac{63,18}{43,67}$		$\frac{61,33}{29,96}$		$\frac{56,48}{39,82}$	
<i>Q</i>	$\frac{17,82}{6,51}$		$\frac{23,52}{6,46}$		$\frac{35,16}{9,27}$	

Анадырский сектор (кавралянский комплекс): 801 - диориты и габбро-диориты, 802 - кварцевые диориты и сиенито-диориты, 803 - сиенито-диориты, кварцевые монзониты и гранодиориты, 804 - гранит, 805 - кварцевый сиенит.

Охотский сектор (сеймканский комплекс). Массивы за пределами Челомджа-Ямского поднятия: 806 - сиенито-диориты и кварцевые

810(3)		811(4)		812(4)	
48,27	50,79	$\frac{67,19}{2,95}$	68,01	$\frac{75,21}{2,61}$	75,20
1,51	1,59	$\frac{0,45}{0,001}$	0,45	$\frac{0,18}{0,002}$	0,18
18,28	19,23	$\frac{15,78}{0,58}$	15,97	$\frac{13,57}{2,28}$	13,57
3,61	3,80	$\frac{1,73}{0,40}$	1,73	$\frac{1,10}{0,05}$	1,10
6,41	6,74	$\frac{2,06}{0,24}$	2,09	$\frac{0,90}{0,03}$	0,90
0,18	0,20	$\frac{0,09}{0,001}$	0,09	$\frac{0,03}{0,0003}$	0,03
3,43	3,61	$\frac{1,64}{0,08}$	1,66	$\frac{0,35}{0,04}$	0,35
9,36	9,85	$\frac{3,06}{0,70}$	3,10	$\frac{0,58}{0,36}$	0,58
3,40	3,58	$\frac{3,91}{0,07}$	3,96	$\frac{3,92}{0,21}$	3,92
0,59	0,62	$\frac{2,97}{0,73}$	3,01	$\frac{4,28}{0,13}$	4,28
0,45		$\frac{0,12}{0,0003}$		$\frac{0,04}{0,0008}$	
1,35		$\frac{0,90}{0,05}$		$\frac{0,33}{0,13}$	
0,00		$\frac{0,27}{0,24}$		$\frac{0,03}{0,002}$	

9,13	$\frac{12,82}{0,80}$	$\frac{14,07}{1,56}$
8,86	$\frac{3,56}{0,94}$	$\frac{0,67}{0,50}$
20,21	$\frac{7,45}{0,44}$	$\frac{4,09}{6,49}$
61,79	$\frac{76,17}{0,80}$	$\frac{81,16}{2,52}$
90,25	$\frac{67,04}{59,23}$	$\frac{58,10}{13,84}$
-5,32	$\frac{23,15}{5,83}$	$\frac{33,51}{5,84}$

диориты, 807 - гранодиориты, сиенито-диориты и кварцевые монзониты, 808 - граниты (в том числе и щелочные) и граносиениты, 809 - лейкократовые граниты (в том числе и щелочные); массивы Челомджа-Ямского поднятия: 810 - габбро, 811 - гранодиориты, 812 - лейкократовые граниты.

Таблица 27

Сиенито-диорит-щелочногранитная формация Западно-Охотской и Восточно-Чукотской

	821(2)		822(3)		823(1)	
SiO ₂	60,56	62,25	63,51	65,23	65,91	67,45
TiO ₂	1,15	1,18	0,75	0,77	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	17,02	17,50	16,34	16,78	15,37	15,73
Fe ₂ O ₃	2,27	2,33	2,00	2,05	1,65	1,69
FeO	3,46	3,56	2,43	2,50	2,34	2,39
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,13
MgO	2,12	2,18	1,01	1,04	1,58	1,62
CaO	3,64	3,74	2,37	2,43	2,71	2,77
Na ₂ O	4,15	4,27	4,80	4,93	3,84	3,93
K ₂ O	2,76	2,84	4,00	4,11	3,60	3,68
P ₂ O ₅	0,39		0,29		0,00	
+H ₂ O	1,62		1,39		0,00	
-H ₂ O	0,48		0,10		0,00	
<i>a</i>		13,53		16,69		13,80
<i>c</i>		4,60		2,76		3,33
<i>b</i>		10,05		6,31		6,80
<i>S</i>		71,87		74,25		76,07
<i>n</i>		69,52		64,61		61,85
<i>Q</i>		12,13		12,34		21,23

фланговых зон. Химический состав и числовые характеристики по А.Н. Заваришкому

824(8)		825(6)		826(3)	
$\frac{69,62}{2,74}$	71,19	$\frac{76,05}{0,51}$	76,35	50,76	52,94
$\frac{0,45}{0,01}$	0,46	$\frac{0,14}{0,001}$	0,14	0,78	0,81
$\frac{15,31}{1,88}$	15,65	$\frac{13,35}{0,14}$	13,40	18,04	18,82
$\frac{1,62}{0,03}$	1,66	$\frac{0,96}{0,06}$	0,96	5,46	5,69
$\frac{1,49}{0,16}$	1,52	$\frac{0,70}{0,02}$	0,70	3,45	3,60
$\frac{0,08}{0,0004}$	0,08	$\frac{0,08}{0,007}$	0,08	0,15	0,15
$\frac{0,70}{0,06}$	0,71	$\frac{0,18}{0,02}$	0,18	4,12	4,30
$\frac{0,39}{0,15}$	0,39	$\frac{0,39}{0,04}$	0,39	7,12	7,43
$\frac{4,19}{0,14}$	4,28	$\frac{3,80}{0,19}$	3,82	3,77	3,94
$\frac{4,00}{0,48}$	4,09	$\frac{3,99}{0,17}$	4,01	2,23	2,33
$\frac{0,11}{0,002}$		$\frac{0,03}{0,0001}$		0,11	
$\frac{0,62}{0,08}$		$\frac{0,34}{0,04}$		1,56	
$\frac{0,14}{0,007}$		$\frac{0,18}{0,007}$		1,70	
$\frac{14,69}{1,56}$		$\frac{13,39}{1,22}$			12,32
$\frac{1,66}{0,22}$		$\frac{0,44}{0,05}$			6,76
$\frac{5,98}{4,28}$		$\frac{4,38}{1,16}$			18,59
$\frac{7,7,67}{3,03}$		$\frac{81,79}{0,18}$			62,34
$\frac{61,56}{23,66}$		$\frac{59,07}{14,39}$			71,92
$\frac{24,30}{19,51}$		$\frac{36,35}{7,46}$			-6,72

Таблица 27 (продолжение)

	827(1)		828(3)		829(2)	
SiO ₂	51,69	53,87	54,00	56,57	65,69	66,35
TiO ₂	0,61	0,64	0,54	0,57	0,66	6,67
Al ₂ O ₃	18,95	19,75	19,27	20,19	16,46	16,63
Fe ₂ O ₃	4,39	4,58	3,64	3,81	2,83	2,86
FeO	2,89	3,01	2,04	2,14	1,19	1,21
MnO	0,12	0,13	0,10	0,11	0,06	0,06
MgO	3,34	3,48	2,71	2,84	1,45	1,47
CaO	7,18	7,48	5,02	5,26	1,59	1,61
Na ₂ O	3,37	3,51	3,92	4,11	4,85	4,90
K ₂ O	3,41	3,55	4,20	4,40	4,27	4,31
P ₂ O ₅	0,00		0,39		0,06	
+H ₂ O	1,71		1,19		0,34	
-H ₂ O	1,81		2,78		0,37	
<i>a</i>		13,35		15,93		16,52
<i>c</i>		7,02		5,97		1,51
<i>b</i>		15,65		11,20		8,34
<i>S</i>		63,98		66,89		73,64
<i>n</i>		60,03		58,71		63,30
<i>Q</i>		-5,76		-4,05		12,73

830(2)		831(4)		832(3)		833(9)	
68,95	69,79	$\frac{72,80}{16,29}$	73,81	47,25	48,21	$\frac{59,77}{4,12}$	61,68
0,30	0,30	$\frac{0,27}{0,03}$	0,27	2,11	2,15	$\frac{0,85}{0,04}$	0,86
16,57	16,77	$\frac{14,18}{1,62}$	14,38	17,48	17,84	$\frac{16,40}{0,67}$	16,92
2,13	2,16	$\frac{1,23}{0,21}$	1,25	3,40	3,47	$\frac{2,27}{0,88}$	2,34
1,21	1,23	$\frac{0,69}{0,67}$	0,70	8,70	8,88	$\frac{3,88}{1,07}$	4,00
0,06	0,06	$\frac{0,04}{0,0007}$	0,04	0,17	0,17	$\frac{0,08}{0,001}$	0,08
0,52	0,52	$\frac{0,47}{0,07}$	0,48	5,80	5,92	$\frac{2,43}{1,54}$	2,51
0,75	0,76	$\frac{0,89}{0,17}$	0,91	9,49	9,68	$\frac{4,44}{0,79}$	4,58
4,36	4,41	$\frac{4,21}{0,94}$	4,27	2,75	2,81	$\frac{3,36}{0,11}$	3,47
3,96	4,01	$\frac{3,85}{0,28}$	3,90	0,89	0,91	$\frac{3,45}{0,84}$	3,56
0,13		$\frac{0,05}{0,004}$		0,19		$\frac{0,23}{0,04}$	
0,85		$\frac{0,59}{0,33}$		0,72		$\frac{1,52}{0,34}$	
0,26		$\frac{0,15}{0,02}$		0,23		$\frac{0,31}{0,13}$	
	14,79	$\frac{14,36}{2,24}$			7,64	$\frac{12,81}{2,98}$	
	0,88	$\frac{1,06}{0,25}$			8,47	$\frac{4,49}{0,86}$	
	8,59	$\frac{4,39}{4,79}$			25,87	$\frac{11,99}{13,49}$	
	75,74	$\frac{80,19}{7,72}$			58,02	$\frac{70,71}{4,88}$	
	62,48	$\frac{61,86}{63,48}$			83,45	$\frac{60,14}{41,37}$	
	21,04	$\frac{30,60}{54,52}$			7,71	$\frac{11,31}{13,34}$	

Таблица 27 (окончание)

	834(19)		835(23)		836(15)	
SiO ₂	<u>63,95</u> 2,71	65,66	<u>70,52</u> 2,05	71,52	<u>74,67</u> 1,93	75,12
TiO ₂	<u>0,57</u> 0,02	0,59	<u>0,29</u> 0,02	0,29	<u>0,11</u> 0,004	0,11
Al ₂ O ₃	<u>15,95</u> 1,03	16,38	<u>14,57</u> 1,39	14,78	<u>13,75</u> 0,96	13,83
Fe ₂ O ₃	<u>1,36</u> 0,64	1,40	<u>1,14</u> 0,66	1,16	<u>1,59</u> 0,38	1,60
FeO	<u>3,18</u> 0,48	3,26	<u>1,87</u> 0,73	1,90	<u>0,50</u> 0,11	0,50
MnO	<u>0,06</u> 0,0009	0,06	<u>0,05</u> 0,0005	0,05	<u>0,03</u> 0,0002	0,03
MgO	<u>2,07</u> 1,24	2,13	<u>0,79</u> 0,51	0,80	<u>0,27</u> 0,07	0,27
CaO	<u>2,96</u> 1,08	3,04	<u>1,45</u> 0,61	1,47	<u>0,62</u> 0,20	0,62
Na ₂ O	<u>3,56</u> 0,94	3,66	<u>3,61</u> 0,58	3,66	<u>3,67</u> 0,11	3,69
K ₂ O	<u>3,76</u> 0,72	3,86	<u>4,32</u> 0,36	4,38	<u>4,25</u> 0,26	4,28
P ₂ O ₅	<u>0,15</u> 0,01		<u>0,12</u> 0,02		<u>0,03</u> 0,003	
+H ₂ O	<u>1,44</u> 0,42		<u>0,73</u> 0,25		<u>0,46</u> 0,13	
-H ₂ O	<u>0,14</u> 0,02		<u>0,14</u> 0,02		<u>0,23</u> 0,02	
<i>a</i>	<u>12,86</u> 9,73		<u>13,44</u> 10,32		<u>12,08</u> 0,68	
<i>c</i>	<u>3,37</u> 1,43		<u>1,64</u> 0,96		<u>3,24</u> 93,58	
<i>b</i>	<u>9,47</u> 10,56		<u>6,01</u> 7,35		<u>4,47</u> 2,49	
<i>S</i>	<u>73,77</u> 2,95		<u>78,48</u> 2,59		<u>80,21</u> 1,27	
<i>n</i>	<u>58,48</u> 68,34		<u>55,60</u> 30,38		<u>56,84</u> 18,05	
<i>Q</i>	<u>17,38</u> 13,90		<u>27,57</u> 16,72		<u>34,47</u> 5,99	

Западно-Охотская фланговая зона (укакский комплекс). Междуречье Охоты-Ини: 821 - сиенито-диориты, 822 - кварцевые сиениты, 823 - кварцевый монзонит, 824 - граносиениты и граниты (в том числе щелочные), 825 - лейкократовые граниты; Ульяновский прогиб: 826 - эссекситовое габбро, 827 - монзонит, 828 - сиениты, 829 - кварцевые сиениты, 830 - граносиениты, 831 - граниты (в том числе щелочные).

Восточно-Чукотская фланговая зона: 832 - габбро, 833 - кварцевые диориты и сиенито-диориты, 834 - гранодиориты, кварцевые монзониты и сиенито-диориты, 835 - граниты (в том числе щелочные) и граносиениты, 836 - лейкократовые граниты.

ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

ХИМИЗМ И ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ПРОДУКТОВ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Из материалов предыдущей главы следует, что в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и в Тайгоносской тектонической зоне наиболее распространены вулканогенные породы базальт-андезитового ряда. Действительное значение этой группы пород в строении и развитии рассматриваемых структур определилось лишь в последние годы. Отчасти в этом состоит одна из причин того, что до настоящего времени они остаются наименее изученными.

Сравнительная характеристика химизма базальтов - андезитов

Базальты, андезито-базальты и андезиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Тайгоносской тектонической зоны в большинстве случаев составляют единые серии тесно связанных между собой изверженных пород. Особенно отчетливо это обнаруживается в вулканических накоплениях Охотско-Чукотского пояса, в составе которых в зависимости от количественных соотношений этих пород выделяются две главные родственные ассоциации: формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов и группа андезитовых формаций¹. Поскольку они занимают различное пространственное и тектоническое положение, но имеют одинаковый или очень близкий геологический возраст, анализ петрохимических свойств слагающих их базальтов, андезито-базальтов и андезитов представляет в настоящее время наибольший интерес. Относительно установленных на их примере закономерностей затем будут кратко рассмотрены особенности химизма базальтов - андезитов в других типах формаций Охотско-Чукотского пояса, а также в структурах Тайгоносской зоны.

В табл. 28 приведены средние химические составы базальтов из различных районов развития формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (№ 1-4) и группы андезитовых формаций (№ 5-12) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, из кайнозойских вулканических дуг (№ 13-17), а также средние составы высокоглиноземистых базальтов Индийского и Атлантического океанов. Из таблицы следует, что базальты из внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса относятся к тому же петрохимическому типу, что и высокоглиноземистые базальты кайнозойских вулканических дуг. Они систематически отличаются от высокоглиноземистых базальтов Индийского и Атлантического океанов более высоким содержанием калия и железа и более низким содержанием магния и кальция. Базальты Охотско-Чукотского пояса отличаются от базальтов вулканических дуг несколько повышенным содержанием кремнекислоты, что, вероятно, обусловлено неодинаковым подходом разных исследователей к определению границы групп базальтов и андезитов.

¹ Ввиду сходства петрохимических свойств пород из формаций амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов и двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, а также приуроченности их к одним и тем же главным тектоническим элементам вулканогенного пояса. Породы группы андезитовых формаций по мере возможности здесь будут рассматриваться совместно.

Таблица 28

Базальты формаций больших объемов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	101(19)	105(16)	110(5)	112(3)	204(4)	236(6)
SiO ₂	52,03	52,47	52,14	49,35	54,06	53,43
TiO ₂	1,22	1,31	1,36	1,51	1,26	1,22
Al ₂ O ₃	18,18	18,72	18,56	18,67	18,40	19,22
Fe ₂ O ₃	4,38	4,15	4,59	6,35	3,28	3,58
FeO	5,64	5,88	5,40	3,78	5,33	5,16
MnO	0,17	0,18	0,19	0,17	0,18	0,16
MgO	5,85	4,40	4,93	6,86	4,49	3,59
CaO	8,87	8,74	8,66	9,20	8,86	8,80
Na ₂ O	3,04	3,34	3,30	3,24	2,99	3,23
K ₂ O	0,67	1,02	0,80	0,78	0,84	1,30
Na ₂ O+K ₂ O	3,71	4,36	4,10	4,02	3,83	4,53
(К-Ниггли)·100	11,7	16,9	14,5	14,7	15,7	21,2

Таблица 28 (окончание)

Компоненты	15	16	17	18	19	20
	11-3*	11-4*	50-3*	7-С*	1-16*	1-17
SiO ₂	51,51	51,83	51,42	49,99	49,34	49,94
TiO ₂	0,96	0,96	1,05	1,01	1,03	1,51
Al ₂ O ₃	18,45	18,73	17,92	18,85	17,27	17,25
Fe ₂ O ₃	3,64	4,16	3,96	0,50	2,11	2,01
FeO	5,87	5,55	6,40	6,25	7,34	6,90
MnO	0,18	0,22	0,17	0,10	0,14	0,17
MgO	5,19	4,66	5,43	7,86	9,01	7,28
CaO	10,15	9,56	9,92	13,00	10,97	11,86
Na ₂ O	3,07	2,96	2,72	2,22	2,60	2,76
K ₂ O	0,95	1,40	1,01	0,20	0,14	0,16
Na ₂ O+K ₂ O	4,02	4,36	3,73	2,42	2,74	2,92
(К-Ниггли)·100	17,6	24,0	22,3	5,4	2,2	3,2

(С-среднее)

Базальты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов: внутренней зоны Охотского (1), Пенжинского (2), Анадырского (3) секторов, внешней зоны Анадырского сектора (4); андезитовые формации: внешней зоны Охотского (5), Пенжинского (6), Анадырского (7), Центрально-Чукотского (8) секторов, внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора (9), Восточно-Чукотской фланговой зоны (10), Западно-Охотской фланговой зоны (11 и 12).

Средние составы кайнозойских базальтов андезитовой формации (по Кутолину, 1972) (здесь и далее во второй строке сверху первая цифра означает номер таблицы, вторая — номер колонки в таблице по источнику; знаком * отмечены составы, пересчитанные на 100%: Курило-Камчатской дуги (13), Японии (14), Алеутской дуги (15), Индонезии (16), а также среднее из 13-16 (17).

Средние составы высокоглиноземистых базальтов океанов: 18 — Индийского (по Дмитриеву, 1972), 19 и 20 — Атлантического (по Фроловой, Руднику, 1972).

7	8	9	10	11	12	13	14
221(7)	224(5)	232(7)	241(1)	251(3)	253(2)	11-1*	11-2†
52,07	52,93	52,02	52,05	53,97	54,04	51,84	51,07
1,16	0,90	1,03	1,57	1,26	1,06	0,98	1,10
18,31	18,03	18,67	16,26	18,72	18,02	17,94	17,42
3,95	2,82	3,47	8,77	5,17	5,13	4,19	3,45
5,13	5,85	5,75	6,00	3,70	5,59	5,55	7,86
0,20	0,16	0,16	0,15	0,06	0,18	0,18	0,17
6,06	6,02	5,43	7,59	7,02	4,38	5,83	5,63
8,70	9,16	8,75	4,05	4,49	6,98	9,58	10,27
3,18	2,46	2,97	2,31	3,60	3,30	2,67	2,38
1,18	1,67	1,71	1,32	2,00	1,36	1,18	0,65
4,36	4,13	4,68	3,63	5,60	4,66	3,85	3,03
19,5	30,7	27,4	27,4	26,5	22,2	23,0	12,3

Кроме того, в базальтах Охотско-Чукотского пояса систематически отмечается несколько пониженное содержание кальция и повышенное — титана. Вариации содержаний остальных компонентов (особенно калия и магния) порой весьма значительны, но не имеют столь четко выраженных общих тенденций.

В базальтах Охотско-Чукотского пояса наименьшие относительные колебания имеют средние (по четырем и более анализам) содержания глинозема: 18,03–19,22%. Наиболее однородную группу пород представляют базальты внутренней зоны Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов (формация высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов, табл. 28, № 1–3). В них самыми значительными являются относительные колебания содержания калия ($K_2O = 0,67-1,02\%$).

В базальтах андезитовых формаций внешней зоны, а также внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора наблюдаются общее снижение содержания железа и относительно значительные колебания содержания магния. Однако наиболее интересно поведение щелочных металлов. В базальте внешней зоны (андезитовые формации) происходит некоторое снижение содержания натрия и повышение содержания калия по сравнению с базальтами внутренней зоны одного и того же сектора. Но при этом увеличение весового содержания K_2O не превышает (а чаще ниже) величины колебания этого компонента при переходе от одного сектора к другому как во внешней, так и во внутренней зонах (см. табл. 28, № 1–3 и 4–7), т.е. поперечная зональность вулканогенного пояса влияет на его содержание в меньшей степени, чем продольная. Еще более четко эта особенность проявляется, если привлечь данные о химизме базальтов Центрально-Чукотского сектора, в которых содержание натрия во внешней и во внутренней зонах ниже, а содержание калия систематически выше, чем в Пенжинском, Анадырском и Охотском секторах (см. табл. 28, № 8–9).

Особо следует отметить некоторые особенности химизма базальтов фланговых зон (андезитовые формации). Содержание калия в них примерно такое же, как в базальтах Центрально-Чукотского сектора. В то же время здесь появляются разности базальтов с аномально высоким для Охотско-Чукотского пояса содержанием магния, что сопровождается резким уменьшением содержания кальция.

Не вникая в детали вариаций состава базальтов из формаций малых объемов, возникших на заключительных этапах развития вулканогенного пояса, сле-

Таблица 29

Андезит-базальты формаций больших объемов Охотско-Чукотского

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	102(3)	106(4)	111(2)	113(1)	201(7)	211(5)
SiO ₂	56,14	55,59	57,45	56,10	55,73	56,63
TiO ₂	1,15	1,17	1,06	1,10	0,94	0,94
Al ₂ O ₃	17,08	17,30	17,37	18,66	19,30	18,55
Fe ₂ O ₃	3,64	3,16	3,52	4,61	4,26	3,62
FeO	5,47	4,77	5,40	2,76	4,30	4,58
MnO	0,14	0,12	0,15	0,17	0,17	0,14
MgO	4,61	4,99	3,92	4,58	3,48	3,96
CaO	7,85	7,25	7,64	8,59	7,35	6,70
Na ₂ O	2,79	3,72	2,61	3,25	3,65	3,49
K ₂ O	1,21	1,88	0,88	0,18	0,93	1,37
Na ₂ O+K ₂ O	4,00	5,60	3,49	3,43	4,58	4,86
(К-Ниггли). ·100	24,5	25,0	19,2	36,6	14,5	21,1

Таблица 29 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
	242(1)	248(6)	10-3,12-3, 13-2	17-2	18-2, 19-2	29-3,12
SiO ₂	56,43	57,10	56,45	56,0	56,27	55,72
TiO ₂	1,38	1,26	0,87	0,8	0,9	Не опред.?
Al ₂ O ₃	18,62	16,69	17,90	18,3	17,27	18,89
Fe ₂ O ₃	5,34	3,91	3,82	4,4	3,28	4,46
FeO	4,26	4,63	4,72	4,1	5,33	3,72
MnO	0,02	0,10	0,2	0,1	0,14	0,18
MgO	6,00	3,68	3,76	4,2	4,13	3,21
CaO	3,84	6,06	8,19	8,2	8,4	8,16
Na ₂ O	1,64	4,31	2,98	2,9	2,64	3,54
K ₂ O	2,42	2,24	1,11	1,0	0,98	2,09
Na ₂ O+K ₂ O	4,06	6,55	4,09	3,9	3,62	5,63
(К-Ниггли). ·100	49,0	25,0	20,0	18,9	20,6	27,2

вулканогенного пояса

7	8	9	10	11	12	13
203(4)	205(2)	237(8)	229(8)	222(5)	225(6)	233(3)
56,39	56,60	56,61	56,81	57,65	57,13	56,91
0,92	1,30	1,07	1,05	0,95	0,91	0,93
19,62	19,91	19,01	18,17	17,59	17,37	17,30
3,43	2,88	3,67	4,40	3,54	3,17	3,13
4,30	4,14	4,41	3,91	3,71	4,58	4,71
0,18	0,12	0,15	0,16	0,16	0,13	0,16
2,84	4,72	3,07	4,49	4,02	4,31	4,40
7,32	4,94	6,49	6,88	7,12	7,61	7,42
4,09	3,09	4,04	3,41	3,53	2,82	2,95
0,86	2,38	1,42	1,27	1,75	2,04	2,13
4,95	5,47	5,46	4,68	5,28	4,86	5,08
12,5	33,3	18,7	22,8	24,7	31,8	31,6

Андезито-базальты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов: внутренней зоны Охотского (1), Пенжинского (2), Анадырского (3) секторов, внешней зоны Анадырского сектора (4); андезитовые формации: внешней зоны Охотского (5-8), Пенжинского (9), Анадырского (10, 11), Центрально-Чукотского (12) секторов, внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора (13), Восточно-Чукотской фланговой зоны (14, 15).

Средние составы кайнозойских андезито-базальтов островных дуг: 16 - Курильских островов, 17 - Восточной Камчатки, 18 - Северного Хонсю, 19 - Центральной Явы и Суматры (по Горшкову, 1967).

дует отметить, что в них систематически повышена щелочность главным образом вследствие увеличения содержания калия (см. табл. 7, 17, 18, 19).

Базальты Тайгонской зоны (см. табл. 1) по химическому составу совершенно неотличимы от более молодых базальтов внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса. Важно подчеркнуть, что в структурах основания Охотского сектора вулканогенного пояса (см. табл. 1, 4) также устанавливается повышение щелочности базальтов как по разрезу (снизу вверх), так и при переходе из внутренней зоны во внешнюю, но при этом увеличивается главным образом содержание натрия (кроме № 56, табл. 4), тогда как содержание калия нередко убывает.

Характерно, что в обоих случаях базальты с повышенной щелочностью сосуществуют с нормальными по щелочности разностями и никакой зависимости между содержанием щелочных металлов и глинозема по анализированным конкретным породам не устанавливается. Все это заставляет рассматривать базальты с повышенной щелочностью в качестве продуктов эволюции единой исходной высокоглиноземистой магмы. Подтверждением этому выводу служат недавние исследования геохимии базальтов Ключевского вулкана, выполненные Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсановым (1974).

Таблица 30

Андезиты формаций больших объемов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	103(5)	107(4)	209(4)	215(8)	202(4)	212(9)
SiO ₂	59,95	59,52	60,96	61,40	61,24	60,99
TiO ₂	0,83	0,90	0,78	0,82	0,68	0,78
Al ₂ O ₃	17,06	17,73	18,37	18,25	18,04	17,87
Fe ₂ O	3,02	3,44	2,50	2,85	1,90	4,17
FeO	4,40	4,12	3,76	3,69	4,52	3,01
MnO	0,15	0,13	0,11	0,11	0,19	0,15
MgO	3,20	3,28	2,29	1,04	1,96	2,24
CaO	6,68	5,35	4,78	5,55	4,99	5,51
Na ₂ O	3,58	3,35	4,14	4,18	3,54	3,56
K ₂ O	1,16	2,14	2,32	2,09	2,03	1,75
Na ₂ O+K ₂ O	4,74	5,49	6,46	6,27	5,57	5,31
(К-Ниггли) · 100	17,7	29,1	26,6	24,4	20,7	24,06

Таблица 30 (окончание)

Компоненты	13	14	15	16	17	18
	234(4)	243(2)	244(2)	249(5)	252(6)	254(8)
SiO ₂	61,38	61,30	61,79	60,12	61,25	61,42
TiO ₂	0,67	0,77	0,77	0,89	0,65	0,68
Al ₂ O ₃	16,56	19,15	17,42	17,13	18,23	18,00
Fe ₂ O	2,99	3,75	1,46	3,03	4,11	4,20
FeO	2,95	3,55	4,57	3,69	1,43	1,70
MnO	0,11	0,06	0,11	0,10	0,05	0,12
MgO	3,55	2,97	3,16	3,45	5,28	1,89
CaO	5,56	4,21	4,78	4,73	2,73	4,54
Na ₂ O	3,32	2,21	3,60	3,79	3,67	4,04
K ₂ O	2,89	2,04	2,01	3,09	2,67	3,36
Na ₂ O+K ₂ O	6,21	4,25	5,61	6,88	6,34	7,40
(К-Ниггли) · 100	36,9	37,5	26,5	35,1	32,5	35,3

Андезиты Охотско-Чукотского пояса. Формация высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов: Охотского (1), Пенжинского (2) секторов; андезитовые формации: внешней зоны Охотского (3-8), Пенжинского (9), Анадырского (10, 11), Центрально-Чукотского (12) секторов, внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора (13), Восточно-

7	8	9	10	11	12
214(13)	206(3)	238(12)	230(11)	223(6)	226(13)
60,80	61,40	60,60	62,01	60,99	61,31
0,74	0,89	0,90	0,45	0,59	0,75
17,99	18,23	17,53	18,12	17,72	16,96
4,28	3,40	2,56	2,81	2,99	3,08
2,60	2,88	4,40	2,89	3,27	3,55
0,15	0,15	0,14	0,11	0,44	0,11
2,39	2,98	2,42	2,63	2,88	2,81
5,66	4,46	5,29	4,92	5,25	5,60
3,49	3,13	4,03	4,06	3,87	3,07
1,84	2,48	2,08	2,44	2,34	2,99
5,33	5,61	6,11	6,50	6,21	6,06
25,3	35,0	25,2	27,6	27,9	39,5

19 10-4,12-4, 13-3	20 17-3	21 18-3,4, 19-3	22 26-3,18,13	23 29-4,13
59,88	59,6	60,22	58,82	61,52
0,82	0,7	0,83	0,79	Не опред.?
17,42	17,8	16,84	17,57	17,47
3,53	3,6	3,1	3,13	3,61
3,93	3,6	4,59	4,13	2,93
0,15	0,1	0,1	0,2	0,10
3,01	3,1	3,29	2,93	2,72
6,95	6,8	6,94	7,27	5,99
3,06	3,2	2,93	3,66	3,48
1,29	1,5	1,15	1,49	2,16
4,35	4,7	4,08	5,15	5,64
22,4	23,5	20,9	22,2	28,6

Чукотской фланговой зоны (14-16), Западно-Охотской фланговой зоны (17, 18).

Средние составы кайнозойских андезитов островных дуг: 19 - Курильских островов, 20 - Восточной Камчатки, 21 - Северного Хонсю, 22 - Алеутских островов, 23 - Центральной Явы и Суматры (по Горшкову, 1967).

Основные тенденции химизма, установленные в базальтах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сохраняются в андезито-базальтах и андезитах. В целом, как видно из табл. 29 и 30, они принадлежат к тому же типу высокоглиноземистых вулканических серий, которые характерны для кайнозойских островных дуг западной части Тихого океана.

Главные особенности этих пород из формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (см. табл. 29) и группы андезитовых формаций (см. табл. 30) Охотско-Чукотского пояса состоят в следующем:

- а) в андезито-базальтах отмечается повышенное (как и в базальтах) содержание титана;
- б) в андезито-базальтах внутренней зоны вулканогенного пояса наблюдается некоторое снижение, а в андезито-базальтах и андезитах внешней зоны увеличение содержания глинозема (максимальное среднее содержание этого компонента в андезито-базальтах равно 19,91%);
- в) довольно широко распространены породы с несколько повышенным содержанием щелочных металлов, главным образом калия;
- г) в андезито-базальтах в целом несколько понижено содержание кальция, весьма значительно варьирует содержание магния;
- д) в андезитах систематически снижено содержание кальция, а содержание железа и магния колеблется в довольно широких пределах; но в большинстве случаев содержание и этих компонентов понижено.

Как и среди базальтов, наибольшей однородностью петрохимических свойств отличаются породы формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов. В андезито-базальтах и андезитах этой формации весовые содержания глинозема одинаковые. Переход от базальтов к андезитах в этой формации происходит путем постепенного возрастания содержания кремнекислоты и щелочных металлов (преимущественно калия) и уменьшения содержания кальция, магния, железа. Изменение содержания калия при переходе из одного сектора в другой наследует ту же тенденцию, что и в базальтах (см. табл. 28, № 1-3; табл. 29, № 1-3; табл. 30, № 1-2).

Количественные соотношения окислов петрогенных элементов в породах андезитовых формаций меняются более сложно, и закономерности этих изменений далеко не всегда ясны. Как уже отмечалось, максимальное содержание глинозема имеют андезито-базальты внешней зоны Охотского и Пенжинского секторов. Во фланговых зонах среди андезито-базальтов и андезитов (как и среди базальтов) эпизодически отмечаются разности пород со значительно пониженным содержанием кальция, что, как обычно, сопровождается увеличением количества магния.

Изменение щелочности, главным образом колебание содержания калия (как и в базальтах), связано с поперечной зональностью вулканогенного пояса. Но поскольку увеличение содержания щелочных металлов и изменение их соотношений с ростом кремнекислотности происходит далеко не равномерно (см. рис. 7 и 8), общая картина вариаций щелочности андезито-базальтов и андезитов представляется достаточно сложной и лишенной каких-либо закономерностей. Однако даже при этом Центрально-Чукотский сектор и Восточно-Чукотская фланговая зона обособляются как область в целом наиболее высоких значений весовых отношений $K_2O:Na_2O$ (см. табл. 29 и 30).

В андезито-базальтах и андезитах, принадлежащих формациям малых объемов (как и в базальтах), намечается незначительное, но устойчивое увеличение щелочности прежде всего за счет повышения содержания калия. Особенно четко эта тенденция проявлена в породах липарит-андезито-базальтовой формации.

Различный характер изменения содержания калия при переходе от базальтов к андезито-базальтам и андезитах, наблюдавшийся в формациях больших объемов Охотско-Чукотского пояса, обнаруживается и в вулканических ассоциациях структур основания Охотского сектора: в породах Тайгоносской зоны увеличение содержания калия происходит плавно, а в вулканитах структур основания внешней зоны — скачкообразно в интервале содержаний кремнекислоты 56,4 — 59,8%.

Таким образом, из сравнительной характеристики базальтов, андезито-базальтов и андезитов следует, что во внешней и внутренней зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в Тайгоносской тектонической зоне высокоглиноземистые базальты обладают значительно более устойчивыми особенностями состава, чем другие типы пород. Они же и наиболее широко распространены (имеются в виду не столько их объем и площади выходов, сколько присутствие почти на всей территории и по всему разрезу вулканогенного пояса). Наименее значительные вариации состава устанавливаются в базальтах из внутренней зоны вулканогенного пояса, принадлежащих формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, и в базальтах Тайгоносской зоны.

Вопросы происхождения базальтов - андезитов

Вопросы происхождения базальтов и андезитов занимают одно из основных мест в петрологических исследованиях двух последних десятилетий. С различных позиций они рассматривались зарубежными и отечественными специалистами (Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; Йодер, Тилли, 1965; Горшков, 1967; Д.Грин, Рингвуд, 1968; Шейнманн, 1968, 1969; Гамильтон, 1970; Т.Грин и др., 1970; Куно, 1970; Хитаров и др., 1971; Вадеевская, 1972; Кутюлин, 1972; Мак-Берни, 1972; Петрова, 1972; Фролова, Рудник, 1972; Д.Грин, 1973; Рудник, Чернышева, 1973; Эрлих, 1973; Жариков и др., 1974, 1975; Хитаров, Пугин, 1974; Добрецов, 1975; Пискунов, 1975; Федорченко, Родионова, 1975; Белоусов, 1976; Waters, 1955; Kuno, 1959, 1960; Osborn, 1959; Coats, 1962; O'Hara, 1965; Dickinson, 1968). Этот далеко не полный перечень содержит работы, имеющие непосредственное или близкое отношение к рассматриваемым ниже вопросам.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что большинством исследователей происхождение базальтов (в том числе и высокоглиноземистых) и андезитов рассматривалось как две самостоятельные проблемы и предполагалось, что они являются продуктами различных процессов и нередко различных исходных магм. Высказанные теоретические суждения и предложенные на основании экспериментов модели в общем разделяются на несколько альтернативных, достаточно хорошо известных концепций, анализ которых не входит в наши задачи. При этом следует отметить, что даже результаты экспериментальных исследований дают основание для существенно различных моделей происхождения высокоглиноземистых базальтов и андезитов и их отношений с базальтами других типов (Йодер, Тилли, 1965; Д.Грин, Рингвуд, 1968; Т.Грин и др., 1970; Д.Грин, 1973; Хитаров и др., 1971; Хитаров, Пугин, 1974; Жариков и др., 1974, 1975).

Многообразие форм нахождения базальтов в структурах континентов и океанов, выявляемое в последнее время, сложные вариации их состава, по-видимому, с достаточной очевидностью свидетельствуют о том, что в природе имеют место различные способы их происхождения, а в петрологии не может быть какой-то единственно верной универсальной концепции относительно этой проблемы. Поэтому, пытаясь подойти к объяснению происхождения базальтов и андезитов Охотско-Чукотского пояса и Тайгоносской зоны, необходимо выбрать из числа известных такую петрогенетическую модель, которая в наибольшей мере отвечала бы конкретной геологической реальности (в частности, тому, что высокоглиноземистые базальты, андезито-базальты и андезиты здесь представляют единую серию пород), была бы в какой-то мере апробирована на объекте с подобными типами вулканических ассоциаций и не противоречила бы представительным результатам какого-либо третьего независимого метода исследований.

Наиболее удовлетворительная схема происхождения базальт-андезитовых серий Охотско-Чукотского пояса и Тайгоносской зоны следует из модели возникновения и эволюции высокоглиноземистой базальтовой магмы, разработан-

ной в последнее время Н.И. Хитаровым с соавторами (Хитаров и др., 1971; Хитаров, Пугин, 1974) на основании изучения плавления и кристаллизации естественных пород базальтового состава.

Согласно данным этих исследователей, "высокоглиноземистые магмы являются одними из самых тугоплавких базальтовых магм. Как продукты выплавления высокоглиноземистые магмы могут быть выплавлены только из составов, еще более тугоплавких. Такими составами могут быть только пикритовые" (Хитаров и др., 1971, с. 1038). Пикриты "могут выплавляться из гранатовых перидотитов мантии под давлением более 20 кбар или на глубинах более 70-80 км" (там же). Отделяющийся от пикрита высокоглиноземистый базальт может при благоприятных условиях подниматься к дневной поверхности, чем дифференцируясь.

Дальнейшая эволюция высокоглиноземистой магмы возможна, по мнению Н.И.Хитарова, В.А.Пугина и других исследователей, двумя путями:

а) после некоторого быстрого продвижения к поверхности Земли или при резком падении давления вначале происходит отделение от высокоглиноземистого базальта оливинового толеита, а затем преобразование последнего в щелочной оливиновый базальт;

б) значительное снижение температуры при давлениях более 20 кбар приводит к выделению из высокоглиноземистой базальтовой магмы эклогита и к образованию расплава, состав которого будет колебаться от андезита до липарита (Хитаров и др., 1971; Хитаров, Пугин, 1974).

Эта кратко охарактеризованная схема эволюции высокоглиноземистого базальтового расплава хорошо увязывается с результатами петрологических (Важеевская, 1972), геохимических (Леонова, Кирсанов, 1974) и геофизических (Федотов, 1974, 1976а,б) исследований в Восточно-Камчатской вулканической зоне. Особый интерес при этом представляют разработанная С.А.Федотовым гипотеза о "механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур" (Федотов, 1974, 1976б), основанная на представлении о гидростатических силах как главном факторе, регулирующем вулканическую деятельность, и ряд следствий, вытекающих из этой гипотезы. Наиболее существенными из них в связи с рассматриваемыми вопросами являются выводы о том, что под действующими вулканами Камчатки с глубин в среднем 150 км поднимаются магматические колонны ультраосновного расплава, который практически не достигает дневной поверхности, но может создавать значительные скопления в интервале глубин 45-30 км. Главная область генерации базальтового расплава лежит в интервале глубин 90-35 км.

На глубинах менее 30 км соотношения магматического и литостатического давления таковы, что создаются условия для скопления больших объемов магмы и формирования периферических магматических очагов базальтовых расплавов. Предполагается, что генерация андезитовой магмы может также начинаться в астеносфере, однако наиболее благоприятные условия для образования периферических очагов этой магмы имеются на границе кристаллического фундамента и осадков (Федотов, 1976б, с. 35, 36).

С.А.Федотов совершенно не рассматривает химические аспекты петрогенезиса. Его схема тем более интересна, что она хорошо согласуется с физической стороной модели Н.И.Хитарова, В.А.Пугина и др. Привлекательность гипотезы С.А.Федотова состоит еще в том, что формирование периферических магматических очагов она трактует как естественное следствие развития физико-химического процесса.

Таким образом, исходя из особенностей общего состава и химизма пород базальт-андезитового ряда в вулканических ассоциациях Охотско-Чукотского пояса и из охарактеризованной выше модели образования и эволюции высокоглиноземистой базальтовой магмы, можно сделать следующие выводы.

1. Базальты, резко преобладающие среди вулканических накоплений Тайгосской зоны и формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, по-видимому, ближе всего

отвечают составу формировавшейся в мантии "исходной" основной высокоглиноземистой магмы.

2. Андезитовые формации внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса, возможно, имеют непосредственную генетическую связь с "исходной" основной высокоглиноземистой магмой. В иных, чем во внутренней зоне, тектонических условиях эта магма не извергалась непосредственно из области генерации, а теряла тепло и эволюционировала в сторону андезита. Однако возрастание содержания глинозема в андезито-базальтах и андезитах, вероятно, можно объяснить либо тем, что в процессе эволюции основной магмы от нее отделялся не эклогит (как в схеме Н.И.Хитарова и др.), а вещество со значительно меньшим содержанием глинозема, либо тем, что глинозем был ассимилирован из вмещающей среды. Возможно, с явлением ассимиляции связано отмечавшееся ранее скачкообразное увеличение содержания калия в андезито-базальтах некоторых районов внешней зоны вулканогенного пояса и структур ее основания.

Наиболее простое объяснение возникновению двух главных петрографических типов андезитовых формаций предложено И.Н.Когляром (1975). Оно сводится к допущению того, что развитие периферических очагов андезитовых магм происходило в существенно разных условиях парциального давления воды: из магмы, насыщенной водой, образовалась формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, а из "сухой" магмы — формация двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов. При этом предполагается, что главная часть воды поступала в магму из среды, в которой происходило формирование периферического очага.

3. Базальт-трахибазальтовая формация, образованием которой завершалась вулканическая деятельность во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса, несомненно является производной той же "исходной" основной высокоглиноземистой магмы, что и ранее отмеченные формации больших объемов. Скорее всего, это продукт той части "исходной" магмы, которая без существенной потери тепла мигрировала в области пониженного давления и в камерах промежуточных глубин эволюционировала по пути накопления щелочных компонентов.

В отношении особенностей химизма базальтов — андезитов контрастных формаций такое объяснение хотя формально и допустимо, но вряд ли может быть признано удовлетворительным. Тесная связь этих пород с соизмеримыми по объему вулканитами кислого состава, часто характеризующимися сложными вариациями щелочности, дает основание полагать, что химизм базальтов и андезитов контрастных формаций определяется не только условиями глубинной эволюции "исходной" магмы, но и взаимодействием ее с земной корой и явлениями дифференциации в периферических магматических очагах.

Андезитовый вулканизм как геологическое явление

Введение в геологию понятия "андезитовая линия" (Marshall, 1911) явилось, пожалуй, первым отражением одной из главных общих особенностей вулканизма кайнозойских тектонических зон, обрамляющих впадину Тихого океана.

Современные представления об андезитовом вулканизме, о строении, составе и условиях образования андезитовых формаций различных регионов и геологических эпох в значительной мере базируются на опыте изучения вулканизма островных дуг. Так, Ю.А.Кузнецов отмечал, что кайнозойские (главным образом четвертичные) вулканические накопления Восточной Камчатки и Курильских островов являются "прототипом андезитового формационного типа" (Кузнецов, 1964, с. 107).

Андезиты в широком понимании термина (по Ф.Ю. Левинскому-Лессингу, 1929) являются также важнейшей составной частью мезозойских разрезов крупных тектонических зон Восточной Азии, Кордильер Северной и Анд Южной Америки, природа которых различна. Так, на востоке Азии подавляющая

часть андезитов сосредоточена в краевых вулканогенных поясах (Белый, 1971, 1974а,б; Шило, и др., 1974, 1976). В Кордильерах Северной Америки (Dickinson, 1962; Campbell, 1966; Misch, 1966; Souther, Armstrong, 1966) массовое появление андезитов падает на переходную (по терминологии А.В.Пейве и др., 1971а,б, 1976) стадию развития невадийских геосинклиналей. В Андах, как показал Ж.Обуэн (Auboin, 1972), зоны мезозойского андезитового вулканизма связаны с развитием особых тектонических структур — эвлинимаров, которые по своим размерам, времени заложения, длительности и стадийности развития полностью сопоставимы с эвгеосинклинальными системами.

Таким образом, в Тихоокеанском поясе, начиная, по-видимому, с мезозоя (Комаров и др., 1974), андезиты в широком значении термина становятся столь же распространенной группой пород, как базальты, с одной стороны, и гранитоиды — с другой. Они связаны с развитием различных крупных тектонических структур; некоторые из этих структур почти полностью сложены продуктами андезитового вулканизма, общие петрологические особенности которых достаточно устойчивы. Все это дает основание подходить к андезитовому вулканизму как к особому геологическому явлению.

Среди андезитовых формаций прошлых геологических эпох и в зонах кайнозойского андезитового вулканизма постоянно присутствуют базальты, которые, как было показано выше, обладают выдержанными петрохимическими признаками и могут быть выделены в особый петрохимический тип высокоглиноземистых базальтов островных дуг. Поскольку подавляющее большинство этих базальтов имеет лейкократовый облик, действительно оценить масштабы их распространения оказалось возможным лишь в последнее время, когда в массовом количестве стали выполняться силикатные анализы. Так, последние работы В.Н.Шилова (1973) показывают, что среди кайнозойских вулканических накоплений Курильских островов высокоглиноземистые базальты играют несравненно большую роль, чем представлялось ранее. В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе в зависимости от количественных соотношений базальтов и андезитов оказалось необходимым выделять два различных типа формаций.

Тесные пространственные, временные, петрологические и, по-видимому, генетические связи между высокоглиноземистыми базальтами характеризуемого петрохимического типа и андезитами в широком значении термина позволяют рассматривать их как продукты особого геологического явления, именуемого андезитовым вулканизмом. При этом в зависимости от преобладающего состава и (или) петрографического типа горных пород среди продуктов андезитового вулканизма не только возможно, но и необходимо выделять естественные ассоциации пород в ранге формаций.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА

Распространение вулкаников кислого и умеренно кислого состава в андезитовых и базальтовых формациях не подчиняется каким-либо видимым закономерностям. Пространственно единые накопления этих пород по аналогии со шкалой объемного разделения игнимбритов¹ могут быть отнесены к малообъемным образованиям (менее 10 км^3). Самостоятельного структурного значения они не имеют. Среди них довольно широко развиты лавы, которые обычно петрографически тесно связаны с андезитами.

¹ Везде, где речь идет об объемах игнимбритовых полей, имеется в виду следующая количественная шкала: а) поля больших объемов $> 100 \text{ км}^3$, б) средних — $100-10 \text{ км}^3$, в) малых — 10 км^3 ; это упрощенный вариант известных шкал объемов игнимбритовых полей (Smith, 1960; Устиев, 1961).

В игнимбритовых формациях, наоборот, главную массу вулканических накоплений слагают игнимбритовые поля больших и средних объемов. Для контрастной липарит-андезито-базальтовой формации также характерны игнимбритовые поля средних и больших объемов. Именно эти естественные ассоциации вулканитов кислого и умеренно кислого состава обретают структурную самостоятельность, а распространение их во времени и в пространстве подчинено определенным закономерностям. Лишь они могут рассматриваться в качестве продуктов кислого вулканизма как особого геологического явления того же порядка, что и андезитовый вулканизм. Общий объем этих образований достигает около 290 тыс. км³ (из них 279 тыс. км³ приходится на игнимбритовые формации), что составляет около 27,5% от всего объема вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса.

Распространены продукты кислого вулканизма весьма неравномерно. Их объем во внешней и фланговых зонах исчисляется примерно в 235 тыс. км³ и составляет ~ 37% от всего количества отложенных здесь вулканитов, а во внутренней зоне достигает соответственно ~ 54 тыс. км³ или ~ 13%. Однако если учесть, что во внутренней зоне около 40 тыс. км³ вулканитов кислого и умеренно кислого состава приходится на липарит-андезито-дацитовую формацию Центрально-Чукотского сектора, развитие которой, вероятно, было связано с вулканическими центрами, располагавшимися главным образом во внешней зоне, то в этом случае доля продуктов кислого вулканизма внутренней зоны резко понизится.

Весьма существенны колебания относительного количества продуктов кислого вулканизма в пределах внешней и фланговых зон: в Охотском секторе ~ 30-30,5%, в Пенжинском ~ 45,0%, в Анадырском ~ 8,5%, в Западно-Охотской фланговой зоне ~ 29,5%, в Восточно-Чукотской ~ 28-28,5%.

Разнообразие петрографических типов игнимбритов, последовательностей изменения их состава в разрезах (Белый и др., 1972, 1974а), а также резко неравномерный характер их распространения обусловлены как особенностями строения и магматизма структур основания вулканогенного пояса, так и пространственно-временными отношениями между проявлениями андезитового и кислого вулканизма.

В позднем альбе и в самом начале сеномана (на ранней стадии развития Охотско-Чукотского пояса) кислый вулканизм проявился наиболее интенсивно, но почти исключительно во внешней и фланговых зонах. Позже, в сеномане, на фоне общего сокращения ареалов вулканической деятельности главной областью развития кислого вулканизма оказалась внутренняя зона Центрально-Чукотского и отчасти Средне-Анадырского секторов. Во внешней зоне наиболее значительные центры кислого вулканизма находились в Охотском и Пенжинском секторах, а также во фланговых зонах. Однако количество образовавшихся в это время вулканитов кислого и умеренно кислого состава несоизмеримо меньше того, что было извергнуто в течение ранней стадии: в сеномане на всей территории вулканогенного пояса образовалось ~ 30 тыс. км³ вулканитов кислого и умеренно кислого состава, а в позднем альбе и самом начале сеномана лишь во внешней и фланговых зонах ~ 220 тыс. км³.

По характеру пространственно-временных отношений с продуктами андезитового вулканизма рассматриваемые вулканические накопления кислого и умеренно кислого состава можно разделить следующим образом.

1. Липарит-андезито-дацитовая формация Центрально-Чукотского сектора, сложенная преимущественно телами игнимбритов больших объемов. Общий объем формации только во внешней зоне, где ее образованию не предшествовал андезитовый вулканизм, достигает 75 тыс. км³. Эволюция состава продуктов вулканической деятельности шла по антидромному типу.

2. Все остальные игнимбритовые формации (липарит-дацитовая, липаритовая и липарит-трахитовая) сложены телами игнимбритов средних и больших объемов. Общий объем формаций около 170 тыс. км³ (из них только липарит-дацитовая формация составляет 127 тыс. км³). Образование всех этих формаций происходило вслед за мощными проявлениями андезитового вулканизма.

В главной по объему липарит-дацитовый формации эволюция состава вулканических продуктов в общем имеет гомодромный характер.

3. В контрастной липарит-андезито-базальтовой формации игнимбриты слагают тела средних и малых, иногда больших объемов; общее количество их составляет ~ 10-15 тыс. км³. Какой-либо закономерности изменения состава вулканических накоплений по разрезу не отмечается.

Своеобразие строения и развития липарит-андезито-дацитовый формации Центрально-Чукотского сектора, как подчеркивалось ранее (Белый, 1969а; Белый и др., 1972, 1974а), обусловлено, с одной стороны, тем, что ее образованию непосредственно не предшествовали мощные проявления андезитового вулканизма, а с другой — тесной генетической связью с протоорогенными гранитоидами Чукотской миегосинклинальной складчатой системы. Антидромная последовательность в разрезе вулканических накоплений этой формации, по-видимому, отражает дифференцированное (расслоенное) состояние гранитоидного расплава в крупных периферических магматических очагах.

Проявления кислого вулканизма, продукты которого слагают липарит-дацитовую, липаритовую и липарит-трахитовую формации, а также входят в состав контрастной липарит-андезито-базальтовой формации, причинно связаны с андезитовым вулканизмом, что, пожалуй, наиболее отчетливо обнаруживается на примерах липарит-дацитовый формации. Ее положение в структурах вулканических полей, время появления, общий гомодромный характер строения и особенности минералогии дают основание полагать, что формирование очагов гранитоидных расплавов шло непосредственно вслед за образованием и активной деятельностью периферических очагов андезитовой (в широком значении термина) магмы. По-видимому, подавляющая часть объема вулканитов кислого и умеренно кислого состава является продуктами плавления вещества земной коры, а роль андезитовой магмы сводилась, вероятно, главным образом к тому, что она была носителем тепла и "интрателлурических растворов" (Кузнецов, Изох, 1969) или же "горячего флюида" (Аверьев, 1966). При этом какая-то часть андезитовых расплавов могла поступать в очаги гранитоидной магмы, "контаминировала" ее, однако масштаб этих явлений, по-видимому, был незначительным.

Постоянное присутствие в верхней части разрезов липарит-дацитовый формации игнимбритов, умеренно и обильно насыщенных кристаллокластическим материалом, состав которого сходен с минеральным составом гранитов ("игнимбритов гранитного облика"), вероятно, отражает ту стадию эволюции очагов кислой магмы, когда они совершенно теряли связь с очагами андезитов. Поэтому интересно отметить, что в липарит-трахитовой и иногда в липаритовой формации наблюдается антидромная смена состава вулканических накоплений.

Таким образом, можно полагать, что в Охотско-Чукотском поясе связь между продуктами андезитового и кислого вулканизма имеет парагенетический характер и что продукты кислого вулканизма образовались в основном вследствие плавления вещества коры. Как уже отмечалось, на ранней стадии развития кислый вулканизм проявился лишь в пределах внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса, т.е. там, где он накладывался на структуры завершенной складчатости. При этом, если даже исключить Центрально-Чукотский сектор, то и тогда между интенсивностью андезитового и кислого вулканизма во внешней зоне устанавливается обратная функциональная зависимость. Одновременно обнаруживается несомненная связь между объемами продуктов кислого вулканизма и характером структур основания внешней зоны вулканогенного пояса. Так, минимальное количество продуктов кислого вулканизма (~8,5%) находится в Анадырском секторе, где наиболее интенсивно проявился андезитовый вулканизм, а складчатое основание сложено эвгеосинклинальным комплексом. В Пенжинском секторе, основание которого в значительной мере сложено дорифейскими метаморфическими комплексами Омолонского массива, относительное количество продуктов кислого вулканизма самое высокое (~45,0%), а андезитового — самое низкое. Внешняя зона Охотского сектора,

наложенная главным образом на миогеосинклинальный складчатый комплекс мезозой, характеризуется промежуточными значениями отношений продуктов кислого (30–30,5%) и андезитового вулканизма. Во фланговых зонах игнибритовые и андезитовые формации находятся примерно в таких соотношениях, как и во внешней зоне Охотского сектора. Объяснить это явление можно, предположив, что под фланговыми зонами общая величина теплового потока была ниже, чем во внешней зоне вулканогенного пояса.

Из изложенного следует, что причины и способы образования очагов кислых магм в Охотско-Чукотском поясе были многообразны. Однако кислый вулканизм как геологическое явление развивался там и тогда, где и когда земная кора уже имела или же обретала свойства, характерные для структур областей завершенной складчатости.

ТИПЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Основные положения о вулканоплутонической ассоциации были сформулированы и обоснованы Е.К. Устиевым (1963а,б) не как альтернатива получившим широкую известность представлениям о вулканической и плутонической ассоциациях (Kennedy, Anderson, 1938), а как результат обобщения новых эмпирических данных, отражающих специфику ранее недостаточно изученных особых структур земной коры. Именно в этом плане следует понимать слова Е.К. Устиева о том, что "критика (представлений Кеннеди и Андерсона. – В.Б.) должна развиваться не вопреки этим аргументам, а в согласии с ними, что лишней раз заставляет вспомнить о многоликости природы и необходимости учитывать все стороны проблемы для того, чтобы не ошибиться при ее решении" (Устиев, 1963а, с. 163). К представлениям о естественных вулканоплутонических ассоциациях с различных позиций и на разных объектах подходили вплотную Г.Штилле (Stille, 1950), Дж.Тиррел (Tyrrel, 1955), А.Баддингтон (Buddington, 1959), но решающий шаг в этом направлении был сделан лишь Е.К. Устиевым, который исходил прежде всего из исследований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Необходимость выделения вулканоплутонических ассоциаций была подготовлена всем ходом развития геологических знаний, и поэтому они получили быстрое и широкое признание как среди отечественных, так и среди зарубежных геологов. Но уже на Всесоюзном симпозиуме по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности (Москва и Алма-Ата, 1966 г.) и на I Северо-Восточном петрографическом совещании (Магадан, 1968 г.) обнаружилось, что, получив широкую известность, представление о вулканоплутонических ассоциациях стало терять свое особое конкретное значение; некоторые исследователи начали понимать его слишком буквально, другие – чрезмерно широко. Так, например, были попытки рассматривать в качестве вулканоплутонических ассоциаций покровы базальтов щитовых вулканов и залегающие внутри них дайки и штоки долеритов (Апрелков, Шеймович, 1968). Высказывалось мнение, что любая пара петрохимически эквивалентных полнокристаллических (интрузивных) и излившихся пород, встреченная в одном районе, представляет собой вулканоплутоническую ассоциацию (Загрузина, 1965; Умитбаев, 1964, 1969); при этом реальные геологические соотношения между сериями вулканических и интрузивных пород не учитывались. Полагаю, что было также ошибкой рассматривать позднемезозойские магматические образования Яно-Колымской системы как единую вулканоплутоническую ассоциацию со слабой, удаленной связью между вулканогенными и плутогенными формациями (Бельи и др., 1965).

Непосредственное отношение к проблеме вулканоплутонических ассоциаций имеют работы Д.С. Штейнберга и др. (1968, 1971), в которых анализируются термодинамические условия существования гранитных расплавов в земной коре. Но петрогенетические выводы, следующие из теоретической модели, по видимому, нуждаются в определенных коррективах применительно к конкретным объектам, поскольку проблема вулканоплутонических ассоциаций в такой

же мере является геологической (палеовулканогеологической и структурной), как и петрологической.

Очевидно, все отмеченное выше отражает назревшую необходимость конкретизации представлений о вулканоплутонической ассоциации. Новые данные по магматизму Охотско-Чукотского пояса позволяют коснуться некоторых важных аспектов этой проблемы.

Обязательными признаками вулканоплутонической ассоциации необходимо считать:

а) совместное наличие вулканических накоплений и соизмеримых по масштабам интрузий глубинного облика (не субвулканических тел, а полнокристаллических массивов интрузивных пород, несущих четкий контактовый метаморфизм);

б) их сонахождение в единых структурах и на одних и тех же эрозионных уровнях, т.е. принадлежность к одним и тем же структурным комплексам;

в) близость их возрастов;

г) петрографическое, петрохимическое и геохимическое родство.

Перечисленные руководящие признаки вулканоплутонической ассоциации дают достаточно оснований для противопоставления ее выделенным ранее вулканической и плутонической ассоциациям и позволяют не соглашаться с представлением И.В. Лучицкого о том, что необходимости выделения вулканоплутонической ассоциации нет (Лучицкий, 1971, т. 2, с. 26).

В Охотско-Чукотском поясе вмещающими породами большинства гранитоидных плутонов были субаэральные вулканические накопления. Становление интрузивов происходило в пределах от первых сотен метров до 1-1,5 км (Геология СССР, 1970; Белый и др., 1974; Милов, 1975). Даже в тех случаях, когда на современном эрозионном уровне вскрыты достаточно глубинные части плутонов (например, Восточно-Тайгоносский массив; Некрасов, 1968), имеются несомненные данные о том, что их апикальные части были внедрены в вулканы, слагающие структурный комплекс Охотско-Чукотского пояса.

Современные данные о времени формирования вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса и становлении плутоногенных формаций с полной очевидностью свидетельствуют о том, что в масштабах геологического времени противопоставление их по возрасту почти лишено смысла. Особенно это касается гранодиорит-гранитной и тоналит-диоритовой формаций (ранние интрузивные комплексы), возрастные интервалы становления которых, определяемые по соотношениям с вулканогенными образованиями, оказываются намного меньшими, чем точность радиологических датировок и детальность естественной геохронологической шкалы. Следовательно, вулканические накопления и интрузивные комплексы Охотско-Чукотского пояса, если исходить из тесной пространственной и временной близости тех и других, а также очевидного родства общих петрохимических свойств, в целом могут рассматриваться в качестве единой крупной вулканоплутонической ассоциации. Вывод этот для нашего региона правомерен, но познавательного значения он не имеет, поскольку в настоящее время проблеме вулканоплутонических ассоциаций Охотско-Чукотского пояса надо решать с учетом изложенной выше схемы его формационной и структурной зональности.

Таким образом, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса достаточно четко выделяются следующие естественные ассоциации вулканогенных и плутоногенных формаций:

а) формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов и тоналит-диоритовая (внутренняя зона Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов), которые образуют базальт-тоналитовую вулканоплутоническую ассоциацию;

б) формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, липарит-дацитовая, липаритовая и гранодиорит-гранитная во внешней зоне Охотского сектора и во фланговых зонах; андезитовые, липарит-дацитовая, липарит-андезито-базальтовая и гранодиорит-гранитная формации во внешней

зоне Анадырского и Пенжинского секторов. В целом они составляют андезит-игнимбрит-гранодиоритовую вулканоплутоническую ассоциацию;

в) липарит-андезито-дацитовая формация Центрально-Чукотского сектора и гранодиорит-гранитная формация калиевого типа Чаунской зоны Чукотских мезозой образуют гранит-игнимбритовую вулканоплутоническую ассоциацию;

г) липарит-трахитовая, липарит (трахилипарит)-базальтовая и сиенито-диорит-щелочногранитная формации во фланговых зонах и во внешней зоне Охотского сектора; липаритовая, базальт-трахибазальтовая и сиенито-диорит-щелочногранитная формации во внутренней зоне Центрально-Чукотского и Анадырского секторов. Эта ассоциация наименее изучена, и выделение ее пока следует считать проблематичным.

Базальт-тоналитовая вулканоплутоническая ассоциация внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса характеризуется, с одной стороны, явным петрохимическим сходством интрузивных и вулканогенных пород одинаковой кремнекислотности (лишь при SiO_2 менее 55% интрузивные породы постоянно имеют более низкое содержание калия, чем вулканогенные), а с другой — резкой полярностью, выражающейся в преобладании среди вулканических накоплений пород с содержанием кремнекислоты менее 55%, а среди интрузивных образований — с содержанием кремнекислоты 58–68%. Столь существенная разница в составе главных групп пород вулканогенной и плутогенной формаций свидетельствует, скорее всего, о том, что они не являются производными общих очагов магмообразования. Сходство же петрохимических свойств вулканических и интрузивных пород и последовательность образования формаций позволяют рассматривать их в качестве продуктов эволюции единого сложного петрогенетического процесса.

Андезит-игнимбрит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация, хотя и обладает довольно сложным и не всегда однотипным характером последовательности вулканических накоплений, состоит из трех главных (по объему и площади распространения) компонентов: а) андезито-базальтов и андезитов, б) игнимбритов кислого и умеренно кислого состава и в) гранодиоритов и гранитов. Петрохимическое сходство серий вулканических и плутогенных пород этой ассоциации с очевидностью следует из табл. 8, 9, 14, 15, 18, 21, 22 и рис. 7, 8, 11, 12, 14, 15, 16.

Тесная пространственная и временная связь между продуктами андезитового и кислого вулканизма не может рассматриваться в качестве доказательства их происхождения из единого исходного расплава. В то же время гранитоиды, участвующие в строении кольцевых магматических комплексов и некоторых магматогенных поднятий (например, Оконайто-Пеледонского), и игнимбриты, слагающие поля больших и средних объемов, имели, по-видимому, общие коровые магматические очаги (Сперанская, 1963б, 1967б; Белый и др., 1972; Белый и др., 1974; Милов, 1975). Однако вскрытые на современном эрозионном уровне массивы гранитоидов нельзя рассматривать в качестве камер, из которых извергались игнимбриты. Во-первых, переход от гранитного массива к потоку игнимбрита еще нигде не наблюдался, тогда как интрузивные контакты гранитоидов с вулканическими накоплениями кислого и умеренно кислого состава — явление обычное. И, во-вторых, анализ термодинамических условий, при которых начиналось извержение игнимбритов, показывает, что дезинтеграция гранитоидного расплава и переход его в игнимбритообразующую магму происходили на больших глубинах, чем камеры становления гранитоидных массивов, наблюдаемые в современных структурах (табл. 31) (Белый и др., 1972; Белый и др., 1974). По-видимому, массивы гранитоидов являются продуктами тех же, что и игнимбриты, расплавов, но сильно обедненных летучими компонентами.

В данной вулканоплутонической ассоциации особенности связей между слагающими ее главными группами пород имеют более сложный и в то же время тесный характер, чем в ранее рассмотренной вулканоплутонической ассоциации внутренней зоны. С одной стороны, здесь между продуктами андезитового

Таблица 31

Игнимбриды и гранитоиды андезит-игнимбриг-гранодиоритовой вулканоплутогической ассоциации

Игнимбриды в формациях	Липарит-дацитовый и липаритовой	Липарит-андезито-базальтовой
Тип последовательности	Гомодромный	
Минеральные ассоциации вкрапленников (перечисление отражает относительную частоту встречаемости)	$\text{SiO}_2 > 68\%$: олигоклаз, биотит, кварц, амфибол, санидин, пироксен $\text{SiO}_2 = 63-68\%$: андезин (олигоклаз), амфибол, биотит, кварц, пироксен, анортоклаз	Олигоклаз, биотит, кварц, санидин, амфибол, пироксен Андезин (олигоклаз), биотит, амфибол, пироксен, кварц
Физико-химические характеристики	$\text{SiO}_2 > 68\%$: $T = 650-900^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500-1200 \text{ кг/см}^2$ $\text{SiO}_2 = 63-68\%$: $T = 700-900^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1200-2000 \text{ кг/см}^2$	$T = 650-750^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500-1200 \text{ кг/см}^2$ $T = 800-900^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1200-2000 \text{ кг/см}^2$
Главные типы пород плутогенной формации и глубина их становления по геологическим данным	Гранодиориты, граниты; 0,5-1,5 км	
Физико-химические характеристики кристаллизации гранитоидов	$T = 600-750^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500-1000 \text{ кг/см}^2$	

и кислого вулканизма, вероятно, можно предполагать такого типа эволюционную связь, как между базальтами и кварцевыми диоритами-тоналитами во внутренней зоне; с другой стороны, между игнимбридами и гранитоидами имеется непосредственное генетическое родство.

Гранит-игнимбритовая вулканоплутогическая ассоциация отличается от ранее охарактеризованных прежде всего тем, что подавляющая часть принадлежащих к ней наиболее крупных гранитоидных массивов (Амгуэмо-Пегтымельская интрузивная серия, по Милову, 1975) была внедрена и вскрыта непосредственно перед извержениями игнимбридов и туфов, слагающих липарит-андезито-дацитовую формацию Центрально-Чукотского сектора. В то же время в краевых частях игнимбритовых полей этой формации известны относительно мелкие интрузии гранитоидов, более молодые, чем вулканические накопления альхаквуньской свиты (например, Гытойхынский массив), такого же состава, что и ранее отмеченные крупные массивы.

Подробный специальный анализ петрохимического родства гранитоидов Чукотских мезозоид и игнимбритов чаунской серии был выполнен ранее (Гельман, Белый, 1963; Белый и др., 1974), и представление о природе и генетическом родстве магматических расплавов, продуктами которых являются гранитоидные массивы Амгуэмо-Пегтымельской интрузивной серии и вулканы липарит-андезито-дацитової формации, разделяется в настоящее время, по видимому, всеми исследователями.

Своеобразие характеризуемой вулканоплутонической ассоциации заключается не только в особенностях ее состава, но и в том, что последовательность процессов ее формирования оказалась не такой, как у ранее охарактеризованных ассоциаций. При этом необходимо обратить внимание на следующее. Гранитоиды Амгуэмо-Пегтымельской серии и игнимбриды липарит-андезито-дацитової формации имеют одинаковый средний химический состав. Но в гранитоидных массивах постоянно наблюдается гомодромная последовательность пород при изменении средних содержаний кремнекислоты от 67 до 75,5%. Состав же игнимбритов изменяется по антидромному типу, а содержания кремнекислоты в них колеблются от 77-78 до 60-61%.

* * *

В трех охарактеризованных вулканоплутонических ассоциациях магматические породы, содержащие более 58% кремнекислоты, имеют различный характер щелочности: в первой - натровый, во второй - калинатровый и в третьей - калиевый. В порядке постановки вопроса правомерно предположить, что это является одной из главных причин, определивших как особенности состава и развития конкретных вулканоплутонических ассоциаций, так и разный характер связи между вулканогенными и плутоногенными формациями. Однако учет геологических условий образования рассмотренных вулканоплутонических ассоциаций показывает, что характер щелочности сам по себе не мог быть определяющим фактором. В частности, вулканоплутоническая ассоциация Центральной Чукотки возникла при исключительных стечениях обстоятельств: вследствие совпадения во времени двух независимых геологических явлений - эпигеосинклиналичного гранитоидного магматизма в Чукотских мезозоидах и тектонических процессов, приведших к формированию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Схема общего тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как уже отмечалось нами ранее (Белый, 1977), составлена путем комплексного анализа данных о строении, возрасте, мощностях и условиях залегания вулканических накоплений, характере их фундамента и особенностях геофизических полей. Эта схема (рис. 20) отражает наиболее существенные неоднородности строения вулканогенного пояса и особенности его положения в структуре Северо-Востока Азии. Она явилась основой для построения специальных схем структурного и петрологического (формационного) районирования вулканогенного пояса.

Главная часть Охотско-Чукотского пояса (между р. Иней на юго-западе и р. Танюрер на северо-востоке), обладающая продольной зональностью, разделяет две резко отличные по характеру развития складчатые (геосинклинальные) области: Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую. Секторная (поперечная) зональность внешней зоны вулканогенного пояса отражает главные неоднородности строения ее фундамента, образованного складчатыми системами мезозойд и Омолонским дорифейским массивом. Во внутренней зоне секторная зональность выражена значительно слабее. При этом граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса, параллельная простиранию главных тектонических зон Анадырско-Корякской складчатой системы, выступает как линия, резко дискордантная по отношению к общему простиранию складчатых систем мезозойд. По-видимому, она является естественной северо-западной границей Тайгоносской тектонической зоны, образующей основание внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса и, таким образом, фиксирует положение одного из важнейших длительно развивавшихся линейментов Северо-Востока Азии.

К северо-востоку от Пенжинской губы граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса представляет собой систему левосторонне кулисно расположенных протяженных (вертикальных и крутопадающих) разломов северо-восточного простирания, соединенных относительно короткими субмеридиональными "перемычками". Большой частью разломы совмещены с прямолинейными отрезками долин рек. Вдоль них иногда прослеживаются крупные зоны милонитизации. Относительно этой системы разрывных нарушений наблюдается существенное изменение залегания разновозрастных вулканогенных толщ, а именно: плато и пологие широкие моноклинали во внешней зоне; сложное блоковое строение, крутые флексурные изгибы, "задиране" толщ вулканических накоплений вдоль разломов - во внутренней.

На по-ове Тайгонос граница внешней и внутренней зон вулканогенного пояса проводится по краю северо-западного крыла Теланской грабен-синклинали. Здесь эту границу удается наблюдать в образованиях вавачунской и таланской свит позднеюрского-валанжинского возраста, т.е. в комплексе структур основания вулканогенного пояса. Так, в районе побережья залива Среднего

северо-западное крыло Теланской грабен-синклинали ограничено крупными крутыми флексурами (углы падения до 60° , азимуты падения юго-восточные), которые по простиранию нередко переходят в разломы с амплитудой смещения до 300-500 м. Северо-восточнее, в бассейне р. Кенгевеем, преобладают круглые протяженные разломы с амплитудой смещения до 2-2,5 км. К северо-западу от этих разломов верхнеюрские-нижнемеловые толщи слагают пологие моноклинали, а к юго-востоку - в них прослеживаются круглые флексуры и сложные при-разломные деформации.

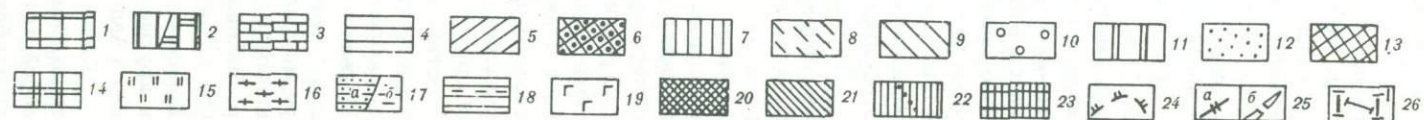
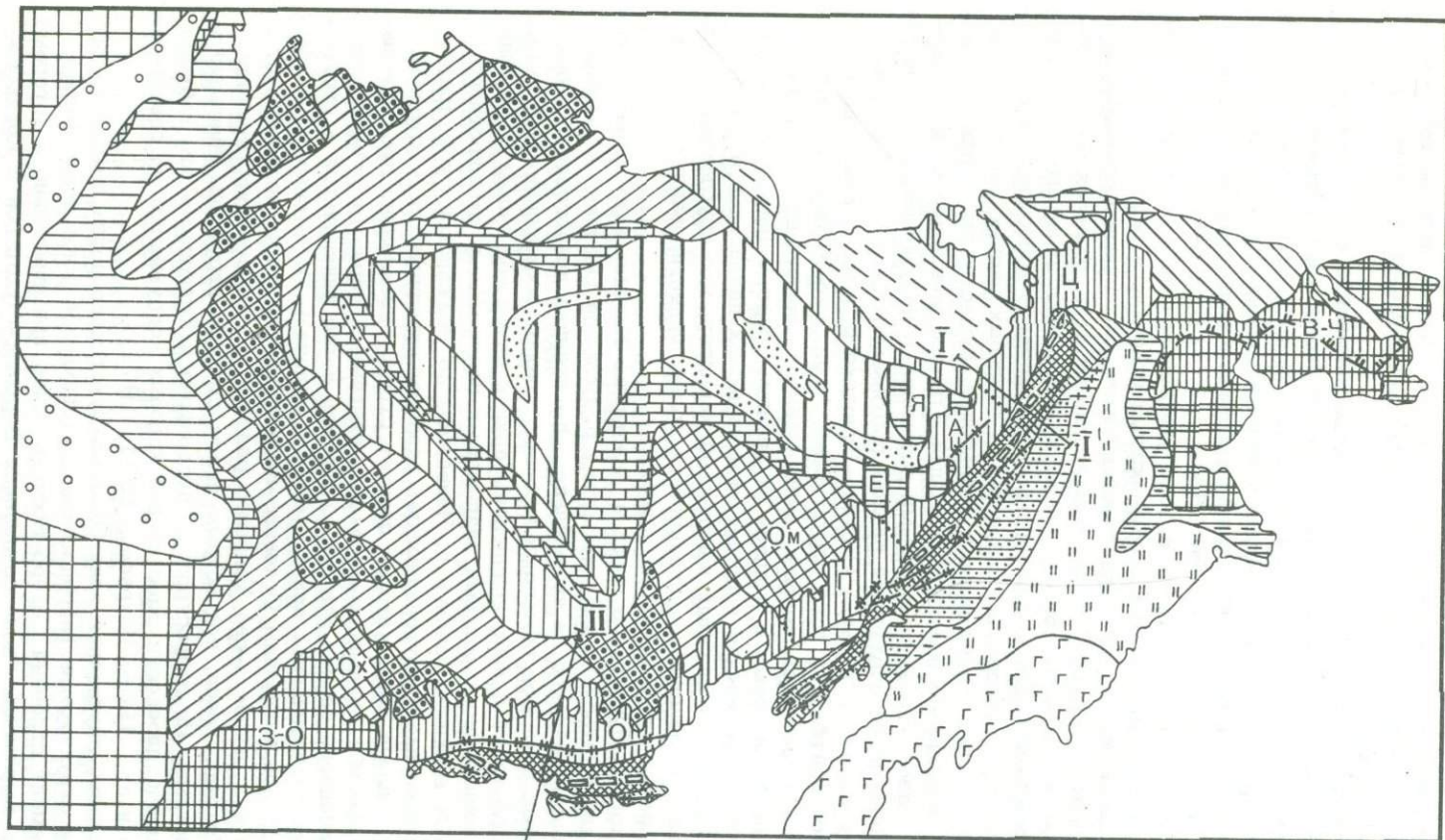
К западу от залива Шелихова вдоль границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса расположена Ямо-Тауйская система неотектонических впадин. Параллельно северному борту одной из впадин, на левобережье р. Тауй, Е.Г. Песковым прослежена зона расланцевания и милонитизации вулканитов и разгнейсования гранитоидов. Она имеет субширотное простирание, ширину около 10 км видимую протяженность 35 км.

Выделяемые в составе внутренней зоны унаследованная и новообразованная подзоны существенно отличаются особенностями строения и развития. Для унаследованной подзоны характерны грабен-синклинали, сложенные вулканическими накоплениями мощностью до 7,5 км; обнажающиеся в ее пределах верхнеюрские-неокомские образования состоят преимущественно из вулканитов, отлагавшихся в прибрежно-морских и субаэральных условиях. В новообразованной подзоне преобладают магмагенные поднятия, в сводовых частях которых обнажены крупные массивы гранитоидов и доальбские, существенно морские вулканобазальтовые и осадочно-вулканогенные толщи. Граница унаследованной и новообразованной подзон выражена крупными разрывными нарушениями; к их числу относится и Анадырский глубинный разлом протяженностью около 500 км.

По-разному выражена граница Охотско-Чукотского пояса с мезозоидами Верхояно-Чукотской области и со структурами Анадырско-Корякской системы. По отношению к мезозоидам покровы вулканогенного пояса ведут себя как резко наложенный комплекс, и в плане их граница представляется как генерализованная линия пересечения подошвы вулканических накоплений и дневной поверхности. Она имеет сложный извилистый характер, что обусловлено прежде всего развитием линейных вулканических полей, ориентированных поперек общего простирания вулканогенного пояса.

Граница Охотско-Чукотского пояса и Анадырско-Корякской складчатой системы может наблюдаться на участке между р. Большой Осиновой на северо-востоке и п-овом Тайгонос на юго-западе. Эта граница представляет собой систему крупных разломов общего северо-восточного простирания. Они имеют кулисное расположение и либо причленены друг к другу под тупым углом, либо соединены относительно короткими разрывными нарушениями субширотного простирания. От верхнего течения р. Чинейвеем до Пенжинской губы протяженные (вертикальные и крутопадающие) разломы группируются в крупную, дугообразную в плане зону, которая следует строго параллельно простиранию Пенжинского прогиба Анадырско-Корякской системы и образует ограничение его северо-западного борта. Эта зона разломов четко фиксируется в структуре аномальных геофизических полей и была выделена Б.М. Чиковым и В.К. Ивановым (1963) под названием Орловско-Каменской. К северо-востоку от р. Чинейвеем и в районе п-ова Тайгонос разломы, составляющие границу Охотско-Чукотского пояса, под острым углом срезают структуры Анадырско-Корякской системы. На полуостровах Елистратова и Тайгонос - это взбросы и круглые надвиги, плоскости сместителей которых погружаются на северо-запад (Авдейко и др., 1966; Некрасов, 1971, 1972).

Таким образом, внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса вместе с подстилающими ее структурами Тайгоносской тектонической зоны представляет собой тот элемент строения Северо-Востока Азии, применительно к которому употреблялось выражение "зона сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых (геосинклинальных) областей" (Белый, 1971). Главные особенности глубинного строения "зоны сочленения" устанавливаются по результатам региональных геофизических исследований.



В целом Охотско-Чукотский вулканогенный пояс достаточно четко, но далеко не однотипно выделяется в структуре аномальных геофизических полей. На рис. 21 (см. вкл.) показано положение Охотско-Чукотского пояса в схематизированном аномальном магнитном поле Северо-Востока СССР. Прежде всего обращает на себя внимание резкое изменение простираения аномалий магнитного поля при переходе от Верхояно-Чукотской области к Корякско-Камчатской, достаточно точно совпадающее с положением границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса. Внутренняя зона в общем имеет резко знакопеременное магнитное поле, характер которого меняется вкрест и вдоль ее простираения. Так, в унаследованной подзоне преобладают положительные магнитные аномалии, в новообразованной - отрицательные. В то же время в унаследованной подзоне крупные положительные аномалии магнитного поля наблюдаются лишь в пределах Центрально-Чукотского и Анадырского секторов, но не характерны для Пенжинского, Охотский сектор в этом отношении обладает промежуточными признаками. В целом геомагнитное поле внутренней зоны вулканогенного пояса представляется в виде "регионального максимума, осложненного преимущественно линейно-псловыми и пилообразными аномалиями, интенсивность которых в ряде случаев достигает 2000 γ и более" (Белый, Шило, 1976, с. 38). Внешняя зона в Охотском и Пенжинском секторах выделяется несколько повышенным аномальным магнитным полем в сравнении со структурами Яно-Колымских мезозойд и Омолонского массива. Аномальное же поле во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора понижено в сравнении с Чукотскими мезозойдами. По-разному проявлены в аномальном магнитном поле Восточно-Чукотская и Западно-Охотская фланговые зоны.

В региональном гравитационном поле вулканогенный пояс выражен крупной аномалией в форме "уступа", которым на всем протяжении от бухты Аян до

Рис. 20. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР (составлена Н.А. Шило, П.В. Бабкиным, В.Ф. Белым, В.М. Мерзляковым, М.И. Тереховым в 1974 г. - с изменениями автора)

1 - Сибирская платформа, Верхояно-Чукотская область мезозойд: 2 - Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, участки с короткой поперечной штриховкой - Яблонский (Я) и Еропольский (Е) блоки палеозойских складчатых структур; Яно-Колымская и Чукотская миегеосинклинальные системы: Яно-Колымская система: 3 - краевые и внутренние поднятия, сложенные породами докембрия и палеозоя, 4 - Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5-6 - Яно-Суойская зона глыбовой складчатости (5 - складчатые зоны, 6 - районы пологого залегания главного геосинклинального комплекса мезозойд), 7 - Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости; Чукотская система: 8 - Анюйская, 9 - Чаунская зоны; структуры орогенного этапа развития мезозойд: 10 - Приверхоянский краевой прогиб, 11 - регенерированные геосинклинальные прогибы, 12 - вулканогенные пояса, Срединные массивы: 13 - Омолонский (Ом) и Охотский (Ох), 14 - Эскимосский, Корякско-Камчатская область: Анадырско-Корякская складчатая система: 15 - внутренняя, эвгеосинклинальная зона; внешние зоны: Пенжинско-Майнская зона - 16 - неразделенные структуры, 17 - Пенжинский прогиб (а) и Таловско-Майнский антиклинорий (б), 18 - Алькатваамская, Рарыткинская и Восточно-Пекульнейская зоны; 19 - Олоторско-Камчатская складчатая система, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 20 - унаследованная, 21 - новообразованная подзоны внутренней зоны, 22 - внешняя зона (точками показаны границы секторов: Ц - Центрально-Чукотского, А - Анадырского, П - Пенжинского, О - Охотского), 23 - фланговые зоны (В-Ч - Восточно-Чукотская, З-О - Западно-Охотская), 24 - предполагаемая граница Эскимосского массива под покровами вулканогенного пояса, 25 - магматогенные поднятия (а) и грабен-синклинали (б) в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 26 - линии разрезв (см. рис. 22)

Берингова пролива отделяется полоса относительных максимумов силы тяжести от гравитационной депрессии, приходящейся в основном на мезозойды. Амплитуда гравитационного уступа (величина перепада поля силы тяжести) достигает многих десятков миллигал.

На схеме мощности земной коры Северо-Востока Азии, составленной И.В. Беляевым (Геология СССР, 1970) по гравиметрическим данным, устанавливается, что в целом Охотско-Чукотский вулканогенный пояс совмещен с зоной наиболее значительных градиентов уменьшения мощности земной коры при переходе от Верхояно-Чукотской к Корякско-Камчатской области. Однако, как и в случае аномального магнитного поля, здесь наблюдаются частные несовпадения с тектоническими элементами, выделенными по чисто геологическим данным; не всегда устанавливается однозначное соответствие между элементами геологического строения и глубинной структурой, определенной по геофизическим данным. Частично это, по-видимому, обусловлено еще недостаточной детальностью геофизических наблюдений. Между верховьем р. Чинейвеем и Пенжинской губой, а также между Ямской губой и п-овом Лисянского область наиболее значительных градиентов изменения мощности коры достаточно хорошо совмещается с внутренней зоной вулканогенного пояса. Наименее четко градиентная зона выражена на п-ове Тайгонос; ее положение здесь не совпадает с тектонической зональностью Охотско-Чукотского пояса. Кроме того, градиентная зона окаймляет с юга Восточно-Чукотскую и с юго-востока - Западно-Охотскую фланговые зоны. Причина этого явления не вполне ясна. Возможно, на этих участках имеет место не столько действительное уменьшение мощности коры, сколько систематическое различие между полем силы тяжести в районах преобладающих неотектонических поднятий, с одной стороны, и опусканий - с другой.

На основании комплексного анализа геофизических данных А.А. Николаевский (1967) пришел к выводу об аномальном характере строения земной коры под Охотско-Чукотским поясом. Кора имеет "сложное строение и характеризуется повышенными градиентами изменения мощности и несоответствием в конфигурации поверхностей Мохоровичича (М) и Конрада (К) ... Несответствие в конфигурациях поверхностей М и К выражается в том, что на фоне пологого воздымания поверхности М в направлении области кайнозойской складчатости поверхность К образует крупное поднятие" (Белый, Шило, 1976, с. 38).

Как видно на рис. 22, довольно плавный подъем поверхности М, происходящий под Охотско-Чукотским поясом в направлении от Верхояно-Чукотской области к Корякско-Камчатской, сопровождается

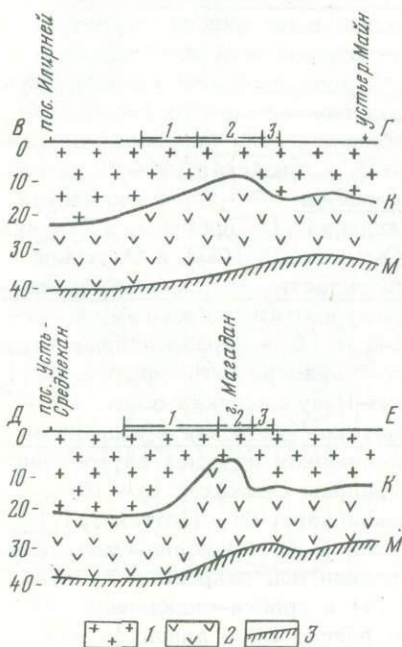


Рис. 22. Разрезы земной коры по линиям I-I и II-II (см. рис. 20) (Николаевский, 1967)

Цифры над разрезами: 1 - внешняя зона, 2 - унаследованная, 3 - новообразованные подзоны внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; буквы на разрезах: К - граница Конрада, М - граница Мохоровичича. 1 - "гранитный" слой и слабометаморфизованные формации мезозойского и кайнозойского возраста; 2 - "базальтовый" слой; 3 - верхняя мантия

значительным подъемом границы К под унаследованной подзоной, а затем погружением ее в направлении кайнозойд. Мощность "гранитного" слоя меняется от 20-22 км в мезозойдах до 6-7 км под унаследованной подзоной и достигает 15-17 км в пределах Анадырско-Корякской системы и шельфа Охотского моря; для "базальтового" слоя соответственно получены значения 17-18, 24-26 и 14-15 км.

Подводя итог, можно констатировать, что тектоническая зональность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, установленная прежде всего геологическими методами на дневной поверхности, отражает важнейшие особенности изменения строения земной коры при переходе от Верхояно-Чукотской к Корякско-Камчатской области. Учитывая особенности строения и развития унаследованной подзоны внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, логично предположить, что резкий подъем под ней кровли "базальтового" слоя связан с наличием здесь крупных линейных магматических тел основного состава, образовавшихся главным образом в процессе формирования вулканогенного пояса.

ТАЙГОНОССКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Структурный комплекс верхнепалеозойских(?) - нижнемеловых (досреднеальбских) вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, выделяемый в настоящей работе в Тайгоносскую тектоническую зону, до последнего времени определялся либо таким нейтральным термином, как "зона сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей". (Белый, 1971; Белый, 1974б), либо включался в состав так называемой Охотской складчатой области (Геология СССР, 1970). Несомненный интерес имеют представления, высказанные о природе Тайгоносской зоны Л.И. Красным (1973а). По его мнению, верхнепалеозойские(?) - среднеюрские образования этой структуры связаны с развитием особого тектонического элемента - регматической геосинклинали, а верхнеюрские толщи следует относить уже к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

Согласно развиваемым в настоящей работе представлениям, ранее описанная позднеюрская - неоконская "Тайгоноская вулканическая дуга приматерикового типа" (Белый, 1974б) является всего лишь элементом поздней стадии развития одноименной зоны в целом.

Тайгоноская зона следует вдоль крупнейшего линеамента Северо-Восточной Азии ("торцового шва" - Белый и др., 1964; Тильман и др., 1969), разделявшего литосферные блоки Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского регионов¹, которые на протяжении всей известной геологической истории развивались по-разному.

Положение северо-западной границы Тайгоносской зоны, по-видимому, осталось постоянным в течение раннего и среднего мезозоя и в общем совпало с современной границей внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса. Юго-западная ее граница для доволжского времени точно не определяется. Судя по всему, Тайгоноская зона как структура интенсивных проявлений андезитового вулканизма на этом этапе развития занимала и территорию новообразованной подзоны Охотско-Чукотского пояса. Однако вряд ли она распространялась далеко на юго-запад от современной границы вулканогенного пояса, что можно лишь предполагать, имея в виду развитие позднемезозойского офиолитового комплекса на юго-восточных мысах п-ова Тайгонос и результаты палеотектонического и литолого-палеогеографического анализов междуречья Анадырь-Омолон. В принятых границах протяженность Тайгоносской зоны равна 2000 км, а ширина (по современной структуре) - 30-120 км. В плане

¹Под Верхояно-Чукотским регионом подразумевается одноименная складчатая область мезозойд и заключенные в ней древние жесткие массивы, а в состав Корякско-Камчатского региона входят одноименная складчатая область и тектонические зоны северной половины Охотского моря.

она имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-восток. С волжского века ареалы наиболее интенсивного вулканизма Тайгоносской зоны, по-видимому, не выходили далеко за пределы унаследованной подзоны Охотско-Чукотского пояса (Белый, 1974б), а в пределах его новообразованной подзоны накапливались преимущественно морские вулканогенно-осадочные толщи.

Возникновение и историю развития Тайгоносской зоны нельзя понять, не рассматривая ее в связи с основными этапами развития геосинклиналей Корякско-Камчатского и Верхояно-Чукотского регионов. В доверхнепалеозойское время геосинклинали обоих регионов испытывали глубокое прогибание и, несмотря на все их различия, линеамент ("торцовый шов"), по которому они граничили, не выделялся как структура повышенной вулканической активности.

Герцинская складчатость, по-видимому, была первым крупным диастрофизмом в фанерозойской истории Северо-Востока Азии. Она охватила главным образом эвгеосинклинальные структуры: территорию Анадырско-Корякской системы и северной части Охотского моря, а также Олойскую зону. В пределах последней сформировались складчатые структуры, блоки которых в последующие периоды уже не вовлекались в геосинклинальное погружение (Яблонский и Еропольский массивы — Белый и др., 1964; Тильман и др., 1969). По данным Ю.Н. Попова (1945) и О.Г. Эпштейна (1972), изучавших литологию верхнепермских отложений юго-восточной части Яно-Колымской системы, обширная суша, существовавшая в поздней перми на территории северной части Охотского моря (рис. 23), была сложена в различной степени метаморфизованными эвгеосинклинальными толщами и гранитоидами. Следы герцинского орогенеза достаточно четко фиксируются в разрезах позднего палеозоя Таловско-Майнского антиклинория (Мигович, 1963). В геосинклиналях Верхояно-Чукотского региона в это же время усилилось прогибание и начался новый цикл седиментации — формирование верхоянского комплекса. С герцинской орогеней, вероятно, было связано первое крупное проявление общей разнонаправленности вертикальных движений литосфер-

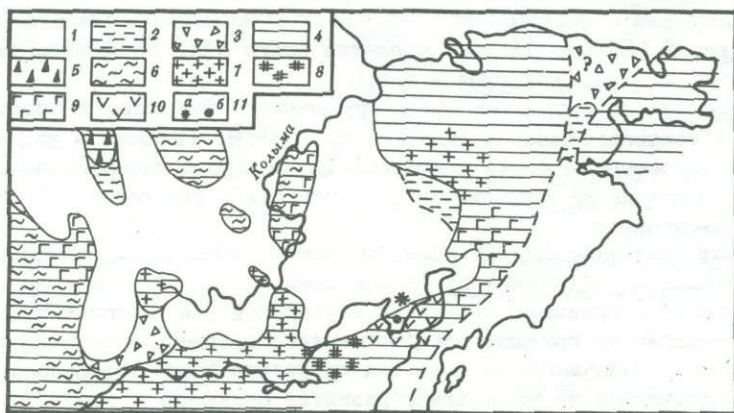


Рис. 23. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР для позднепермской эпохи (Эпштейн, 1972; с некоторыми изменениями автора)

1 — области морского осадконакопления; 2 — прибрежно-морские равнины; 3 — районы наземной аккумуляции; 4 — суша, подвергавшаяся размыву; главные особенности геологического строения суши; 5 — метаморфические комплексы докембрия — нижнего палеозоя; 6 — терригенно-карбонатные породы докембрия и палеозоя; 7 — преимущественно эффузивно-пирокластические образования кислого и среднего состава; 8 — то же, и гранитоиды; 9 — преимущественно эффузивные образования основного состава; 10 — район позднепермского андезито-базальтового наземного вулканизма; 11 — отдельные вулканические центры: а — известные, б — предполагаемые

ных блоков Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского регионов, что, по-видимому, и явилось причиной "выхода" на поверхность глубоких разломов в зоне их сочленения и последовавшей вулканической деятельности.

Начало формирования Тайгоносской зоны как структуры, сложенной продуктами андезитового вулканизма, происходило неодновременно: на п-ове Тайгонос оно условно относится к позднему палеозою (но датированные фауной слои здесь имеют лишь раннеюрский возраст), а на п-ове Кони - к норрийскому веку. В обоих районах вулканогенные комплексы подстилаются герригенными, обычно известковистыми, существенно алевролитовыми толщами. Такой же характер имеют верхнепермские отложения в бассейнах рек Юлговаам и Холоховчан (Пенжинский сектор) в тектонических блоках, прослеживающихся вдоль границы внешней и внутренней зон вулканогенного пояса. По-видимому, в норрийском веке - самом начале ранней юры Тайгоносская зона уже вполне оформилась как самостоятельная структура.

В северо-восточной части Тайгоносской зоны (севернее Пенжинской губы) доверхнеюрские вулканогенные толщи на дневной поверхности не обнажаются. Но есть все основания полагать, что в позднем триасе, ранней и средней юре интенсивный андезитовый вулканизм развивался и здесь, свидетельством чему могут быть особенности состава и строения разновозрастных отложений, обнажающихся на п-ове Валижген и на всем протяжении Таловско-Майнского антиклинория (рис. 24, см. вкл.). В перечисленных пунктах они сложены тефрой пироксеновых андезито-базальтов, базальтов и андезитов; почти не затронутой вторичными изменениями, содержащей наряду с морской фауной отпечатки наземных растений; суммарная мощность верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских отложений здесь не превышает 2500 м.

Андезитовому вулканизму Тайгоносской зоны непосредственно не предшествовали проявления "инициального" магматизма. Вообще отсутствие офиолитов является одной из характернейших ее особенностей.

На протяжении триаса, нижней и средней юры интенсивность вулканизма Тайгоносской зоны неуклонно нарастала. В течение этого же периода в Верхояно-Чукотской области в целом происходило смещение наибольших прогибов к востоку и юго-востоку. Это, несомненно, усиливало контрастность движений в пределах Тайгоносской зоны, ибо эпигерцинская складчатая область Корякского нагорья и северной части Охотского моря продолжала оставаться относительно поднятой. На территории Корякского нагорья в характеризуемый период времени имели место проявления вулканизма (от основного до кислого), но масштабы его были несоизмеримо малыми в сравнении с вулканизмом Тайгоносской зоны (см. рис. 24).

В пределах Верхояно-Чукотской геосинклинальной области магматическая (преимущественно вулканическая) деятельность в триасовый и юрский периоды получила довольно широкое распространение. Но кроме Алазейской эвгеосинклинальной зоны, проявления ее имели кратковременный эпизодический характер. Магматические образования Верхояно-Чукотского региона, судя по их структурной позиции и петрологическим особенностям, в большинстве случаев не имеют непосредственных связей с Тайгоносской зоной. Лишь в Гижигинской зоне (на северо-западе п-ова Тайгонос), начиная с перми, отмечаются импульсы вулканизма, несомненно, связанного с развитием Тайгоносской зоны.

Преобладание высокоглиноземистых базальтов среди продуктов позднепалеозойского - кимериджского вулканизма Тайгоносской зоны позволяет оценить глубину нижней кромки разломов и соответственно поверхности магматических очагов в 70-80 км.

В поздней юре на Северо-Востоке Азии произошла общая инверсия тектонических движений. Верхояно-Чукотская область вступила в стадию эпигеосинклинального орогенеза. Это был сложный процесс, который выразился в складчатости главного геосинклинального комплекса, в формировании поднятий, протоорогенных вулканогенных поясов, впадин, заполнявшихся молассами, и регенерированных геосинклинальных прогибов (Белый, 1971). Одновремен-

но с этим началось заложение позднемезозойской Анадырско-Корякской геосинклинальной системы. В Тайгоносской зоне интенсивный вулканизм с этого времени развивался в основном в пределах унаследованной подзоны будущего Охотско-Чукотского пояса, т.е. юго-западная граница вулканической деятельности сместилась в сторону континента. Территория же будущей новообразованной подзоны оказалась частью морского бассейна волжско-неокомского Пенжинского прогиба. Принципиально изменилась позиция Тайгоносской вулканической зоны относительно основных тектонических элементов Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского регионов. В волжском веке-неокоме Тайгоносская вулканическая зона среди структур Северо-Востока Азии занимала такое же положение, как и Курило-Камчатская вулканическая дуга в современном морфоструктурном комплексе (Белый, 1974б; см. рис. 24).

Столь грандиозные преобразования меньше всего отразились на составе и условиях развития вулканизма Тайгоносской зоны: здесь по-прежнему преобладали базальты высокоглиноземистого типа, а отмечавшееся некоторое повышение их щелочности обусловлено прежде всего возрастанием содержания натрия, тогда как содержание калия иногда становится даже несколько ниже, чем в позднепалеозойских - кимериджских образованиях. Можно полагать, что все это свидетельствует, скорее всего, о постоянстве очагов глубинного магмообразования под Тайгоносской зоной, несмотря на изменения тектонического режима в смежных регионах и сопутствовавшее этому развитие в Анадырско-Корякской геосинклинальной системе Кончачано-Куюлской зоны глубинных разломов как аналога современной сейсмофокальной зоны в Курило-Камчатской системе (Белый, 1974б).

В конце готерива или в барреме в Тайгоносской зоне происходило внедрение диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, что сопровождалось значительным ослаблением вулканизма. В апге и начале альба Тайгоносская зона подвергалась глубокому размыву, продукты которого слагают морские и континентальные молассовые толщи главным образом в примыкающих к ней владинах. Эти заключительные процессы развития Тайгоносской зоны по времени совпадали с проявлениями складчатости и частных инверсий в Анадырско-Корякской системе (рис. 25).

Характер структурных форм Тайгоносской зоны изучен еще слабо. В общем вулканогенные толщи дислоцированы весьма неравномерно. Вероятно, в структурообразовании ведущая роль принадлежала крупным системам разломов, в пределах которых наблюдаются значительные деформации и расщепление пород.

Ранее было отмечено, что волжско-неокомский комплекс Тайгоносской зоны можно характеризовать как "ископаемый" аналог современных приматериковых вулканических дуг. Однако структуры, которые могли бы рассматриваться в качестве аналога позднепалеозойского-кимериджского комплекса Тайгоносской зоны, в современных вулканических областях неизвестны. Среди же "ископаемых" структур ближайшим его аналогом является нижнеюрский-оксфордский комплекс Арауканской зоны Чилийских Анд. Название "Арауканская зона" имеет более широкое значение, чем название "Арауканский вулканический пояс", введенное М.Г. Ломизе (1973, 1975а,б). В табл. 32 и на рис. 26 приведены результаты сравнительного анализа Тайгоносской и Арауканской зон. Основными источниками информации о геологии Анд являлись работы Х. Харрингтона (1959а,б), Х.М. Кристи (1959), Ф. Альфельда (1959), В.В. Белоусова (1963), А. Эрреро-Дюклу (1967), А.А. Богданова (1970), Ю.М. Пушаровского и И.В. Архипова (1972), Л.И. Красного (1973б), М.Г. Ломизе (1973, 1975а,б,в), М.В. Моралева и др. (1975), J. Auboin, A. Borrello (1966, 1970), J. Auboin (1972), A. Borrello (1972), D. Cobbing (1972), K. Schwab (1972), M. Vergara (1972), A. Gansser (1973).

Сходство Тайгоносской и Арауканской тектонических зон помимо особенностей, отраженных в табл. 32 и на рис. 26, состоит еще и в том, что они характеризуются одинаковыми отрицательными признаками: отсутствием альпинотипных гипербазитов, спилитов, радиоларитов, флиша, надвигов и шарьяжей.

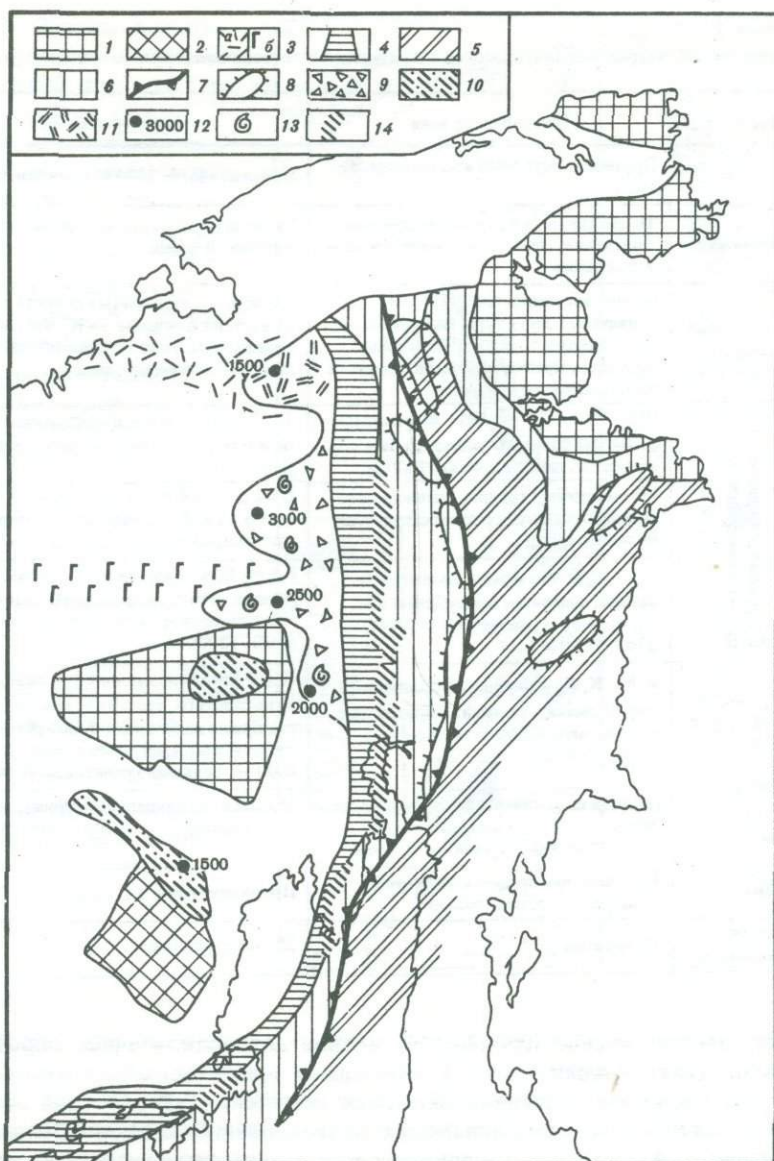


Рис. 25. Схема палеотектоники Северо-Востока СССР для баррем-раннеальбского этапа развития

Дорифейские массивы: 1 - поднятые, 2 - погруженные, 3 - складчатые структуры мезозой и в их пределах зоны субаэрального вулканизма: а - кислого и среднего, б - основного и среднего состава; 4 - Тайгонесская зона в стадии интенсивного размыва и ослабленного вулканизма; Анадырско-Корякская геосинклинальная система: 5 - внутренняя зона, 6 - внешние зоны, 7 - "выход" сейсмофокальной зоны (Коначано-Куюльская зона глубинных разломов), 8 - важнейшие геоантиклинальные поднятия; впадины в пределах мезозой и массивов, заполненные: 9 - морской вулканомиктовой молассой, 10 - существенно континентальной молассой, 11 - преимущественно вулканитами кислого и среднего состава; 12 - мощности отложений (в м); 13 - основные местонахождения морской аптской фауны; 14 - главные зоны накопления морских и континентальных моласс со стороны Анадырско-Корякской системы

Таблица 32

Сравнительная характеристика Тайгоносской и Арауканской тектонических зон

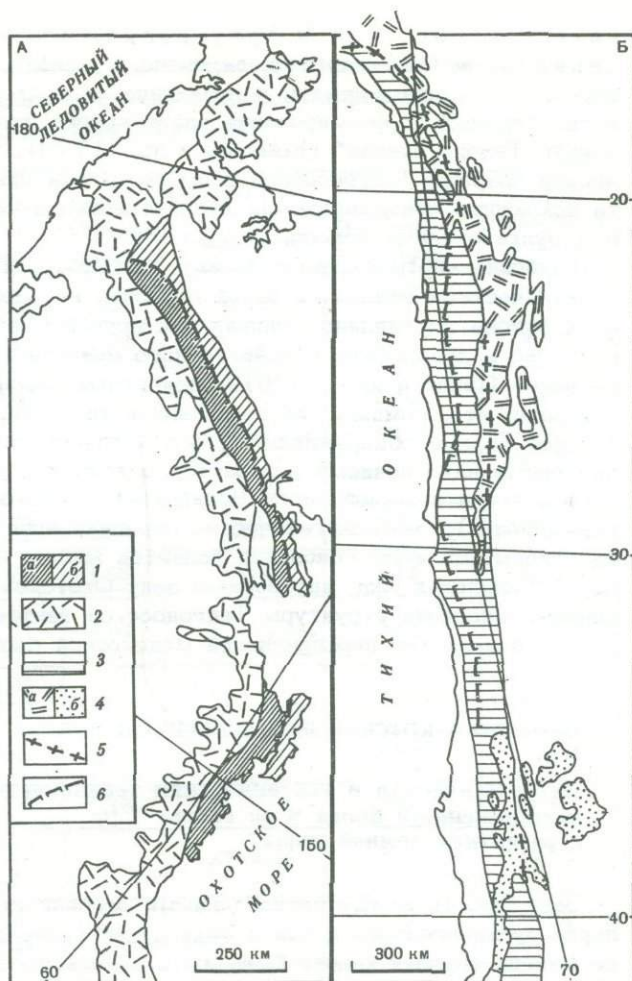
Признаки		Тайгоносская зона	Арауканская зона
Размер		Протяженность 2000 км, ширина 50–120 км	Протяженность 2500 км, ширина 150–200 км
Характер основания		Терригенные, часто известковистые отложения; тектоническая природа не установлена	Складчатые структуры герцинид; местами триасовый флиш
Характер смежных тектонических зон		На юго-востоке в течение Т – J ₂ складчатые структуры палеозойд; на северо-западе – геосинклинальные прогибы с преимущественно терригенным осадконакоплением	На западе – складчатые структуры герцинид; на востоке в течение J – K ₁ прогибы геосинклинального типа с существенно терригенным осадконакоплением
Этапы развития	Островных вулканических дуг – геосинклинальный	(PZ ₃ – T) [?] ; T ₃ п – J ₃ км – высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты; 4000–7000 м	J ₁ – J ₃ ох – высокоглиноземистые андезитобазальты, базальты, андезиты, дациты, липариты; 7000 м
		Юго-восточная граница интенсивного андезитового вулканизма смещается на северо-запад	Внедрение гранитоидов, складчатость. Западная граница интенсивного вулканизма смещается на восток
	Субаэральный орогенный	J ₃ v – K ₁ h – базальты, андезитобазальты, андезиты, игнимбриты липаритового и дацитового состава; 3500–7000 м	J ₃ км – K ₁ h – андезитобазальты, андезиты, латиты, игнимбриты дацитового, трахидацитового и липаритового состава; 8000–13000 м
Особенности структуры		Простая синклинальная структура, разбитая на блоки; интенсивные приразломные деформации	Простая синклинальная структура, усложненная разломами и флексурами
Метаморфизм		Региональная средне- и низкотемпературная пропилитизация	Пропилитизация
Определяющие рудные формации		Не изучены	Медно-порфировая

На современном уровне изученности нельзя дать однозначное определение природы этих тектонических зон. В свое время приматериковые вулканические дуги (в том числе и волжский–неокомский комплекс Тайгоносской зоны) были включены в класс перигеосинклинальных вулканогенных поясов (Белый, 1974а, б; Шило и др., 1974). Если последовательно развивать эту схему, тогда надо признать, что позднепалеозойский – кимериджский комплекс Тайгоносской зоны представляет собой третий независимый тип перигеосинклинальных вулканогенных поясов, так как его перигессинклинальная позиция была принципиально иной, чем у приматериковой вулканической дуги. В этом случае вулканогенные пояса, действительно, приобретают значение тектонических зон того же порядка, что и геосинклинали.

Однако отсутствие четких структурных и петрологических различий между позднепалеозойским – кимериджским и волжским – неокомским комплексами Тайгоносской зоны не позволяет считать такое решение вполне правомерным. Более того, вся совокупность фактов указывает на то, что Тайгоносская зона, возникнув после герцинской орогении вследствие разнонаправленности общих вертикальных движений литосферных блоков Верхояно–Чукотского и Коряско–Камчатского регионов, в дальнейшем развивалась как особая самостоятельная структура. Действительно, некоторое увеличение щелочности базальтоидов волжско–неокомского комплекса, появление в его разрезах крупных тел вулкаников кислого состава, внедрение гранитоидов в конце неокома и появление моласс в апте можно рассматривать как естественный ряд геологических процессов, отражающих последовательные этапы развития Тайгоносской зоны.

Рис. 26. Законы андезитового вулканизма Северо-Восточной Азии (А) и Южной Америки (Б)

1 - вулканические накопления внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и образования Тайгоносской зоны неразделенные (а - унаследованная, б - новообразованная подзона Охотско-Чукотского пояса); 2 - вулканические покровы внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса; 3 - Арауканская зона; 4 - вулканические покровы позднепалеогенового - неогенового и антропогенного возраста Анд (а - Чилийско-Перуанской зоны, б - прочие вулканические поля); 5 - предполагаемое положение восточной границы Арауканской зоны; 6 - границы сокращения областей интенсивного андезитового вулканизма в Тайгоносской и Арауканской зонах в поздней юре



Известно, что Ж. Обуэн и А. Боррелло предложили выделять мезозойские тектонические зоны Чилийских Анд в класс лиминарных структур (Auboin, Vogel, 1966, 1970), используя термин Э. Аргана - лиминары, который был применен им для обозначения узких протяженных прогибов, наложенных на силическую кору близ края континента. Ж. Обуэн и А. Боррелло видят в лиминарах структуры такого же порядка (размера, длительности и этапности развития), как и геосинклинали. Кроме того, Ж. Обуэн (Auboin, 1972) считает возможным рассматривать геосинклинальные системы как альпийский (средиземноморский), а лиминарные - как андийский (окаинно-континентальный) типы структур земной коры. Он показал, что в последних могут быть выделены эв- и миолиминарные зоны (характерным примером эвлиминарных структур является Арауканская зона андезитового вулканизма), а по простиранию как к северу, так и к югу лиминарная система Анд сменяется одновозрастными геосинклинальными системами - Карибской и Магелланской соответственно. Таким образом, различия между лиминарными системами, с одной стороны, и геосинклинальными системами - с другой (в широком значении термина, с учетом их большого многообразия), касаются преимущественно их второстепенных признаков. К выводу о геосинклинальной природе юрских - неоконских образований Чилийских Анд пришли Ю.М. Пушаровский и И.В. Архипов (1972), обобщившие результаты обширного литературного материала и личных наблюдений.

Следуя классификации геосинклинальных прогибов по составу слагающих пород (а значит, и по типу развития), предложенной М.В. Муратовым (1963), представляется возможным имено-

вать Тайгоносскую и Арауканскую зоны "андезитовыми" геосинклиналями. Они являются, вероятно, специфическим типом структур Тихоокеанского сегмента планеты, и появление их приходится на мезозойскую эру, когда "произошло формирование планетарного пояса андезитового вулканизма вокруг Тихого океана" (Комаров и др., 1974). Такая интерпретация тектонической природы Тайгоносской зоны логически приводит к выводу о необходимости исключить приматериковые вулканические дуги из класса перигеосинклинальных вулканогенных поясов.

Глубокие черты сходства между Тайгоносской и Арауканской мезозойскими вулканическими зонами, с одной стороны, и рудоносностью Омсукчанского района и района Альтиплано Боливии — с другой (Найбородин и др., 1974), побуждали нас к проведению сравнительного анализа тектоники и металлогении этих регионов (Шило и др., 1976). Результаты анализа (см. табл. 32, рис. 26) показали, что, помимо уже отмеченных аналогий, между Тайгоносской и Арауканской зонами обнаруживаются несомненные признаки сходства между вулканическими накоплениями и характером структур оснований внешней зоны Охотского сектора и южной части Чилийско-Перуанской вулканической зоны (олигоцен-плиоцен); металлогеническая специализация и зональность этих регионов однотипны. На этом основании делается вывод, что по аналогии с Арауканской зоной Чилийских Анд внутреннюю зону Охотско-Чукотского пояса и образующие ее основание структуры Тайгоносской тектонической зоны можно рассматривать в качестве перспективной меденосной провинции.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Петрологическая и тектоническая зональность вулканогенного пояса и ее связь с развитием земной коры

Зависимость между региональными особенностями химизма изверженных пород вулканогенного пояса и тектоникой проявляется далеко не однотипно и во многих случаях может быть лишь констатирована, но не объяснена. Остановимся на некоторых лишь наиболее общих ее проявлениях.

Существенное влияние поперечной зональности вулканогенного пояса на вариации среднего содержания калия в базальтах формаций больших объемов несомненно. Относительно продольной (главной тектонической) зональности изменения среднего содержания калия менее значительны, и, возможно, его увеличение во внешней зоне связано с тем, что здесь базальты находятся в составе андезитовых формаций (табл. 33).

В гранитоидах же ранних интрузивных комплексов относительные и средние содержания калия четко контролируются продольной зональностью вулканогенного пояса. Влияние поперечной зональности на характер щелочности гранитоидов менее значительно (табл. 34). Не исключено, что сложные и, казалось бы, незакономерные вариации щелочных металлов (главным образом калия) в андезито-базальтах и андезитах (см. табл. 33), возможно, отражают влияние той и другой зональностей на эволюцию магматических расплавов.

Следовательно, характер щелочности изверженных пород Охотско-Чукотского пояса не связан непосредственно с их пространственным положением относительно структур Анадырско-Корякской системы (и в частности относительно "ископаемой" позднемезозойской сейсмофокальной зоны). Можно полагать, что поперечная зональность вулканогенного пояса отражает в большей мере неоднородности строения и состава верхней мантии, а продольная — главным образом коры.

Высшая глиноземистость пород, содержащих менее 68% кремнекислоты, является одной из наиболее характерных черт Охотско-Чукотского пояса. Среднее содержание этого компонента в базальтах из формаций больших объемов колеблется весьма незначительно и совершенно не зависит от структурно-фор-

Т а б л и ц а 33

Вариации содержания окислов щелочных металлов в формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов и в андезитовых формациях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (в %)

Группа пород	Продольная зональность (зоны)	Секторы				Окислы щелочных металлов	
		Охотский	Пенжинский	Анадырский	Центрально-Чукотский		
Базальты	Внутренняя	<u>3,04</u>	<u>3,34</u>	<u>3,30</u>	2,97	Na ₂ O	
		<u>0,67</u>	<u>1,02</u>	<u>0,80</u>	1,71	K ₂ O	
	Внешняя	2,99	3,23	3,18	<u>3,24</u>	2,46	Na ₂ O
		0,84	1,30	1,18	<u>0,78</u>	1,67	K ₂ O
Андезито-базальты	Внутренняя	<u>2,79</u>	<u>3,72</u>	<u>2,61</u>	2,95	Na ₂ O	
		<u>1,21</u>	<u>1,88</u>	<u>0,88</u>	2,13	K ₂ O	
	Внешняя	3,09–4,09	4,04	3,41	<u>3,25*</u>	2,82	Na ₂ O
		0,93–2,38	1,42	1,27	<u>0,18*</u>	2,04	K ₂ O
Андезиты	Внутренняя	<u>3,58</u>	<u>3,35</u>	–	3,32	Na ₂ O	
		<u>1,16</u>	<u>2,14</u>	–	2,89	K ₂ O	
	Внешняя	3,13–4,18	4,03	3,87–4,06	3,07	Na ₂ O	
		1,75–2,48	2,08	2,34–2,44	2,99	K ₂ O	

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты содержания окислов щелочных металлов в породах формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов;

* – единичный анализ.

мационной зональности вулканогенного пояса (см. табл. 28). При переходе к андезито-базальтам и андезитам содержание глинозема убывает во внутренней зоне и возрастает во внешней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов (см. табл. 29 и 30). Это явление можно объяснить спецификой эволюции высокоглиноземистой магмы в разных тектонических условиях. Но, во-первых, во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора содержание глинозема в андезито-базальтах и андезитах такое же, как и во внутренней зоне. И, во-вторых, в ичмимбитовых формациях больших и средних объемов, а также в гранодиорит-гранитной формации породы с содержанием кремнекислоты 63–68% в большинстве своем характеризуются более высокими средними содержаниями глинозема, чем породы такой же кремнекислотности в формации высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, в андезитовых и гоналит-диоритовой формациях. Все это дает основание предполагать, что вариации содержания глинозема в андезито-базальтах – дацитах и гранитоидах ранних интрузивных комплексов обусловлены как явлениями, связанными с эволюцией магматических расплавов, так и неоднородностями (латеральными и вертикальными) состава и строения субстрата.

В андезитовых формациях Западно-Охотской и Восточно-Чукотской фланговых зон установлены однотипные отклонения химизма, выражающиеся в эпизодическом появлении пород повышенной щелочности. Независимо от этого здесь

Т а б л и ц а 34

Вариации содержания окислов щелочных металлов в тоналит-диоритовой и гранодиорит-гранитной формациях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (в %)

Группа пород	Продольная зональность (зоны)	Секторы			Окислы щелочных металлов
		Охотский	Пенжинский	Анадырский	
Диориты	Внутренняя	<u>3,67</u>	<u>3,71</u>	<u>3,09</u>	Na ₂ O
		<u>0,94</u>	<u>1,41</u>	<u>1,21</u>	K ₂ O
	Внешняя	3,71	3,29	3,46	Na ₂ O
		2,03	1,97	1,57	K ₂ O
Кварцевые диориты	Внутренняя	<u>3,65</u>	<u>3,70</u>	<u>3,83</u>	Na ₂ O
		<u>1,72</u>	<u>2,12</u>	<u>1,79</u>	K ₂ O
	Внешняя	3,85	3,67	—	Na ₂ O
		2,35	2,04	—	K ₂ O
Тоналиты и гранодиориты	Внутренняя	<u>3,62</u>	<u>4,08</u>	<u>4,16</u>	Na ₂ O
		<u>2,27</u>	<u>2,55</u>	<u>2,24</u>	K ₂ O
Гранодиориты и кварцевые монзониты	Внешняя	3,64	3,62	3,47	Na ₂ O
		3,07	3,14	3,57	K ₂ O
Граниты	Внутренняя	<u>3,82</u>	<u>4,05</u>	<u>4,70</u>	Na ₂ O
		<u>2,76</u>	<u>3,48</u>	<u>2,15</u>	K ₂ O
	Внешняя	3,72	3,65	3,43	Na ₂ O
		3,61	4,13	3,66	K ₂ O

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты содержания окислов щелочных металлов в породах тоналит-диоритовой формации.

же отмечают разности пород, в которых наблюдается резко пониженное содержание кальция и одновременно повышенное — магния. Можно полагать, что повышение щелочности связано с наличием здесь древней континентальной коры. Появление же пород с повышенной магниальностью, может быть, находится в одном ряду с таким феноменом, как появление гипербазитовых интрузий в Восточно-Чукотской фланговой зоне, и связано с быстрым подъемом мантийных расплавов в условиях раздробленной континентальной коры. Явления эти тем более заслуживают внимания, что во внешней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов содержание магния в андезито-базальтах и андезитах хотя и колеблется довольно значительно, но преимущественно понижено.

В систематическом нахождении среди базальтов — андезитов формаций малых объемов пород с относительно повышенной щелочностью (главным образом за счет увеличения содержания калия) можно видеть отражение процесса "континентализации". Однако не менее вероятно, что это является результатом эманационной дифференциации в периферических магматических очагах. Последнее тем более вероятно, что увеличение содержания щелочных металлов в породах сиенито-диорит-щелочногранитной формации (поздние интрузивные комплексы) вовсе не сопровождается увеличением относительного количества калия.

Таблица 35

Сравнительная характеристика внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Признаки		Внутренняя зона	Внешняя зона
Вулканические накопления	Объем	550–555 тыс. км ³	370–375 тыс. км ³
	Площадь	116 тыс. км ²	218 тыс. км ²
	Мощность средняя (и максимальная)	4,8 (7,0) км	1,7 (3,5) км
	Главные формации (формации больших объемов)	Высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов	Амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов; липарит-дацитовая; липарит-андезито-дацитовая
	Главные типы структур	Линейные отрицательные вулканотектонические структуры (грабен-синклинали) и магматогенные поднятия	Вулканоструктуры оседания и кольцевые интрузивно-эффузивные (магматические) структурные комплексы
Ранние интрузивные комплексы	Формации	Тоналит-диоритовая	Гранодиорит-гранитная
	Характер щелочности главных типов пород	Резко натровый	Калинатровый
	Форма интрузий	Преобладают линейные и батолитоподобные плутоны	Межформационные, батолито-подобные и трещинные плутоны

Выше были отмечены лишь некоторые особенности региональной петрохимии изверженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так или иначе связанные с его тектонической зональностью. Очевидно, что ни вариациями щелочности и ее характера, ни изменениям содержания окислов других петрогенных элементов нельзя дать строго однозначную тектоническую и петрогенетическую интерпретацию; всегда необходимо учитывать всю совокупность конкретных геологических условий проявления тех или иных качественных и количественных петрохимических характеристик. По-видимому, для дальнейшего развития региональных петрохимических исследований применительно к задачам тектоники большое значение будет иметь изучение геохимии алюминия, магния и кальция.

Изложенные выше фактические данные и результаты их обсуждения позволяют подойти к решению одного из основных вопросов позднемезозойской тектоники Северо-Востока Азии: об особенностях состояния земной коры в период формирования Охотско-Чукотского пояса.

В табл. 35 дана сравнительная характеристика внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса по главным типам магматических формаций и структур. В дополнение к этой таблице следует отметить, что в позднем мезозое, непосредственно перед событиями, связанными с развитием Охотско-Чукотского пояса, в складчатых системах мезозойд произошло становление гранитоидных комплексов калиевого типа. В более молодых гранитоидах и кислых вулканитах внешней зоны вулканогенного пояса (даже в Центрально-Чукотском секторе), наоборот, обнаруживается совершенно явная тенденция к увеличению роли натрия. Это по-видимому, может свидетельствовать о независимости от предыдущей геологической истории мезозойд тех общих глубинных тектоно-магматических процессов, отражением которых являлся вулканизм Охотско-Чукотского пояса. Далее, в свете данных об особенностях проявлений гранитоидного магматизма в различных провинциях мира, изложенных в работах Ю.А. Кузнецова (1964, 1970), следует, что тоналит-диоритовая формация внутренней

зоны Охотско-Чукотского пояса подобна гранитоидным комплексам, характерным для "раннего геоантиклинального магматизма". Соответственно, гранодиорит-гранитная формация внешней и фланговых зон с сопровождающими ее полями игнимбригов больших объемов сходна с гранитоидными комплексами сводово-глыбовых структур, т.е. более поздних стадий развития земной коры.

Таким образом, на основании рассмотренных данных может быть сформулирован следующий общий вывод: граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса отражает положение границы земной коры континентального и переходного типов на Северо-Востоке Азии в альбском веке.

Общие тектонические условия развития и особенности структуры вулканогенного пояса

Формирование Охотско-Чукотского пояса было связано с важнейшим переломным этапом развития структур Северо-Востока Азии. В альбе Верхояно-Чукотская складчатая область представляла собой обширную сушу, крупный континентальный массив, в пределах которого уже не существовало сколько-нибудь значительных отрицательных структур и преобладали общие восходящие движения. Геосинклинали же Анадырско-Корякской системы вступали в стадию нового интенсивного прогибания, сопровождавшегося накоплением мощных, существенно терригенных, часто флишеидных толщ.

"Мгновенное" (конец среднего - первая половина позднего альба) начало вулканической деятельности на огромной площади Охотско-Чукотского пояса, вероятно, может свидетельствовать о весьма резко проявленной тогда разнонаправленности общих вертикальных движений литосферных блоков Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского регионов. Эти движения сопровождались магматической активизацией разрывных нарушений древнего заложения, непосредственно примыкавших к линеamentу, вдоль которого уже была образована Тайгоноская "андезитовая" геосинклиналь. Наиболее экстенсивное распространение вулканической деятельности имело место вдоль систем глубинных разломов, сопряженных с северо-восточным и юго-западным окончанием Тайгоносской зоны, результатом чего явилось образование фланговых зон вулканогенного пояса. Тектоническое объяснение резкой экстенсивности вулканических процессов, приведших к формированию Охотско-Чукотского пояса, по-видимому, может быть удовлетворительно объяснено, если допустить, что разнонаправленные общие вертикальные движения сопровождались растяжением (рис. 27). Причины возникновения растягивающих усилий, вероятно, надо искать в особенностях проявления механизма общих вертикальных движений литосферных блоков, но главным образом - в характере развития позднемезозойских геосинклинальных прогибов Корякско-Камчатской области.

Особенности состава базальтов - андезитов Охотско-Чукотского пояса позволяют предполагать, что в общем они являются продуктами тех же петрогенетических процессов и производными тех же глубинных очагов, что и вулканы Тайгоносской зоны. Однако ареалы вулканических полей Охотско-Чукотского пояса почти в 4 раза превысили площадь Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали, и с учетом минимального эрозионного среза, а также акватории они составляют примерно 500 тыс. км². В этих границах (Белый, 1977) объем вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса оценивается в 1220-1230 тыс. км³ (из них 550-555 тыс. км³ приходится на внутреннюю, 370-375 тыс. км³ на внешнюю и 300-305 тыс. км³ на фланговые зоны). Максимально допустимое, по геологическим данным, рассеивание вулканического материала в процессе извержений позволяет увеличить эту цифру в 2 раза, из чего следует, что интенсивность вулканизма в Охотско-Чукотском поясе (определяемая количеством твердых вулканических продуктов, извергавшихся в среднем за один год) была в 4-6 раз выше, чем в современной Курильской вулканической дуге (~ 0,08 км³/год; Мархинин, 1967).

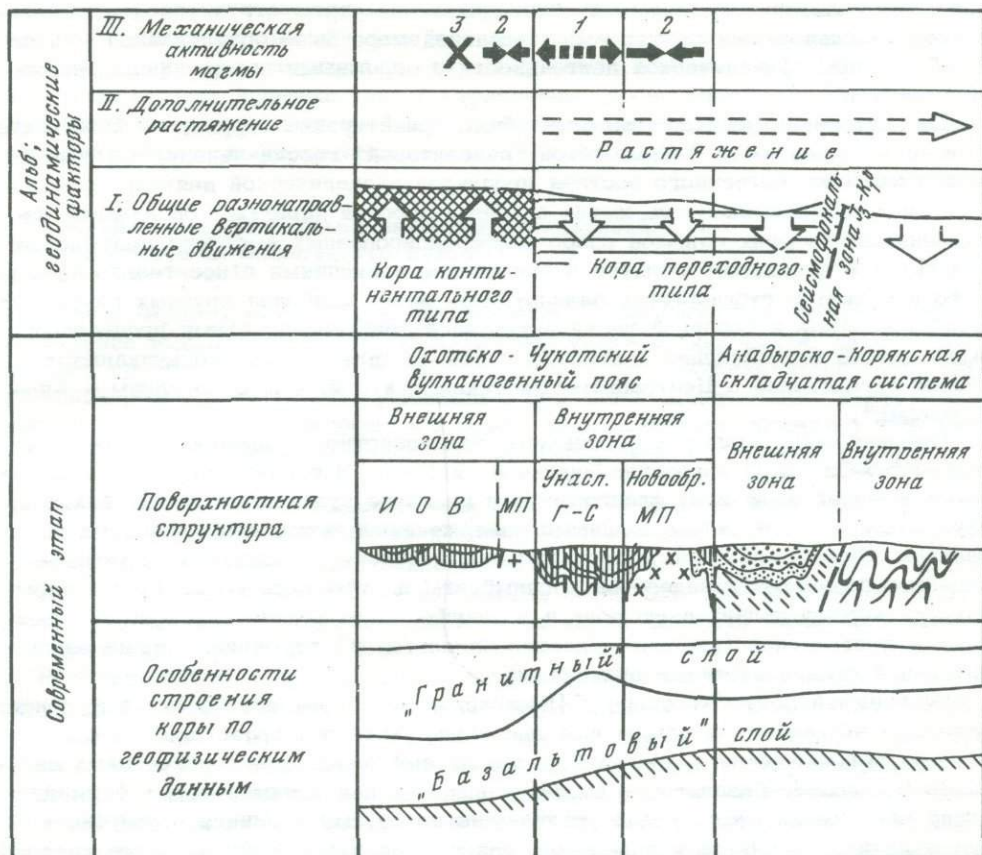


Рис. 27. Схема строения и геодинамических условий развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Условные обозначения к поверхностной структуре: 1 - вулканические накопления Охотско-Чукотского пояса; 2 - интрузивы гранодиорит-гранитной (а) и тоналит-диоритовой (б) формаций; 3 - существенно морские вулканомиктовые отложения: альб-верхнемеловые и палеогеновые (а), верхнеюрские-аптские (б), доверхнеюрские (в); 4 - позднемезозойские эвгеосинклиальные образования. ИОВ - изометричные отрицательные вулканоструктуры; МП - магматогенные поднятия; Г-С - грабен-синклинали.

Цифры на схеме: 1 - раздвигание ("расклинивание" поднимающейся основной магмой), 2 - сжатие и внедрение гранитоидов, 3 - формирование изометричных периферических магматических очагов.

Стрелки, ориентированные вверх, - восходящие движения Верхояно-Чукотских мезозойских; стрелки, ориентированные вниз, - нисходящие движения в геосинклиальной системе переходной зоны

Возникший в результате этих мощных вулканических явлений Охотско-Чукотский пояс представляет собой сложно построенную отрицательную тектоническую структуру в целом наложенного типа (рис. 28, см. вкл.). Формирование общей отрицательной структуры вулканогенного пояса, как и входящих в его состав отрицательных вулканоструктур, по своей природе было явлением компенсационным, развивавшимся вследствие выноса громадного объема вещества из недр планеты на дневную поверхность. В то же время в этом мощном наложенном вулканогенном комплексе устанавли-

ливаются различные по форме и силе проявления черты структурной и вещественной унаследованности, что в значительной мере было обусловлено "мгновенным" началом вулканической деятельности и огромными перераспределениями вещества.

Во внутренней зоне сохраняются общая ориентировка структур и важнейшие элементы зональности Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали, а также особенности вещественного состава продуктов вулканической деятельности. Эволюция вулканизма здесь имела в общем простой характер: он начался извержениями больших объемов слабо дифференцированных высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов и закончился излияниями относительно небольшого количества субщелочных базальтоидов вдоль наиболее крупных глубинных разломов. Лишь в северной части внутренней зоны между этими процессами имело место относительно кратковременное проявление кислого вулканизма (более интенсивное в Центральном-Чукотском секторе, чем в соседнем - Анадырском)¹.

Внешняя зона Анадырского сектора, как известно, наложена на структуры Алазейско-Олойской эвгеосинклинали системы. В отличие от остальных секторов внешней зоны и от фланговых зон развитие вулканизма здесь, как и во внутренней зоне, началось мощными извержениями высокоглиноземистых базальтов. Однако они были кратковременны и вскоре сменились извержениями андезито-базальтов и андезитов. Игнимбриды и туфы кислого состава в этом секторе играют подчиненную роль и в значительном количестве присутствуют лишь в контрастной (липарит-андезито-базальтовой) формации, т.е. на заключительной стадии эволюции вулканизма.

Во внешней зоне Охотского и Пенжинского секторов и во фланговых зонах эволюция вулканизма в общем шла однотипно: вначале образовались большие объемы вулканических накоплений формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов и последовавших за ней игнимбритовых формаций, после чего имели место резко уступающие по объему излияния двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, извержения туфов и игнимбридов кислого состава и в самом конце - излияния базальтов и андезито-базальтов.

Широкое развитие андезитовой формации, слагающей основание разрезов вулканических накоплений, и в общем однотипный характер эволюции вулканизма могут свидетельствовать о том, что к началу формирования вулканогенного пояса общие геотектонические условия во всех отмеченных районах (несмотря на различия их строения и истории развития) были сходны.

Своеобразие вулканизма Центральном-Чукотского сектора было объяснено ранее как следствие почти одновременного проявления мощного эпигеосинклинального гранитоидного магматизма в Чукотских мезозоидах и тектонических процессов, обусловивших образование Охотско-Чукотского пояса (Белый, 1969а). Современные данные о тектонических условиях и скорости процессов формирования вулканогенного пояса подтверждают наибольшую вероятность того, что они действительно привели к "вскрытию" коровых очагов гранитоидной магмы в структурах Чукотских мезозоид. Высказанное соображение касается лишь общих особенностей механизма, определившего в самом начале своеобразие вулканической деятельности характеризуемого района. Но в целом вулканизм Центральном-Чукотского сектора нельзя рассматривать как простое механическое преобразование процессов гранитоидного магматизма мезозоид. Роль глубинных факторов магмообразования обнаруживается в общем нарастании антидромных тенденций от первого цикла ко второму, что выразилось в появлении в конце второго цикла базальтов и андезито-базальтов (коэквунская свита), в смещении ареалов вулканизма второго цикла к юго-западу и в том, что в липаритах этого цикла отношение $Na_2O : K_2O$ оказалось таким же, как и в андезито-дацитах первого цикла. Большая часть игнимбригов чаун-

¹ Распространение игнимбридов чаунской серии во внутренней зоне Центральном-Чукотского сектора обсуждается особо.

ской серии, распространенных во внутренней зоне, связана с "источниками", расположенными во внешней зоне или вдоль ее границы с внутренней зоной, т.е. они могут рассматриваться как аллохтонные образования. Тем не менее, вероятно, мощная вспышка кислого вулканизма во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора "подавила" или существенно изменила развитие андезитового вулканизма на территории его внутренней зоны.

Геодинамические условия развития структурной зональности вулканогенного пояса

Между структурной и общей тектонической зональностями Охотско-Чукотского пояса имеются глубокие, по-видимому, генетические связи, однако нет полного простого соответствия (Белый, 1977). Специальная схема структурного районирования не только существенно дополняет схему общего тектонического районирования вулканогенного пояса, но и позволяет подойти к выяснению некоторых локальных особенностей геодинамических условий развития вулканизма.

Схема структурного районирования Охотско-Чукотского пояса основана на разделении структур вулканических полей на две главные категории: вулканоструктуры и вулканотектонические структуры. По морфологическим и генетическим признакам структуры вулканических полей Охотско-Чукотского пояса делятся на классы и типы. Соотношение их имеет сложный характер и выражается в виде схемы (рис. 29).

В определенных условиях предельным развитием некоторых типов вулканоструктур является образование вулканотектонической структуры. Так, например, закономерное развитие вулканоструктур оседания, кальдер, куполов и грабенов приводит к образованию ассоциаций вулканоструктур. Между простыми грабенами и приразломными прогибами, с одной стороны, и грабен-синклиналями — с другой, по-видимому, имеется ряд промежуточных структурных форм. Но кольцевые интрузивно-эффузивные структурные комплексы в типичном проявлении всегда образуют самостоятельные элементы строения вулканических полей, а магматогенные поднятия не имеют непосредственной связи ни с одним из известных типов вулканоструктур. Таким образом, наблюдаемые на поверхности наиболее характерные типы структур отражают прежде всего качественно различные устойчивые режимы глубинных тектоно-магматических процессов.

Резкое преобладание во внутренней зоне вулканогенного пояса таких вулканотектонических структур, как грабен-синклинали и магматогенные поднятия, достаточно хорошо увязывается с представлениями о высокой подвижности и преимущественном развитии линейных дислокаций на переходной стадии развития земной коры. Примечательно, что вулканотектонические структуры внутренней зоны, располагаясь кулисно относительно друг друга, обладают постоянным правосторонним отклонением на $5-15^{\circ}$ относительно общего простираения унаследованной и новообразованной подзон. Магматогенные же поднятия внешней зоны простираются строго параллельно ее границе с внутренней зоной.

Извержение во внутренней зоне больших объемов слабо дифференцированных базальтоидов можно объяснить быстрым поступлением их на дневную поверхность непосредственно из области генерации. Несомненно, этому благоприятствовали высокая тектоническая подвижность и неоднократно проявлявшееся здесь растяжение (и раздвигание) литосферы. В наибольшей степени эти свойства были присущи унаследованной подзоне в силу ее положения непосредственно на границе литосферных блоков с корой континентального и переходного типов (см. рис. 27). В условиях общего растяжения в ее пределах происходил наиболее мощный подъем мантийных расплавов. На глубине этот процесс сопровождался, по-видимому, деформациями раздвигового типа, а на поверхности — образованием грабен-синклиналей.

Такое представление об унаследованной подзоне как структуре с преобладающим режимом раздвигания позволяет дать простое объяснение и тому, что



Рис. 29. Схема соотношения главных типов структур в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе

по обе стороны от нее преобладающим развитием пользуются магматогенные поднятия, относительно просто построенные во внешней зоне и довольно сложные с явными признаками деформаций сжатия в новобразованной подзоне. Можно полагать, что образование магматогенных поднятий происходило в условиях относительного сжатия как реакции на раздвигание в унаследованной подзоне. Несомненно, что в формировании самих поднятий ведущую роль играл процесс становления крупных линейных гранитоидных массивов. Сжатие же предопределило особенность формы гранитоидных массивов, почти полное отсутствие крупных игнимбритовых полей, которые могли бы быть связаны с очагами генерации гранитоидных магм в пределах этих структур, а также характер деформаций горных пород, слагающих поднятия.

Области преимущественного развития изометричных отрицательных вулканоструктур, по-видимому, отражают преобладание третьего, особого режима геодинамических условий развития магматизма. Изложенные ранее (Белый, 1977) представления о связях между изометричными отрицательными вулканоструктурами, периферическими магматическими очагами и глубинными разломами, а также выводы о тектонических условиях развития вулканогенного пояса в целом позволяют высказать следующее предположение: формирование периферических магматических очагов и изометричных отрицательных вулканоструктур как ведущих форм вулканической деятельности могло происходить лишь в районах достаточно мощной земной коры и относительно ослабленных тектонических движений при полном отсутствии или крайне незначительной роли горизонтального сжатия.

Известно, что в северной части внутренней зоны вулканогенного пояса, в бассейнах рек Энмываам, Юрумкувеем и в верховье р.Анадырь, развитие грабен-синклиналей закончилось к началу сеномана, и более молодые (сеноманские) вулканические накопления слагают наложенные изометричные вулканоструктуры оседания, подобные наблюдавшимся во внешней зоне. По-видимому, в этом можно видеть проявление постепенной стабилизации ("континентализации") структур внутренней зоны.

О природе вулканогенного пояса

При всем разнообразии взглядов на природу Охотско-Чукотского пояса, высказанных С.В.Обручевым, Е.К.Устиевым, В.А.Титовым, Л.А. и Б.А. Снятковыми, Н.С.Шатским, Н.А.Шило, Л.И.Красным, В.Т.Матвеевко, А.А.Богдановым, М.В.Муратовым, В.Е.Хайным, Б.А.Петрушевским, М.С.Нагибиной, Ю.М.Луцаровским, С.М.Тильманом, Ю.А.Косыгиным, П.М.Хреновым и автором, важно

подчеркнуть, что большинство мнений сводится к тому, что этот вулканогенный пояс не может рассматриваться в качестве аналога обычных орогенных (эпигеосинклинальных, по терминологии Н.П.Хераскова, или протоорогенных — К.В.Боголепова) комплексов складчатых систем.

Выделение в составе структур основания Охотско-Чукотского пояса Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали, закончившей свое развитие в предальбское время, как будто позволяет ставить вопрос о возможности отнесения его к структурам протоорогенного класса. Такой взгляд на природу Охотско-Чукотского пояса изложен в работах М.Л.Гельмана, Н.Б.Заборовской, Г.Е.Некрасова (Некрасов и др., 1971; Некрасов, 1972; Заборовская, 1974). Это мнение не встречает формальных возражений, но, на наш взгляд, неправомерно.

Как было показано, в целом Охотско-Чукотский пояс является структурой резко наложенного типа и более чем в 4 раза превышает площадь Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали. Даже только эти пространственные соотношения не позволяют трактовать формирование вулканогенного пояса как прямое продолжение развития Тайгоносской зоны. Обе эти структуры образовались вследствие особых тектонических условий в зоне сочленения Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского литосферных блоков, а поэтому нельзя усматривать существование между ними непосредственной причинно-следственной связи.

Отсутствие прямой эволюционной связи между Тайгоносской "андезитовой" геосинклиналью и Охотско-Чукотским поясом обнаруживается и в особенностях их магматизма. В Тайгоносской зоне среди позднеюрских — неокомских образований в значительном количестве появляются субщелочные базальтоиды и вулканиты кислого и умеренно кислого состава, в апте и в первой половине альба преобладало накопление моласс. Альбские же вулканические накопления внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса сложены преимущественно слабо дифференцированными высокоглиноземистыми базальтами и андезито-базальтами. Причем базальты, как отмечалось, по-видимому, наиболее близко отвечают составу исходного основного расплава. Этот факт можно интерпретировать лишь как свидетельство того, что развитие Охотско-Чукотского пояса отражает новый, независимый от предыдущего этап вулканической деятельности.

Таким образом, представляется наиболее правильным видеть в Тайгоносской "андезитовой" геосинклинале и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе две последовательно сформировавшиеся, но независимые структуры. Охотско-Чукотский пояс по всем признакам принадлежит к типу краевых вулканогенных поясов в понимании Н.С.Шатского и А.А.Богданова (1957), А.А. Богданова, М.В. Муратова, В.Е. Хаина (1963). Но полученные новые данные требуют введения некоторых уточнений в представления о формационном составе и условиях развития этих структур.

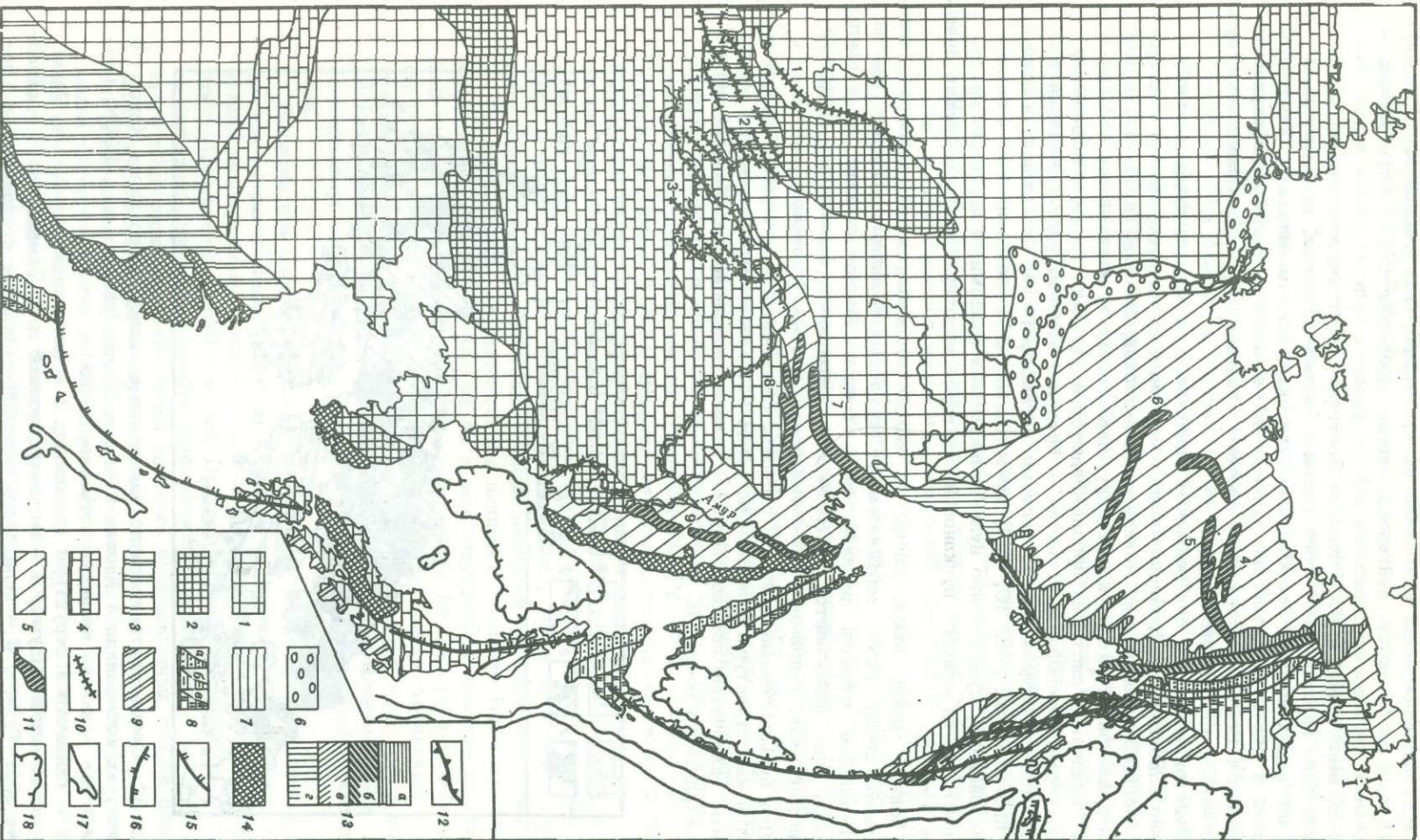
МЕСТО ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА СРЕДИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В 1959 г. Е.К. Устиевым было подробно изложено представление о Восточно-Азиатском тектоно-магматическом поясе как о самостоятельной гигантской структуре особого типа, которая сформировалась в позднем мезозое – начале кайнозоя вдоль восточного края Азиатского материка, между Чукотским полуостровом и Гонконгом (Устиев, 1959). Рассматривая Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс в качестве континентального аналога современных вулканических дуг северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, Е.К. Устиев тем самым поставил вопрос о положении и структурном выражении естественных границ переходной зоны между Азиатским материком и Тихим океаном. Позже Л.И. Красный (1964), М.С. Нагибина (1966), Ю.М. Пушаровский (1966), характеризуя Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс как структуру особого типа, которую нельзя включать в состав ни мезозоид, ни кайнозоид, видели в нем также естественное выражение границы между Азиатским материком и "зоной перехода от коры с материковым типом строения к коре океанического типа" (Нагибина, Пушаровский, 1966, с. 212).

Анализ строения и тектонических условий развития вулканогенных поясов Восточной Азии и вулканических дуг северо-западного сектора Тихого океана (Белый, 1971, 1972, 1974а,б; Belyi, 1973; Шило и др., 1974) привел меня к следующим выводам. Во-первых, вулканогенные пояса этого обширного региона в тектоническом отношении полигенны. По характеру про-

Рис. 30. Вулканогенные пояса в структурах Восточной Азии

1 – дорифейские платформы; 2 – байкалиды; 3 – каледониды; 4 – герциниды; 5 – мезозоиды и древние жесткие массивы; 6 – Приверхоянский краевой прогиб; кайнозоиды: 7 – структуры ранней консолидации, 8 – главные тектонические зоны в их пределах (а – внешние прогибы, б – геосинклинальные поднятия, в – внутренние, эвгеосинклинальные зоны; в Анадырско-Корякской системе выделены только Пекульнейская, Алгано-Ваежская и Эссовеямская подзоны), 9 – структуры поздней консолидации; 10–14 – вулканогенные пояса: 10 – дейтероорогенные (цифры на рис.: 1 – Прибайкальский, 2 – Западно-Забайкальские, 3 – Восточно-Забайкальские), 11 – протоорогенные (цифры на рис.: 4 – Курьинский, 5 – Олойско-Березовский, 6 – Уяндинско-Ясачнинский, 7 – Удский, 8 – Умлекано-Оганджинский, 9 – Западно-Сихотэ-Алинский), 12 – интрагеосинклинальные (геоантиклинальные); перигеосинклинальные (краевые) вулканогенные пояса Восточно-Азиатской системы: 13 – Охотско-Чукотский пояс (а – внешняя зона, б – унаследованная, в – новообразованная подзоны внутренней зоны, г – фланговые зоны), 14 – Сихотэ-Алинский, Жонсю-Корейский и Восточно-Китайский пояса; 15 – приматериковые вулканические дуги (Курило-Камчатская, Японская, Нансей); 16 – западная часть Алеутской дуги; 17 – глубоководные желоба по изобате 6000 м; 18 – впадины окраинных морей по изобате 3000 м



странственно-временных отношений их со складчатыми (геосинклинальными) системами различаются: дейтероорогенные, протоорогенные, интрагеосинклинальные и перигеосинклинальные или же краевые вулканогенные пояса. Вторых, выделенный Е.К. Устиевым Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс представляет собой систему самостоятельных, но однотипных вулканогенных поясов. Это Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Хонсю-Корейский и Восточно-Китайский вулканогенные пояса, которые в совокупности составляют Восточно-Азиатскую систему краевых (перигеосинклинальных) вулканогенных поясов (рис. 30).

Действительно все они занимают одинаковое краевое положение относительно однотипно построенных самостоятельных складчатых систем кайнозойд: Анадырско-Корякской, Хоккайдо-Сахалинской, Идзуми-Титибу и Тайваня. В направлении от океана к матерiku, параллельно вулканогенным поясам в этих складчатых системах прослеживаются внутренние эвгеосинклинальные зоны, геантиклинальные поднятия, в пределах которых систематически наблюдаются глаукофан-зеленосланцевые метаморфические комплексы, и внешние прогибы (см. рис. 30, 31), заполненные позднемезозойскими - раннекайнозойскими, существенно вулканомиктовыми толщами. Главная по протяженности часть каждого вулканогенного пояса простирается параллельно внешнему прогибу.

Граница между ними, когда ее можно непосредственно наблюдать, представляет собой зоны вертикальных глубинных разломов. Однако иногда значительные отрезки вулканогенных поясов уходят далеко за пределы районов, где наблюдается естественное окончание складчатых структур кайнозойд, как, например, фланговые зоны Охотско-Чукотского пояса.

Все вулканогенные пояса со стороны, обращенной к матерiku, характеризуются как структуры наложенные, резко несогласно перекрывающие разнотипные складчатые комплексы мезозойского, палеозойского, байкальского и добайкальского возраста.

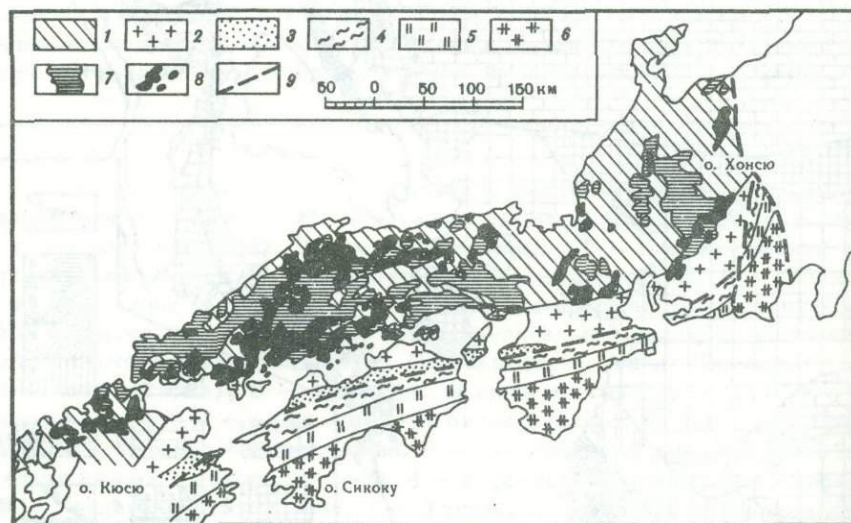


Рис. 31. Схема тектонического положения вулканогенного пояса Хонсю в структурах юго-западной Японии (Yamada, 1966; Ichikawa e.a., 1968; Геологическое развитие японских островов, 1968)

1 - складчатые структуры палеозойд; 2 - метаморфический пояс Рёкэ; 3 - синклиний Идзуми; 4 - метаморфический пояс Самбагава; 5 - складчатая зона Титибу; 6 - складчатая зона Шиманто; 7 - вулканические накопления и 8 - гранитоиды вулканогенного пояса Хонсю; 9 - главнейшие зоны глубинных разломов

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРАЕВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Пространственная и структурная разобщенность Охотско-Чукотского Сихотэ-Алинского, Хонсю-Корейского и Восточно-Китайского вулканогенных поясов, как и смежных с ними складчатых систем, достаточно очевидна на всех мелкомасштабных картах.

Структуры Охотско-Чукотского пояса "затухают" в районе Чукотского полуострова и на Аляску не распространяются (Белый, 1977). Его Западно-Охотская фланговая зона поворачивает не на юг, а на запад, и в районе Аяна с юга к ней примыкают складчатые структуры протерозойд, простирающиеся в северо-восточном направлении. Не вполне ясен характер северного окончания Сихотэ-Алинского пояса. Однако на юго-западе, между заливами Ольги и Уссурийским, этот вулканогенный пояс "распадается" на отдельные поля и, по-видимому, заканчивается как структура. На востоке Хонсю-Корейского пояса, в центральной части о-ва Хонсю, последним крупным вулканическим полем являются "риолиты Нохи". Вероятно, здесь этот вулканогенный пояс заканчивается таким же образом, как и Сихотэ-Алинский на юго-западе.

В целом Восточно-Азиатская система вулканогенных поясов сформировалась в течение позднего мезозоя-раннего кайнозоя. Однако развитие входящих в ее состав вулканогенных поясов шло неодновременно, на что специально обратил внимание еще Е.К. Устиев (1959), сравнивая Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский пояса. К сожалению, имеющиеся данные о возрасте характеризующих вулканогенных поясов крайне неравноценны, получены разными методами и, возможно, поэтому в какой-то мере противоречивы. Так, если в настоящее время по ископаемой флоре возраст Охотско-Чукотского пояса определяется средним альбом-первой половиной сеномана, то время формирования Сихотэ-Алинского пояса, также на основании палеофлористических данных, оказывается намного продолжительнее: сенон (по-видимому, не древнее сантона) - нижний миоцен (Геология СССР, 1969; Салун, 1969; Ахметьев, Ботылева, 1971). Возраст же вулканогенных образований Хонсю-Корейского пояса устанавливается по радиологическим данным. На о-ве Хонсю он оценивается интервалом 105 - 65 млн. лет, однако подавляющая часть вулканических накоплений, составляющая 90-95% из общего объема (вулканициты II и III стадий - Ichikawa et al., 1968), здесь датируется 90-97 млн. лет; возраст большинства гранитоидных массивов определяется 86-77 млн. лет.

Сколько-нибудь представительные данные о возрасте Восточно-Китайского вулканогенного пояса в настоящее время отсутствуют. Данные по региональной стратиграфии Китая, приведенные в работе Ли Сы-гуана (1952), не дают основания для точных датировок вулканитов, распространенных в юго-восточных провинциях страны. Но они не исключают того, что, кроме верхнеюрских - нижнемеловых, здесь также широко распространены более молодые, по-видимому, верхнемеловые вулканогенные толщи существенно кислого состава.

Выразив все оценки длительности развития вулканогенных поясов в абсолютном летоисчислении, получим для самого крупного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса величину ~ 7 млн. лет, Сихотэ-Алинского ~ 50 млн. лет, Хонсю-Корейского ~ 40 млн. лет. При существующей неполноте биостратиграфических данных о возрасте вулканических накоплений и как следствие этого об истории геологического развития вулканогенных поясов следует признать преждевременной всякую попытку однозначно интерпретировать эти цифры. Значительно более интересным является факт, вытекающий из анализа площадей распространения вулканитов на геологических картах и известных оценок их объемов, суть которого сводится к тому, что подавляющая часть вулканических накоплений в Охотско-Чукотском поясе образовалась в позднем альбе и начале сеномана, в Сихотэ-Алинском - во второй половине сенона - начале палеогена, в Хонсю-Корейском - в сеноман-туроне. Из этого следует вывод о разновременном проявлении главных этапов развития перечис-

ленных вулканогенных поясов и об отсутствии зависимости между гетерохронностью вулканизма и пространственным положением конкретных вулканогенных поясов друг относительно друга. Причина же гетерохронности проявлений вулканизма находится в явной зависимости от особенностей развития смежных с вулканогенными поясами геосинклинальных систем, что было показано на примере Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского поясов (Белый, 1971).

Указание на взаимосвязь развития этих структур имеется и у японских геологов, которые подчеркивают отсутствие непосредственной связи между геосинклинальным этапом развития (палеозоидами и байкалидами) и позднемезозойским вулканизмом юго-западного Хонсю (Yamada, 1966) и в то же время считают, что "опускание пояса Рёкэ (синклинория Идзуми - см. рис. 31), сопровождавшееся накоплением мощных (терригенных) толщ группы Идзуми, можно сопоставить с процессом внедрения гранитов вслед за образованием эффузивов кислого состава на огромной территории поясов Тюгоку-Тамба-Хида" (Геологическое развитие Японских островов, 1968, с.261), т.е. Хонсю-Корейского вулканогенного пояса.

Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский и Хонсю-Корейский вулканогенные пояса отличаются друг от друга по ряду важных признаков. Продольная зональность, столь четко выраженная в Охотско-Чукотском поясе, не характерна для двух других вулканогенных поясов, а в составе структур их основания нет тектонических зон, аналогичных Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали.

Сихотэ-Алинский пояс полностью лежит на складчатых структурах одноименной системы мезозой, а Хонсю-Корейский - на складчатых глубоко гранитизированных комплексах палеозой и байкалид. Вулканические накопления кислого и умеренно кислого состава, образующие самостоятельные геологические тела большого и среднего объема, составляют в Охотско-Чукотском поясе не более 30%, в Сихотэ-Алинском - 50-55%, в пределах о-ва Хонсю - 91-92% общего объема вулканогенных образований.

Разрез Сихотэ-Алинского пояса начинается липаритовой формацией, известной под названием комплекса "ольгинских кварцевых порфиров" (приморская свита на юге и татаркинская - на севере)¹. Эти проявления кислого вулканизма по времени совпадают со становлением протоорогенных гранитоидных комплексов в структурах мезозой (Бачелазская и Верхнеудоминская интрузивные серии, по Изоху и др., 1967), в чем обнаруживается определенное сходство Сихотэ-Алинского пояса с Центрально-Чукотским сектором Охотско-Чукотского пояса.

Дальнейшее развитие позднемелового вулканизма шло по-разному в северной и южной частях Сихотэ-Алинского пояса, что впервые было отмечено М.А. Фаворской (1958). На севере мощные проявления андезитового вулканизма привели к образованию самостоятельной андезитовой формации (самаргинская свита), которая вверх по разрезу сменяется датско-раннепалеоценовой игнимбритовой формацией (тахобинская свита). На юге Сихотэ-Алинского пояса проявления андезитового вулканизма в конце позднего мела, судя по всему, были весьма ослабленными. Лавы и туфы плагиоклазовых и роговообманковых андезитов довольно часто находятся в сложных сочетаниях с вулканитами кислого состава. Иногда количество тех и других соизмеримо, но в большинстве случаев преобладают туфы, игнимбриты и лавы липаритов и липарито-дацитов, что особенно четко проявлено в Ольгинском районе. Таким образом, в Сихотэ-Алинском поясе устанавливается поперечная зональность, которая, по-видимому, обусловлена различным характером структур его основания (Белый и др., 1974).

¹ Более древние, существенно андезитовые вулканогенные образования большеинской свиты на севере, петрозувевской и синанчинской на юге (Геология СССР, 1966, 1969), по мнению автора, входят в состав протоорогенных и геосинклинальных комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Разрез Сихотэ-Алинского пояса завершается кузнецовской, хуцихинской и кизинской свитами, слагающими контрастную липарит-базальтовую формацию, сходную с сеноманской липарит-базальтовой формацией Охотско-Чукотского пояса.

В последнее время установлено, что основными элементами строения вулканических полей Сихотэ-Алинского пояса являются изометричные отрицательные структуры (Фремд, 1972; Фремд, Рыбалко, 1972; Рыбалко, 1972), в общем подобные тем, которые описаны во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса.

Вулканизм Хонсю-Корейского пояса изучен достаточно подробно лишь в пределах о-ва Хонсю. В настоящее время здесь можно выделить два характерных вулканических района: северо-восточный, известный как площадь развития "риолитов Нохи" (Yamada, Nakai, 1969; Yamada et al., 1971; Kiyoo, 1971), и юго-западный, охватывающий обширную территорию к западу от оз. Бива. На современном эрозионном срезе объем "риолитов Нохи" оценивается в 10 000 км³, мощность их местами, вероятно, превышает 6000 м. В основании разреза залегают ультракислые, бедные кристаллическим материалом игнимбриты, сменяющиеся последовательно игнимбритами липарито-дацитового и дацитового состава, богатыми кристаллическим материалом. Средняя часть разреза также характеризуется антидромной сменой пород: от игнимбритов липаритового и липарито-дацитового состава до туфов и туфобрекчий андезито-дацитов. Завершается разрез туфобрекчиями и игнимбритами липаритового состава (Kiyoo, 1971). Главная часть "риолитов Нохи" слагает крупную изометричную отрицательную структуру.

В юго-западном вулканическом районе устанавливается пять стадий магматизма (Ichikawa et al., 1968). В течение первой стадии (апт - альб) извергались преимущественно андезиты, во-вторую накапливались туфы андезито-дацитового, дацитового и липарито-дацитового состава (8300 км³), в третью образовались огромные поля игнимбритов липарито-дацитового состава (53 000 км³). Возраст вулканитов второй и третьей стадий считается сеноман-туронским. Затем последовало внедрение большого количества гранитоидных массивов, преимущественно гранодиоритов и адамелитов. Для последней, пятой стадии характерны сложные сочетания андезитов, дацитов и липаритов; эти образования составляют не более 1-1,5% от общего объема вулканитов. Краткий обзор строения Хонсю-Корейского пояса показывает, что и он обладает поперечной зональностью. При этом по характеру развития вулканизма северо-восточный район ("риолиты Нохи") поразительно сходен с Центрально-Чукотским сектором Охотско-Чукотского пояса. В качестве же ближайшего аналога юго-западного района можно назвать внешнюю зону Пенжинского сектора; главное различие между ними сводится по существу к количественным соотношениям вулканитов кислого и среднего состава.

Изложенные данные позволяют заключить, что Сихотэ-Алинский и Хонсю-Корейский вулканогенные пояса, несмотря на отмеченные различия, обладают признаками строения и развития, характерными для внешней зоны Охотско-Чукотского пояса. Поскольку последний, как известно, принято рассматривать в качестве тектонотипа краевых вулканогенных поясов (Шатский, Богданов, 1957; Богданов, 1959; Богданов и др., 1963; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966; Белый, 1968, 1969б, 1974а), то и остальные вулканогенные пояса Восточно-Азиатской системы следует относить к типу краевых вулканогенных поясов, хотя каждый из них и характеризуется специфическими чертами строения и эволюции вулканизма.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРАЕВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Специальный анализ тектонического положения и развития вулканогенных поясов Восточной Азии, где на протяжении почти всего фанерозоя имели место многообразные проявления орогенного вулканизма, показал, что краевые вулканогенные пояса здесь формировались лишь в позднем мезозое - раннем кайнозое (Белый, 1974а; Шило и др., 1974). Вне Восточно-Азиатской сис-

темы на огромной территории Евразии известен только один Казахстанский девонский краевой вулканогенный пояс (Богданов, 1959). Сравнение Охотско-Чукотского и Казахстанского вулканогенных поясов (Белый, 1969б) позволило обратить внимание на общие особенности строения и развития не только краевых вулканогенных поясов, но и смежных с ними "молодых" складчатых систем - Анадырско-Корякской и Джунгаро-Балхашской соответственно. Опыт изучения структур Восточной Азии показал, что некоторые из этих особенностей приобретают значение закономерностей. Рассмотрим их в самых общих чертах.

Обширные складчатые области мезозойского состава составляют одну из наиболее характерных черт Тихоокеанского сегмента планеты. В Восточной Азии мезозойские в целом не обладают типичным "тихоокеанским планом", а как бы приспосабливаются к границам более древних структур (дорифейским массивам, складчатым зонам байкалид и палеозойских). Каждая геосинклиналичная система мезозойского отличается своими специфическими свойствами: пространственной ориентировкой, тектонической зональностью, составом формаций. Однако замыкание их происходило, хотя и не строго одновременно, но в довольно узком интервале времени и сопровождалось интенсивным гранитоидным магматизмом. Результатом мезозойского тектогенеза, который в Верхояно-Чукотской области завершился в конце раннего мела, а в Сихотэ-Алинской - в середине сенона, явилось образование гигантской континентальной глыбы Восточной Азии.

В позднем мезозое произошло окончательное формирование тектонического плана геосинклиналичных систем кайнозойской - переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану. Следуя контуру молодого континента, геосинклиналичные системы переходной зоны обладали четко выраженным перипацифическим размещением и однотипной тектонической зональностью, не свойственной ни одной из геосинклиналичных систем мезозойского (см. рис. 30; Белый, 1974б; Шило и др., 1974). Почему геосинклиналичные системы Корякского нагорья, Сахалина - Хоккайдо, южной части Хонсю и Тайваня обладали принципиально одинаковой зональностью и почему именно при этом типе зональности геосинклиналичных систем происходило образование краевых вулканогенных поясов, в настоящее время дать удовлетворительный ответ нельзя. К этому пока надо относиться как к эмпирическому факту. О характере структурных границ между геосинклиналичными переходной зоны и находившимся в стадии консолидации континентальным блоком Восточной Азии можно лишь предполагать: в большинстве случаев это, по-видимому, были глубинные разломы древнего заложения.

Формирование краевых вулканогенных поясов Восточно-Азиатской системы происходило не в связи с заложением и не во время начальной стадии развития молодых геосинклиналичных переходной зоны. Возникновение их падает именно на те рубежи времени, когда в пределах крупных регионов Азиатского материка завершалось становление континентальной коры и начиналось общее поднятие, а смежные геосинклиналичные переходной зоны уже находились в зрелой стадии развития и в них шло или возобновлялось интенсивное прогибание, сопровождавшееся существенно терригенным осадконакоплением. Оба процесса, вероятно, были взаимообусловлены, и когда контрастность общих вертикальных перемещений в зоне сочленения литосферных блоков с корой континентального и переходного типов достигала определенного критического значения, происходила мощная вспышка вулканизма - формировался краевой вулканогенный пояс. По природе своей этот вулканизм не был ни субсеквентным, ни геосинклиналичным. Выделение же краевых вулканогенных поясов в особый перигеосинклиналичный класс структур (Белый, 1974а; Шило и др., 1974) позволяет ставить вопрос о перигеосинклиналичных проявлениях орогенного вулканизма как об особом процессе.

Таким образом, сходство общих геотектонических причин возникновения вулканогенных поясов Восточно-Азиатской системы позволяет предполагать одинаковый характер глубинных энергетических, прежде всего тепловых источников, предопределивших появление этих структур. Поскольку образованию краевых вулканогенных поясов соответствовало резкое снижение магматической активности в геосинклинальных системах переходной зоны, можно полагать, что в это время в астеносфере тепловой поток "мигрировал" от развивающихся геосинклинальных систем к зонам их сочленения с континентальными блоками.

Наличие или отсутствие продольной зональности в вулканогенных поясах, различные количественные соотношения в них продуктов андезитового и кислого вулканизма (или же, говоря иными словами, мантийного и корового происхождения) требуют специального объяснения. Как показал анализ распространения продуктов кислого вулканизма во внешней и фланговых зонах Охотско-Чукотского пояса и краткий обзор строения Сихотэ-Алинского и Хонсю-Корейского вулканогенных поясов, количество продуктов кислого вулканизма (степень плавления вещества земной коры) непосредственно не зависит от стадии эволюции континентальной коры.

Нахождение в основании Охотско-Чукотского пояса Тайгоносской тектонической зоны и отсутствие подобных структур под двумя другими вулканогенными поясами, по-видимому, не может быть главной причиной наличия или отсутствия продольной зональности в вулканогенном поясе, ибо под девонским Казахстанским поясом, также обладающим четко выраженной продольной зональностью, неизвестны структуры, которые можно было бы сопоставить с Тайгоносской зоной. Наиболее вероятно, что отмеченные различия вулканогенных поясов вызваны неодинаковыми дополнительными геодинамическими факторами, обусловленными особенностями развития смежных с ними геосинклинальных структур переходной зоны. Различия строения тектонических систем поздней стадии консолидации кайнозойд Северо-Востока СССР и юго-запада Японии (Белый, 1974б) позволяют предполагать, что на северо-востоке в общем преобладало растяжение, а на юго-западе — сжатие. В условиях преобладающих растяжений на дневную поверхность поступали большие объемы продуктов мантийного магнезиального образования (слабо дифференцированные высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты), и образовалась довольно сложная продольная тектоническая зональность Охотско-Чукотского пояса. Условия же сжатия могли привести к тому, что глубинные магматические расплавы по существу не достигали дневной поверхности или извергались в крайне незначительном количестве. Но последние, являясь носителями тепла и флюидов, вероятно, вызывали интенсивное плавление вещества земной коры и в конечном счете оказывались причиной проявлений мощного кислого вулканизма, что, например, и имело место в Хонсю-Корейском поясе. Очевидно, в подобных условиях продольная зональность в краевом вулканогенном поясе развиться не могла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формационный анализ являлся основным методом исследования главных особенностей вещественного состава, петрологической зональности и эволюции магматических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Использование обширного петрохимического материала, обработанного по единой системе, позволило, несмотря на различия ранговых подразделений естественных ассоциаций изверженных пород Охотско-Чукотского пояса и структур его основания, выявить и сравнить их характерные качественные признаки, а также определить их место среди уже известных естественных ассоциаций изверженных пород Тихоокеанского сегмента.

Позднемезозойские (доальбские) магматические образования, обнажающиеся из-под вулканических покровов внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса, по вещественному составу и структурному положению принадлежат к протоорогенным (эпигеосинклинальным) магматическим комплексам мезозойд.

В мощных разрезах вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Тайгонской зоны преобладающим типом пород являются высокоглиноземистые базальты. Эволюция состава вулканических образований от раннего-среднего к позднему мезозою шла по пути увеличения щелочности основных пород (главным образом за счет возрастания содержания натрия) и появления мощных горизонтов вулканитов кислого и умеренно кислого состава. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы подверглись региональной пропилитизации и вследствие этого во многих районах сходны с формацией "зеленых туфов", выделяемой в кайнозойских вулканических дугах. Заключительная стадия развития магматизма Тайгонской зоны сопровождалась внедрением диоритов, тоналитов и плагиогранитов, гальки которых встречаются как в апт-нижеальбских молассах, так и в разрезах средне-верхнеальбских пирокластических отложений основного состава, слагающих нижнюю часть вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса.

Разработанная схема формационного деления магматических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отличается от известных схем Е.К. Устиева и И.М. Сперанской не только значительно большей детальностью, но и тем, что она вскрывает неизвестные ранее резкие латеральные изменения общего состава изверженных пород, петрохимических свойств их отдельных групп и эволюции вулканической деятельности. Принципиально новым в предлагаемой схеме формационного расчленения магматических образований Охотско-Чукотского пояса является:

а) выделение формации высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов, характерной для ранних этапов развития вулканогенного пояса, и контрастных вулканогенных формаций, связанных с заключительными стадиями вулканической деятельности;

б) разделение интрузивных образований на три формации, две из которых (гранодиорит-гранитная и тоналит-диоритовая) объединяют ранние интрузивные комплексы; к третьей (сиенито-диорит-щелочногранитной) отнесены массивы поздних интрузивных комплексов.

Основные пространственно-временные и структурные закономерности развития магматических формаций Охотско-Чукотского пояса сводятся к следую-

щему. На ранней стадии, в течение второй половины альба и самого начала сеномана, во внутренней зоне шло образование формации высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов. Она слагает крупные грабен-синклинали в унаследованной подзоне и крылья магматогенных поднятий, характерных главным образом для новообразованной подзоны. К сводовым частям магматогенных поднятий приурочена подавляющая часть выходов интрузивов тоналитдиоритовой формации.

Во внешней зоне Охотского и Пенжинского секторов и во фланговых зонах на ранней стадии развития вулканогенного пояса вначале формировались андезитовые, а затем игнимбритовые формации (среди первых преобладала формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитобазальтов, а среди вторых — липарит-дацитовая. Подавляющая часть объема игнимбритов сосредоточена в изометричных вулканоструктурах; для магматогенных поднятий крупные поля игнимбритов не характерны. С этими вулканогенными формациями ассоциирует гранодиорит-гранитная интрузивная формация. Структурная позиция гранитоидных массивов разнообразна: часть их приурочена к магматогенным поднятиям, другие окаймляют сложные отрицательные вулканоструктуры, образуя внешние зоны кольцевых интрузивно-эффузивных комплексов, третьи, следуя зонам разломов в структурах мезозойд, слагают ряды интрузивов, поперечные к общему простиранию вулканогенного пояса.

По-прежнему шло развитие вулканической деятельности во внешней зоне Анадырского и Центрально-Чукотского секторов. В первом из них нижняя часть разреза вулканических накоплений на ряде участков сложена преимущественно высокоглиноземистыми базальтами, а вулканы кислого и умеренно кислого состава играют подчиненную роль. Крупные выходы интрузивов гранодиорит-гранитной формации приурочены к Оконайто-Пеледонскому магматогенному поднятию. В Центрально-Чукотском секторе подавляющая часть вулканических накоплений относится к игнимбритовой — липарит-андезитодацитовой формации. Эволюция вулканической деятельности здесь шла по антидромному типу. Своеобразие вулканизма Центрально-Чукотского сектора объясняется почти одновременным проявлением двух независимых процессов: в то время как в Чукотских мезозойдах происходило становление эпигеосинклинальных гранитоидов калиевого типа, начались тектонические движения, приведшие к формированию Охотско-Чукотского пояса и, в частности, к "вскрытию" здесь очагов гранитоидной магмы. Характерно, что интрузивы гранодиорит-гранитной формации, широко распространенные во всех остальных секторах внешней зоны и во фланговых зонах, в Центрально-Чукотском секторе неизвестны.

В позднюю стадию (сеноман) во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса образовалась базальт-трахибазальтовая формация, слагающая грабены и приразломные прогибы наложенного и унаследованного типов. Во внешней и фланговых зонах в это время шло образование контрастных (липарит (трахилипарит) — базальтовой и липарит-андезитобазальтовой) формаций, слагающих изометричные вулканоструктуры оседания, реже — грабены. Интрузивы сиенито-диорит-щелочногранитной формации, связанной с заключительным этапом развития магматической деятельности Охотско-Чукотского пояса, распространены на всей его территории. Общее повышение щелочности интрузивных пород этой формации не сопровождается, однако, сколько-нибудь заметным возрастанием относительной роли калия: постоянное преобладание весовых количеств K_2O над Na_2O в средних составах пород происходит лишь при содержаниях кремнекислоты более 75,4%.

На основании выполненного формационного анализа пересмотрены известные представления о вулканоплутонических ассоциациях Охотско-Чукотского пояса. Изверженные породы ранних стадий развития составляют три вулканоплутонические ассоциации: а) базальт-тоналитовую во внутренней зоне; б) андезит-игнимбрит-гранодиоритовую во внешней зоне Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов, а также во фланговых зонах; в) гранит-игнимбритовую в пределах Центрально-Чукотского сектора.

Вулканогенные формации и интрузивные комплексы поздней стадии развития Охотско-Чукотского пояса, по-видимому, составляют по крайней мере две вулканоплутонические ассоциации, однако изучены они недостаточно.

Наиболее распространенные в Охотско-Чукотском поясе и в Тайгоносской тектонической зоне сообщества пород базальт-андезитового ряда принадлежат к тому же ~~же~~ химическому типу, который характерен для кайнозойских островных дуг западной части Тихого океана. На основании реально наблюдаемых геологических факторов, данных о химизме базальтоидов Восточно-Камчатской вулканической зоны и результатов экспериментальных исследований Н.И. Хитарова и его сотрудников сделан вывод, что высокоглиноземистая основная магма была исходной для всех типов вулканических пород основного и среднего состава Охотско-Чукотского пояса. Тесная связь высокоглиноземистых базальтов, андезито-базальтов и андезитов во всех тектонических зонах, обрамляющих Тихий океан, дает основание считать, что независимо от того, в каких количественных соотношениях они находятся в той или другой конкретной ассоциации, все такие ассоциации следует рассматривать как результат проявления единого процесса, именуемого "андезитовым вулканизмом". Таким образом, андезитовый вулканизм был важнейшим геологическим явлением, развивавшимся на протяжении почти всего мезозоя вдоль системы глубинных разломов, разделявших литосферные блоки Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей. Проявления же кислого вулканизма, по масштабам соизмеримые с андезитовым вулканизмом, имели место лишь в позднем альбе - начале сеномана и почти исключительно в пределах внешней и фланговых зон Охотско-Чукотского пояса.

Тайгоноская зона как самостоятельная тектоническая структура, связанная с развитием андезитового вулканизма, начала формироваться после герцинской орогении в условиях общих разнонаправленных вертикальных движений Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского литосферных блоков. Длительный андезитовый вулканизм Тайгоносской зоны был совершенно самостоятельным явлением в том смысле, что ему непосредственно не предшествовала стадия офиолитового магматизма; отсутствие офиолитов является одной из характерных особенностей этой зоны. По типу и условиям развития вулканизма, особенностям строения и тектоническому положению Тайгоноская зона подобна Арауканской мезозойской - раннекайнозойской зоне Чилийских Анд. Эти зоны предложено выделить в особую категорию структур - "андезитовые" геосинклинали.

Формирование Охотско-Чукотского пояса происходило в условиях, когда Верхояно-Чукотская область представляла единый континентальный блок, испытывавший воздымание, а геосинклинали Анадырско-Корякской системы вступали в стадию нового интенсивного прогибания. Ареалы его вулканических полей почти в 4 раза превысили площадь Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали, а однородный, вероятно, близкий к исходному состав базальтов внутренней зоны свидетельствует о том, что развитие вулканогенного пояса было связано с началом нового тектоно-магматического процесса. Из анализа распространения формаций, характера щелочности изверженных пород (прежде всего содержания калия) и особенностей развития структурных форм следует, что граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса отвечает положению границы коры континентального и переходного типов на Северо-Востоке Азии в альбское время. При этом поперечная зональность вулканогенного пояса, по-видимому, отражает неоднородности состава и строения верхней мантии, а продольная - главным образом коры.

Геодинамические условия развития вулканизма и структур были сложными. В унаследованной подзоне Охотско-Чукотского пояса как следствие подъема больших объемов глубинной основной магмы, вероятно, имели место деформации раздвигового типа. Магматогенные поднятия, по-видимому, формировались в условиях сжатия как реакции на раздвигание в унаследованной подзоне. В

районах же преимущественного развития изометричных отрицательных вулканоструктур тектонические движения, вероятно, были сравнительно слабыми, а эффект горизонтальных напряжений существенного значения не имел.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс представляет собой самостоятельную сложно построенную отрицательную тектоническую структуру в целом наложенного типа. Формирование общей отрицательной структуры вулканогенного пояса, как и каждой его конкретной отрицательной вулканоструктуры, по своей природе было явлением компенсационным, развившимся вследствие выноса громадного объема вещества из недр планеты на дневную поверхность. По всей совокупности признаков Охотско-Чукотский пояс принадлежит к типу краевых вулканогенных поясов в том значении термина, которое следует из работ Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Е.К. Устиева, М.В. Муратова и В.И. Хаина.

Установленное сходство между Тайгоносской и Арауканской зонами позволяет предполагать в пределах внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса значительное медное орудование.

Как самостоятельная структура Охотско-Чукотский пояс входит в состав Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов, к которой также относятся Сихотэ-Алиньский, Хонсю-Корейский и Восточно-Китайский вулканогенные пояса. Эти структуры принадлежат к типу краевых вулканогенных поясов, причем Сихотэ-Алиньский и Хонсю-Корейский вулканогенные пояса, являясь редуцированными структурами, представляют собой аналоги внешней зоны Охотско-Чукотского пояса. Отсутствие в отмеченных поясах элементов, аналогичных внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса, и резко повышенная (особенно в Хонсю-Корейском поясе) роль продуктов кислого вулканизма объясняются тем, что в позднем мезозое в геосинклинальных системах северо-восточной части переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану преобладало растяжение, а в юго-восточной — сжатие.

Процесс формирования краевых вулканогенных поясов нельзя интерпретировать как естественное завершение эпигеосинклинального орогенеза мезозойд. В то же время заложение их, несомненно, происходило уже после того, как геосинклинальные системы переходной зоны прошли начальную стадию своего развития. В целом образование краевых вулканогенных поясов Восточно-Азиатской системы отвечает тем рубежам времени, когда в восточных регионах Азиатского материка завершалось формирование континентальной коры и начиналось общее поднятие, а геосинклинали переходной зоны, следующие параллельно его краю и обладающие однотипным строением, вступали в стадию интенсивного прогибания, сопровождавшегося существенно терригенным осадконакоплением. Оба процесса, вероятно, были взаимообусловлены, и когда контрастность общих вертикальных перемещений в зонах сочленения коры континентального и переходного типов достигала определенного критического значения, начиналась мощная вспышка вулканизма — развитие краевого вулканогенного пояса. Что же касается энергетических, прежде всего тепловых источников, вызывавших плавление вещества верхней мантии и коры, то, надо полагать, они были производными глубинных процессов, определивших заложение и развитие геосинклинальных систем переходной зоны. Таким образом, для объяснения условий развития, особенностей тектонической структуры и вещественного состава вулканических накоплений Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали и краевых вулканогенных поясов Восточно-Азиатской системы нет необходимости обращаться к механизму "тектоники плит". Более того, последовательное применение этой концепции вошло бы в неразрешимые противоречия как с общими особенностями развития андезитового вулканизма на Северо-Востоке Азии, так и с характером пространственных вариаций щелочности (прежде всего содержания калия) в изверженных породах.

- Авдейко Г.П., Заборовская Н.Б., Марков М.С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корьякско-Камчатской складчатой зоны. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
- Альфелд Ф. Боливия. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1969.
- Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Связь эффузивных и интрузивных процессов на примере древних вулканов Центральной Камчатки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968. (Тезисы I Северо-Вост. петрограф. совещ.).
- Ахметьев М.А., Ботылева Л.П. Неоген-четвертичные андезиты-базальты Восточного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра", 1971.
- Белоусов В.В. О тектонике Анд. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, вып. 2.
- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, "Наука", 1976.
- Белый В.Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклиальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968. (МК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2).
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., "Наука", 1969а.
- Белый В.Ф. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса. — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969б.
- Белый В.Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971.
- Белый В.Ф. К проблеме соотношений вулканических дуг и краевых вулканогенных поясов Восточной Азии. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. (Тезисы IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, вып. 2).
- Белый В.Ф. Тектонические аспекты проблемы андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. — В кн.: Проблемы магнетизма Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1973.
- Белый В.Ф. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, "Наука", 1974а.
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974б, № 4.
- Белый В.Ф. Структурное районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы теоретической палеовулканологии. Магадан, 1975. (Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 68).
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., "Наука", 1977.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л., Ичетовкин Н.В., Сперанская И.М. Некоторые общие вопросы, связанные с представлениями о вулкано-плутонических формациях (на примере Северо-Востока СССР). — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, 1965.
- Белый В.Ф., Ефимова А.Ф., Паракецов К.В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Сов. геол., 1965, № 10.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Павлов П.П. О позднемезозойском циклом вулканизма Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов. — Геол. и геофиз., 1974, № 4.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Сидоров А.А. Кислый вулканизм и некоторые вопросы рудогенеза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан, 1972. (Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 44).
- Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне р. Пенжины. — Сов. геол., 1973, № 1.
- Белый В.Ф., Милов А.П. О петрологической зональности габбро-гранитных серий Охотско-Чукотского вулканогенного

- пояса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 10.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка. Магадан, 1964. (Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11).
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геотектоника, 1966, № 2.
- Белый В.Ф., Шило Н.А. Чукотско-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Охотско-Чукотское звено. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, "Наука", 1976.
- Билибин Ю.А. Эссекит-тешенитовый комплекс Омолонского массива. Избр. труды, т.1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 5.
- Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 2.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, вып. 3.
- Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. — Геол. и геофиз., 1968, № 8.
- Важеевская А.А. Базальты ареальных дуг Камчатки. — Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Гамильтон У. Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Аюйской зоны (Чукотка). — Геол. и геофиз., 1963а, № 2.
- Гельман М.Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963б, № 2.
- Гельман М.Л. Мезозойский магматизм и метаморфизм в Аюйской складчатой зоне. — Автореф. канд. дис. М., 1965.
- Гельман М.Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на северо-востоке СССР. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973.
- Гельман М.Л., Белый В.Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов северо-западной Чукотки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гельман М.Л., Еловских В.В., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г., Шпелетный А.П. Корреляционная схема магматических образований Северо-Востока СССР. Магадан, 1969.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч.1. М., "Недра", 1966.
- Геология СССР, т. XXXII. Приморский край, ч.1. М., "Недра", 1969.
- Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР, ч.1. М., "Недра", 1970.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толитами и щелочными базальтами. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра" 1970.
- Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т.1. М., "Наука", 1972.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и ранне-геосинклинальных базальтов. — Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочноземельной серии при давлениях 35 кбар. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 2.
- Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочно-земельной серии при давлениях 45 кбар. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 4.
- Заборовская Н.Б. Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса на полуострове Тайгонос. — Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Загружина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка). Магадан, 1965. (Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 12).
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего

- Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967.
- Йодер Г.В., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Карта аномального магнитного поля территории СССР. Масштаб 1:10 000 000. М., ВАГТ СССР, 1971.
- Комаров Ю.В., Белый В.Ф., Быковская Е.В., Гельман М.Л., Ломизе М.Г., Масайтис В.Л., Нагибина М.С., Феоктистов Г.Д. Мезозойский вулканизм в истории Земли. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974 (Труды I Всесоюз. палеовулкан. симпозиума).
- Котляр И.Н. Вулкано-тектонические структуры и андезитовый вулканизм северной части Охотско-Чукотского пояса. - Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975.
- Красный Л.И. Типы подвижных областей Востока Азии. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука", 1964.
- Красный Л.И. Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и внутриконтинентальные вулканические зоны. - В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. т. IV. Л., "Недра", 1973а.
- Красный Л.И. Очерк геологии Боливии. - Изв. АН СССР, Серия геол., 1973б, № 1.
- Кристи Х.М. Чили. В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. - Геол. и геофиз., 1970, № 9.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1969.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О пределах и подразделении семейства андезитов. - Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении базальтов и андезитов. - Изв. Геол. ком., 1925, т. 44, № 4.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении липаритов и дацитов. - Докл. АН СССР. Серия А, 1930, № 8.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). - Геохимия, 1974, № 6.
- Ли Сы-Гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Ломизе М.Г. Арауканский вулканический пояс (Анды). - Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 5.
- Ломизе М.Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд. - В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана, ч. 2. М., 1975а.
- Ломизе М.Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975б, вып. 3.
- Ломизе М.Г. Вулканический пояс Калипуи (Анды). - Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1975в, № 12.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2. М., "Наука", 1971.
- Мак-Берни А.Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской дуги). М., "Наука", 1967.
- Матвеев В.Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Северо-Восток СССР). Магадан, 1957. (Труды ВНИИ-1, геол., вып. 31).
- Матвеев В.Т. Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области. Магадан, 1960. (Труды ВНИИ-1, геол., вып. 62).
- Мигович И.М. Палеозойские, ранне- и среднеозойские отложения Пенжинского кряжа. - В кн.: Геология Корьякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Милов А.П. О влиянии тектонических условий на особенности позднеозойского гранитоидного магматизма Чукотки. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971. (Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).
- Милов А.П. Позднеозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Моралев В.М., Ткачев Г.Я., Ткачева Р.Э. Проблемы геологии докембрия Анд. - Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Муратов М.В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. - В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М.С. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., "Наука", 1966.
- Нагибина М.С., Пушаровский Ю.А. Чукотско-Катазиатский вулканический

- пояс края Азиатского материка, - В кн.: Тектоника Евразии, М., "Наука", 1966.
- Найбородин В.И., Сидоров А.А., Толстихин Ю.В. О формационной самостоятельности олово-серебряных месторождений. - Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
- Некрасов Г.Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгосского гранитоидного массива. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР, Магадан, 1968. (Тезисы I Северо-Вост. петрограф. совещ.).
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных сффузиев и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгос и Пенжинского кряжа. - Геотектоника, 1971, № 5.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм полуострова Тайгос и северо-западной Камчатки. - Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгос. - В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971.
- Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Паракецов К.В. Северо-Восточное Приколмые в раннемеловую эпоху, Магадан, 1966. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18).
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А. "Базальтовый" слой земной коры в западной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1971б, т. 201, № 6.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, 1971а, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. - Геотектоника, 1976, № 5.
- Петрова М.А. Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов (на примере Кавказа и Карпат). - Сов. геол., 1972, № 10.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии, М., "Наука", 1964.
- Пискунов Б.Н. Типы высокоглиноземистых базальтов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. - Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5.
- Поцов Ю.Н. Области сноса и седиментации в Верхояно-Колымской геосинклинали в пермский период. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1945, № 3.
- Пушаровский Ю.М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации, М., "Наука", 1966.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. - Геотектоника, 1972, № 1.
- Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анюского хребта, Магадан, 1964. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17).
- Ротман В.К. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. - Геол. и геофиз., 1965, № 12.
- Ротман В.К., Марковский Б.А., Хотина М.И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция. - Сов. геол., 1972, № 9.
- Рудник Г.Б., Чернышева В.И. Три типа толеитовых базальтов Срединно-Индийского океанического хребта. - Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6.
- Рыбалко В.И. Позднемеловые вулканы и вулканотектонические структуры южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Салун С.В. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алия и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. М., "Недра", 1969. (Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7).
- Снятков Б.А., Снятков Л.А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца. - В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., "Наука", 1964.
- Снятков Л.А., Снятков Б.А. Складчатые области Востока СССР. Верхояно-Чукотская складчатая область. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Соболев А.П. Положение омукучанских оловоносных гранитоидов среди других гранитоидов Северо-Востока СССР. - В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Тезисы. Владивосток, 1970.
- Сперанская И.М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. - В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Труды Лабор. вулканол., вып. 20).
- Сперанская И.М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья

- Охотского моря. — Геол. и геофиз., 1962а, № 12.
- Сперанская И.М. Меловой вулканизм Охотского пояса Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Магадан, 1963а. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16).
- Сперанская И.М. О природе связи игнибритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. — Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1963б, № 4.
- Сперанская И.М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. — Автореф. канд. дис. М., 1964а.
- Сперанская И.М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнибритов. Магадан, 1964б. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 19).
- Сперанская И.М. Петрографическая классификация игнибритов. Магадан, 1966. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 19).
- Сперанская И.М. Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоплутонических формаций. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока, Магадан, 1967а.
- Сперанская И.М. Формация игнибритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967б, № 19.
- Сперанская И.М. Структурно-формационное районирование в металлогенических целях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968. (Тезисы I Северо-Вост. петрограф. совещ.).
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тильман С.М. Тектоника и история развития северо-восточного Прикольмья. Магадан, 1962. (Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1).
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000). Магадан, 1969. (Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33).
- Токарев П.И. О фокальном слое сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3.
- Умитбаев Р.Б. О кислых субвулканических интрузиях Охотского района и их связи с гранитоидами и эффузивами. — В кн.: Палеовулканонологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964.
- Умитбаев Р.Б. Геологическое строение Охотского рудного района. — Автореф. канд. дис. Л., 1969.
- Устиев Е.К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. (Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 4).
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнибритов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 11.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулканоплутонические формации. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963б, № 12.
- Фаворская М.А. Некоторые особенности развития молодого вулканизма Сихотэ-Алиня. — В кн.: Молодой вулканизм СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958. (Труды Лабор. вулканол., вып. 13).
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Федотов С.А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоём, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Федотов С.А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976а, № 4.
- Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976б, № 5.
- Фирсов Л.В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского баголита. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 2.
- Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск, 1972.
- Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972.

- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толейтовские базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. — Вестн. МГУ. Геол., 1972, № 5.
- Харрингтон Х.Дж. Морфоструктурные районы Южной Америки. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959а.
- Харрингтон Х.Дж. Аргентина. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959б.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, № 5.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., "Наука", 1967.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюции толейтовых магм в глубинных условиях. — Геохимия, 1972, № 4.
- Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Пугин В.А., Ревин Н.И., Солдатов И.А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах. — Геохимия, 1971, № 9.
- Хренов П.М., Бухаров А.А., Некрасов Е.А. Особенности металлогении вулканических поясов Восточной Азии. — Сов. Геол., 1975, № 1.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии. — В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., "Наука", 1968.
- Чиков Б.М., Иванов В.К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат, 1963.
- Шаталов Е.Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края. — Материалы по изучению Охотско-Колымского края, серия 1. Геол. и геоморфол., вып. 8. ОНТИ, 1937.
- Шатский Н.С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтяной области и степных частей западного склона Южного Урала. — Материалы по геол. СССР. Новая серия, вып. 2 (6). М., 1945.
- Шатский Н.С., Богданов А.А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1: 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М. К проблеме генерации магм. — Сов. геол., 1969, № 2.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4.
- Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении. — Геол. и геофиз., 1974, № 5.
- Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Сравнительная характеристика тектоники и металлогении зон андезитового вулканизма Северо-Востока СССР и Южной Америки. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6.
- Шило Н.А., Сидоров А.А., Зильберминц А.В. Тихоокеанские вулканогенные пояса советской Азии и их металлогенические особенности. — Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Шилов В.Н. Эволюция вулканизма Сахалина и Курильских островов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973. (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума).
- Шпетный А.П., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Северо-Востока СССР и их положение в геологических структурах. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974. (Труды I Северо-Вост. петрограф. совещ., ч. 1).
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин И.С., Малахова Л.В., Бутляков И.И., Краснобаев А.А., Чашухин В.А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Записки Всесоюз. мин. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избр. труды. М., "Мир", 1964.
- Эдштейн О.Г. Верхнепермские ледовоморские отложения бассейна истоков Колымы. — Литол. и полезные ископ., 1972, № 3.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Эрреро-Дюкля А. Анды западной Аргентины. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.

- Auboin J. Chaines liminaires (andines) et chaines géosynclinales (alpines). — International Geological Congress, XXIV session. Sect. 3. Tectonics. Montreal, 1972.
- Auboin J., Borello A. Chaines andines et chaines alpines: regard sur la géologie de la Cordillera des Andes en parallèle de l'Argentine moyenne. — Bull. Soc. géol. France, 1966, vol. 8, N 7.
- Auboin J., Borello A. Regard sur la géologie de la Cordillera des Andes: relais paléogéographiques et cycles orogéniques superposés; le Nord Argentine. — Bull. Soc. géol. France, 1970, vol. 12, N 2.
- Belyi V.F. [Белый В.Ф.] Okhotsk-Chukotsk fold belt and problem of volcanic arcs in Northeast Asia. — Arctic Geology, Memoir 19. Tulsa, Oklahoma, 1973.
- Borello A. Precordillera as a type of geosyncline in Argentina. — International Geological Congress, XXIV session. Abstracts. Montreal, 1972.
- Buddington A.F. Granite emplacement with special references to North America. — Bull. Geol. Soc. America, 1959, vol. 70, N 6.
- Campbell R.B. Tectonics of the South Central Cordillera of British Columbia. Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. — Canadian Inst. Mining and Metallurgy. 1966, Spec. vol., N 8.
- Coats R.R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. — Crust of Pacific Basin, Geophys. Mon., 1962, vol. 6, N 92.
- Cobbing D.J. Tectonic elements of Peru and evolution of the Andes. — International Geological Congress, XXIV session. Abstracts. Montreal, 1972.
- Dickinson W.R. Jurassic andesitic province along the Pacific margin of North America. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1962, vol. 19, N 68.
- Dickinson W.R. Circum-Pacific andesite types. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 6.
- Eardley A.J. Structural geology of North America. New York and Evanston, Harper and Row, 1962.
- Gansser A. Facts and theories on the Andes. — J. Geol. Soc. London, 1973, vol. 129, N 2.
- Hashimoto M., Jgi S., Seki Y., Banno S., Kojima G. Notes on metamorphic facies map of Japan (1:2 000 000). — Geol. Surv. of Japan, 1970.
- Ichikawa K., Murakami N., Hese A., Wadatsumi K. Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. — Pacific Geology—1, 1968.
- Kennedy W.Q., Anderson E.M. Crustal layers and the origin of magmas. — Bull. Volcanol. Naples, ser. 2, 1938, vol. 3.
- Kiyoo K. Geology and petrology of the Nohi rhyolites with special reference to those along the Hida river. — Тисицу тесаче хококу, Rept. Geol. Surv. Japan, 1971, N 243.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., ser. 2, 1959, vol. 20.
- Kuno H. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, vol. 1, N 2.
- Le Maitre R.W. Chemical variation within and between volcanic rock series. A statistical approach. — J. Petrol., 1968, vol. 9, N 2.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., 1964, N 5.
- Marshall P. Oceania. Handbuch regional Geologie, VII, 2. Heidelberg, 1911.
- Middlemost E.A.K. Simple classification of volcanic rocks. — Bull. Volcanol., 1973, vol. 36, N 2.
- Mish P. Tectonic evolution of Northern Cascaden of Washington State. Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. — Canadian Inst. Mining and Metallurgy. 1966, Spec. vol., N 8.
- O'Hara M.J. Primary magmas and the origin of basalts. — Scott. J. Geol., N 1, 1965.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 257, N 9.
- Fitcher W.S. The Coastal batholith of Peru: some structural aspects. — International Geological Congress, XXIV session. Sect. 2. Petrology. Montreal, 1972.
- Schwabb K. Cenozoic volcanism in the Argentina Puna and its relationship to tectonic movements. — International Geological Congress, XXIV session. Sect. 2. Petrology. Montreal, 1972.
- Smith R.L. Ash flows. — Bull. Geol. Soc. America, 1960, vol. 71, N 6.
- Souther J.G., Armstrong J.E. North Central Belt of the Cordillera of British Columbia. Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera. — Canadian Inst. Mining and Metallurgy. 1966, Spec. vol., N 8.
- Stille H. Der "subsequente" Magmatismus. Berlin, 1950.
- Tyrrel G.W. Distribution of igneous rocks in space and time. — Bull. Geol. Soc. America, 1955, vol. 66, N 4.
- Vergara M.M. Note on paleovolcanism in the Andean geosyncline. — International Geological Congress, XXIV session. Sect. 2. Petrology. Montreal, 1972.
- Waters A.C. Volcanic rocks and the tectonic cycle. — Bull. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, vol. 62.
- Yamada N. Nature of the Late Mesozoic igneous activities in and around Southwest Japan. — Тикю караку, 1966.
- Yamada N., Kawada K., Morohashi T. The Nohi rhyolite as pyroclastic flow deposit. — Тисицугаку ронсю, 1969, № 4.
- Yamada N., Nakai Y. Geological relations between the Nohi rhyolites and the so-called Ryoike granites in Central Japan. — Тикю караку, 1971, № 2-3.

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И СТРУКТУРА ЕГО ОСНОВАНИЯ	5
Магматические образования в структурах основания вулканогенного пояса	6
Тайгоноская тектоническая зона	-
Складчатые системы мезозойд и жесткие массивы	17
Магматические формации вулканогенного пояса	28
Вулканогенные формации	-
Главные типы, стратиграфическое и структурное положение формаций	-
Базальтовые формации	33
Андезитовые формации	45
Игнимбритовые формации	58
Контрастные формации	94
Плутоногенные формации	107
Главные типы, структурное положение и возраст формаций	-
Гранодиорит-гранитная и тоналит-диоритовая формации	112
Сиенито-диорит-щелочногранитная формация	142
Глава II. ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД	153
Химизм и особенности петрогенезиса продуктов андезитового вулканизма	-
Сравнительная характеристика химизма базальтов - андезитов	-
Вопросы происхождения базальтов - андезитов	161
Андезитовый вулканизм как геологическое явление	163
Особенности проявлений кислого вулканизма	164
Типы вулканоплутонических ассоциаций	167
Глава III. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА	172
Особенности глубинного строения зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей и тектоническая зональность вулканогенного пояса	-
Тайгоноская тектоническая зона	177
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	184
Петрологическая и тектоническая зональность вулканогенного пояса и ее связь с развитием земной коры	-
Общие тектонические условия развития и особенности структуры вулканогенного пояса	188
Геодинамические условия развития структурной зональности вулканогенного пояса	191
О природе вулканогенного пояса	192
Глава IV. МЕСТО ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА СРЕДИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	194
Сравнительная характеристика краевых вулканогенных поясов	197
О происхождении краевых вулканогенных поясов	199
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	202
ЛИТЕРАТУРА	206

Василий Феофанович
Б е л ы й

ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

*Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским
институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор

В.М. Израилев

Редактор издательства

Л.С. Тапельзон

Художественный редактор

А.Н. Жданов

Технический редактор

Л.А. Куликова

ИБ №7047

Подписано к печати 06.05.78

Т - 09514

Усл.печ.л. 18,9 + 0,7 вкл. Уч.-изд.л. 19,7

Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 900 экз. Тип.зак. 60.

Цена 2р.70к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

**В МАГАЗИНАХ
"АКАДЕМКНИГА"**

имеются в продаже:

Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Непской зоны. (Южная часть Сибирской платформы). 1973. 90 с. 58 к.

В работе приведена характеристика локальных складчатых структур разрывных нарушений, мелких складок, трещиноватости осадочного чехла в пределах зоны, расположенной на северо-западном борту Ангаро-Ленского краевого прогиба. На основании комплексного изучения структурных форм представлена кинематика, динамика и время их образования. Впервые в фундаменте платформы выявлены и протрассированы зоны сдвигов, сыгравшие главную роль в деформации осадочного покрова. Намечены новые пути решения вопросов структурного контроля месторождений и проявлений нефти и газа, калийных солей, железа.

Издание рассчитано на геологов, тектонистов, минералогов, геохимиков, геофизиков и нефтяников.

Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. 1971. 246 с. 2р.66к.

Работа посвящена основным проблемам геологии доальпийского основания Главного Кавказского хребта и южного склона Большого Кавказа. На новом фактическом материале рассматриваются стратиграфия, вещественный состав, история метаморфизма, тектоническая структура и история формирования комплексов пород доюрского возраста. Особое внимание уделено стратиграфии доюрских отложений Сванетии, проблеме "сквозного" развития геосинклинали южного склона, роли изоклиальной складчатости в их структуре, структурной и метаморфической зональности. Приводятся данные о геологии юрского комплекса и рассматриваются его тектонические соотношения с более древними образованиями. Обсуждаются вопросы возраста и тектонического положения гранитоидов и общие особенности развития структуры Большого Кавказа. В работе затрагиваются проблемы возраста и структуры доюрских комплексов смежных тектонических зон.

Книга рассчитана на геологов, изучающих альпийский складчатый пояс, на специалистов по тектонике метаморфических комплексов и тектонистов широкого профиля.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазина "Книга-почтой" "Академкниги".

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7-А; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

2 р. 70 к.

2511

