

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

Препринт № 2

Ю.В.Тикунов

**ГЕОХИМИЯ
ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ
ОСТРОВОДУЖНОГО ТИПА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ
ЧАСТЕЙ
ГОРНОГО АЛТАЯ**

Новосибирск 1994

Тикунов Ю.В. Геохимия девонских вулканитов островодужного типа центральной и западной частей Горного Алтая. - Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1994. - 54 с. (Препр. / Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН; N 2).

Приводятся новые данные по геохимии ниже-среднедевонских вулканитов центральной и западной частей Горного Алтая. В западной части Горного Алтая выделяются четыре вулканоплутонические ассоциации: базальтовая, андезитовая, дацит-риолитовая, риолитовая. В составе первых двух прослеживаются две линии развития магматизма, отвечающие островодужной толеитовой и известково-щелочной сериям. Кислый вулканизм обладает геохимической самостоятельностью и имеет коровый источник вещества. В центральной части Горного Алтая устанавливаются две вулканоплутонические ассоциации: андезитовая и трахириолит-риолит-дацитовая, которые обладают геохимической самостоятельностью и являются продуктами мантийного и корового субстратов соответственно. В составе андезитовой ассоциации центральной части Горного Алтая обнаруживаются вулканиты только известково-щелочной серии. Геохимические особенности пород вулканоплутонических ассоциаций свидетельствуют о формировании их в островодужной геодинамической обстановке.

Работа рассчитана на геологов и геохимиков, занимающихся изучением вулканизма.

ВВЕДЕНИЕ

Активное развитие девонского вулканизма на территории Горного Алтая, начавшееся в нижнедевонском подпериоде, имело место после длительной амагматической эпохи, продолжавшейся от верхнего кембрия до силура включительно, в течение которой сформировалась мощная толща терригенно-карбонатных отложений. Перед началом вулканической деятельности изменился тектонический режим в этом регионе - опускание сменилось поднятием, о чем свидетельствует большое количество молассоидов среди нижнедевонских осадков. По мнению некоторых исследователей [Рудич, 1972; Структурные перестройки..., 1980], на рубеже каледонского и герцинского циклов тектоногенеза значительно изменился структурный план территории Горного Алтая. Преобладание структур субширотного простирания в каледонскую эпоху складчатости сменилось формированием структур северо-западного простирания в герцинское время. В целом тектонические условия развития девонского магматизма указывают на его орогенный тип [Кузнецов, 1963; Лапин, 1963; Попов, 1967; Пузырев, 1979].

По результатам анализа распространения средне-верхнепалеозойских вулканогенных комплексов на Евразийском материке можно выделить континентальный Трансевразийский вулканический пояс, протягивающийся по югу Сибири, Монголии и уходящий через Казахстан и Южный Урал на территорию Европы [Моссаковский, 1970; Ковалев, 1974]. Более детальное изучение магматизма в пределах этого пояса позволяет трактовать его как палеоостроводужную систему [Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1976, 1979; Богатиков, Коваленко, 1984; Гордиенко, 1987; Грицюк и др., 1988]. Вхождение территории Горного Алтая

в состав средневерхнепалеозойского Трансевразийского вулканического пояса дает основание предположить здесь развитие островной дуги в девонском периоде.

Недостаток геохимических данных по девонскому вулканизму Горного Алтая не позволил реконструировать геодинамические обстановки в регионе с достаточной степенью определенности. По немногочисленным публикациям, затрагивающим проблемы вещественного состава девонских вулканогенных пород [Лапин, 1963; Попов, 1967], нельзя осуществить анализ с подобных позиций. Предлагаемая работа, в определенной степени, восполняет существующий пробел в исследовании химизма девонских вулканогенных образований. Изучение геохимических свойств вулканических пород центральной и западной частей Горного Алтая показало, что здесь широко развиты девонские вулканиды островодужного типа.

Пик вулканической активности в центральной и западной частях Горного Алтая пришелся на ниже-среднедевонское время [Yolkin et al., 1993]. В конце среднедевонского подпериода произошло ее затухание, периодически возобновлявшееся на локальных участках до верхнего девона включительно. В целом нижнесреднедевонская вулканогенно-осадочная толща имеет двухчленное строение. Нижняя часть представлена преимущественно вулканическими породами среднего, а верхняя кислого состава. Это отражается в делении толщи на свиты. В Центральном Алтае выделяются онгудайская и куротинская свиты, на западе - холзунская и коргонская, а на северо-западе кукуйская, являющаяся аналогом холзунской. Онгудайская и холзунская свиты сложены вулканидами преимущественно среднего состава, куротинская и коргонская - кислого.

Наиболее полные разрезы ниже-среднедевонской вулканогенно-осадочной толщи представлены в межгорных прогибах и впадинах. На поднятиях среднепалеозойских вулканидов почти не сохранилось, если они и наблюдаются, то в небольших узких тектонических клиньях. В связи с этим при картировании поднятий встречается множество небольших субвулканических тел, по составу сопоставимых со среднепалеозойскими эффузивами, которые интерпретируются как подводные каналы девонских палеовулканов, уничтоженных впоследствии эрозией

[Шокальский и др., 1987]. Следовательно площади, занятые девонскими вулканогенно-осадочными отложениями, в прошлом были намного обширнее, вулканическая деятельность, по всей видимости, имела место практически на всей территории центральной и западной частей Горного Алтая, а в настоящее время сохранились лишь фрагменты этих отложений, уцелевшие от разрушения более поздними геологическими преобразованиями.

Схема размещения девонских вулканических комплексов и опробованные участки приведены на рис.1. В центральной части Горного Алтая выделены две островодужные вулканоплутонические ассоциации, последовательно сменяющие одна другую: андезитовая и трахириолит-риолит-дацитовая, в западной части базальтовая, андезитовая, дацит-риолитовая и риолитовая. Субвулканические тела включались в ассоциации на основе сходства химического состава и соответственно занимаемой геологической позиции. Информация об аналитических методах, применявшихся для определения содержаний химических элементов в породах, приведена в табл. 1.

Таблица 1

Использованные химико-аналитические методы

Аналитический метод (ОИГГМ СО РАН)	Химические компоненты
Рентгено-флюоресцентный анализ (аналитик Н.М.Глухова)	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MnO ₂ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅
Атомно-абсорбционный анализ (аналитик Т.А.Кириленко)	Li, Rb, Ba, Sr, V, Cu, Zn
Низкофононая гамма-спектрометрия (под руководством А.С.Степина)	U, Th
Инструментальный нейтронно-активационный анализ (аналитик Ю.В.Тикунов)	Cs, Sc, Co, Hf, Ta, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu

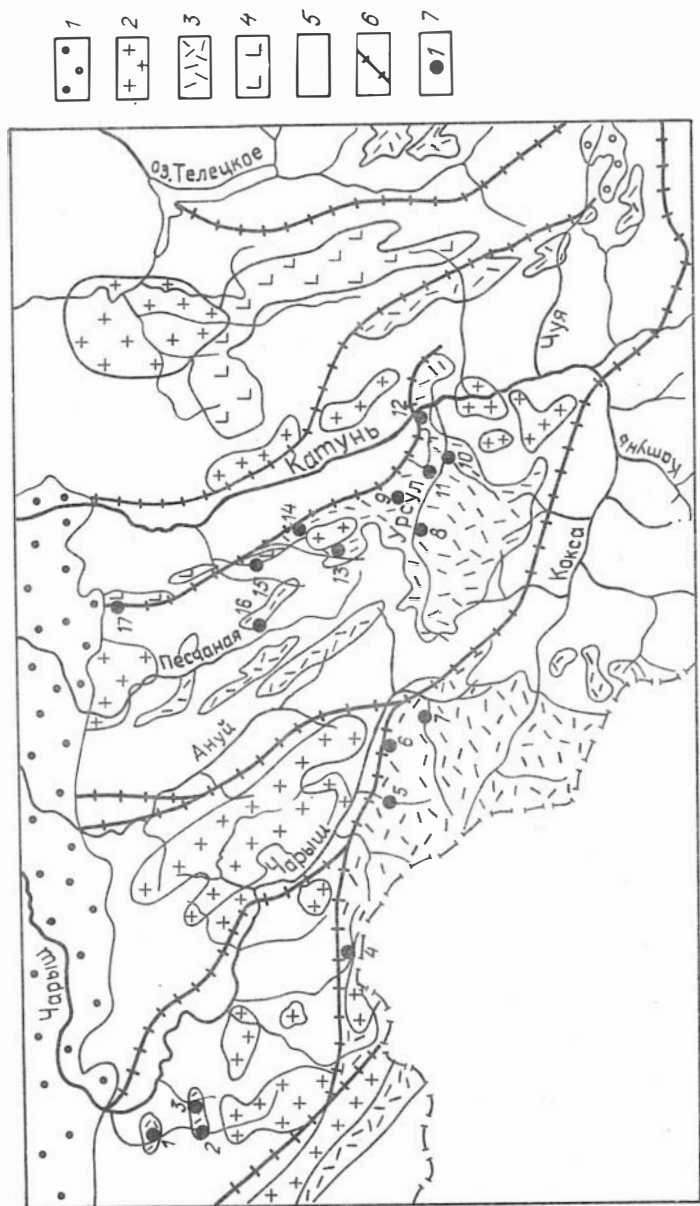


Рис.1. Схема размещения девонских вулканогенных комплексов на территории Горного Алтая и местоположение опорных геологических участков:

1 - отложения кайнозойского осадочного чехла; 2 - выходы верхнепалеозойских гранитоидов; 3,4 - девонские вулканические комплексы; 3 - островодужного и 4 - рифтогенного типов; 5 - догерцинские структурно-вещественные

комплексы; 6 - глубинные разломы; 7 - опорные геологические участки: 1 - пос.Новофирсово, 2 - с.Курья, 3 - р.Кукуйка, 4 - р.Иня, 5 - р.Кумир, 6 - р.Кайсы, 7 - пос.Медурсокон, 8 - пос.Ело, 9 - р.Туекта, 10 - с.Онгудай, 11 - пос.Шишикман, 12 - р. Каанча, 13 - пос. Топучая, 14 - с. Шибалино, 15 - р.Черушка, 16 - пос.Ильинка, 17 -р.Сосновка.

Геохимические исследования девонских вулканогенных образований островодужного типа западной и центральной частей Горного Алтая позволили решить многие вопросы относительно особенностей развития данного вулканизма. Геохимические характеристики выделенных вулканоплутонических ассоциаций дают возможность более широко сопоставить их с современными и древними аналогами.

ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Изученные вулканогенные комплексы в западной части Горного Алтая входят в состав Чарышко-Теректинской структурно-формационной зоны. Вулканиты Курьино-Акимовской впадины, согласно схеме тектонического районирования В.А.Кузнецова [1963], принадлежат Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоне. Однако по своим петрогеохимическим особенностям они более близки к соответствующим эффузивам Коргонской впадины, поэтому рассматриваются совместно с ними. Набор выделенных вулканоплутонических ассоциаций несколько отличается от таковых центральной части Горного Алтая, хотя в целом обнаруживаются параллели в их развитии.

На западе Горного Алтая выделяются четыре вулканоплутонические ассоциации: базальтовая, андезитовая, дацит-риолитовая, риолитовая, последовательность развития которых и геохимические особенности слагающих их пород соответствуют обобщенной схеме развития островодужных вулканических серий, разработанной в трудах П.Якеша и А.Вайта [Jakes, White, 1969; 1972], П.Якеша и Дж.Гилла [Jakes, Gill, 1970]. Базальтовая ассоциация входит

в состав самого нижнего горизонта холзунской свиты. Слагающие ее базальты по петрогеохимическим особенностям делятся на два типа: островодужные толеитовые и известково-щелочные. Андезитовая ассоциация формируется позднее и продолжает линию развития базальтовой, имея в своем составе андезиитоиды известково-щелочной и островодужной толеитовой серий. В то же время по многим петрогеохимическим характеристикам базальты обособляются от андезитов. Базальтовая, андезитовая, дацит-риолитовая и риолитовая ассоциации тесно связаны между собой и последовательно переходят одна в другую.

Наиболее существенные геохимические различия обнаруживаются между кислыми и средними породами. На гистограмме содержаний SiO_2 в девонских вулканогенных породах отчетливо проявлены два минимума, разделяющие андезиитоиды, дациты и риолиты (рис. 2). Выявляемая дискретность содержаний кремнезема позволяет рассматривать эти породы как самостоятельные группы. Статистический минимум между кислыми и средними породами выражен наиболее резко, дискретность между этими породами подтверждает и уран-ториевая

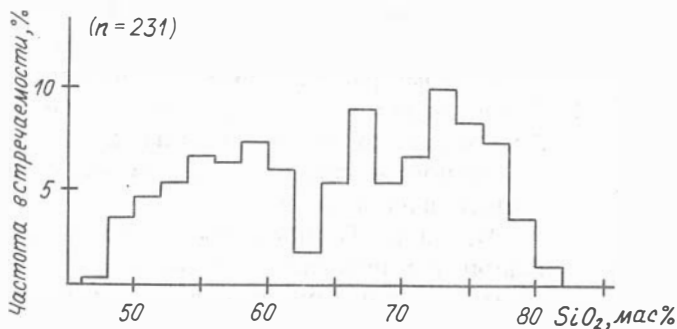


Рис.2. Гистограмма содержаний SiO_2 в девонских вулканогенных породах западной части Горного Алтая.

Составлена с использованием данных Н.Н.Лихачева и др. [1980].

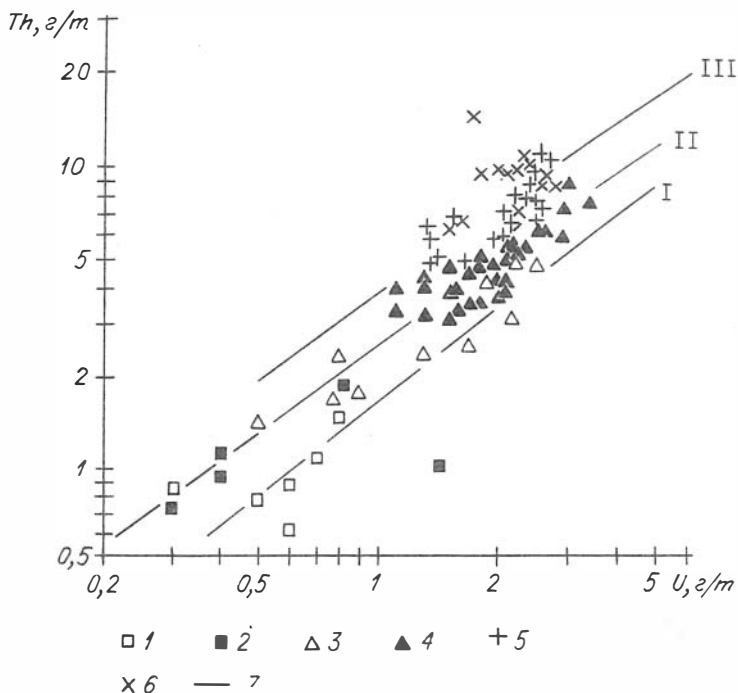


Рис.3. Уран-ториевая диаграмма для девонских вулканогенных пород западной части Горного Алтая:

1,2 - базальтовая ассоциация: низкокальциевые (1) и среднекальциевые (2) базальты; 3,4 - андезитовая ассоциация: низкокальциевые (3) и среднекальциевые (4) андезитобазальты, андезиты; 5 - дацит-риолитовая ассоциация; 6 - риолитовая ассоциация; 7 - тренды распределения фигуративных точек: низкокальциевых (I), среднекальциевых (II) основно-средних и кислых (III) вулканитов.

диаграмма (рис.3), что подчеркивает существенные геохимические отличия средних и кислых эффузивов, поэтому нет оснований считать их непрерывным рядом дифференциатов единой родоначальной магмы.

Базальтовая ассоциация. Эффузивы этой ассоциации встречаются в западной части Горного Алтая в составе холзун-

ской свиты по рекам Кайсын, Кумир и в районе пос.Медурсоккон. На изученных участках они слагают однородные монотонные толщи, переслаиваясь с туфами того же состава. По р. Кумир ниже руч. Подъемный базальты данной ассоциации зажаты в тектоническом клине и подстилаются известняками. По р.Кайсын и у пос. Медурсоккон нижняя граница горизонта с базальтами не наблюдается, а сверху они перекрываются эффузивами среднего состава андезитовой ассоциации. Ранее на западе Горного Алтая отмечалось присутствие базальтовых порфиров и спилитов, которые, судя по описаниям, принадлежат базальтовой ассоциации, однако отсутствие петрогеохимических данных не позволило выделить их как самостоятельную единицу.

Базальты западной части Горного Алтая обладают серовато- и лиловато-зеленой, редко лиловой окраской, структура пород ясно порфировая, порфировые выделения составляют 30-40% объема и представлены плагиоклазом. Изредка встречаются базальты с афировой структурой. Структура основной массы микролитовая, пилотаксовая. В шлифах видно, что породы изменены, в основной массе развиваются агрегаты из вторичных минералов: альбита, кварца, хлорита, эпидота, клиноцоизита, кальцита, серицита. Порфировые вкрапленники плагиоклаза почти полностью эпидотизированы, серицитизированы. Часто встречаются рудные минералы: магнетит, ильменит. На участке по р.Кумир в качестве вторичного минерала присутствует актинолит.

Среди ниже-среднедевонских базальтов западной части Горного Алтая отчетливо выделяются два типа пород - низкокалиевые и среднекалиевые (рис.4), что соответствует развитию в составе ассоциации островодужной толеитовой и известково-щелочной серий. Низкокалиевые базальты обладают несколько пониженной кремнекислотностью по сравнению со среднекалиевыми (табл.2). На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ устанавливается в целом нормальная щелочность низкокалиевых базальтов, в то время как у среднекалиевых она несколько повышена (рис.5). Впрочем, как было показано Дж.Гиллом [Gill, 1981], повышенная щелочность характерна для многих известково-щелочных эффузивов островных дуг. Фигуративные точки

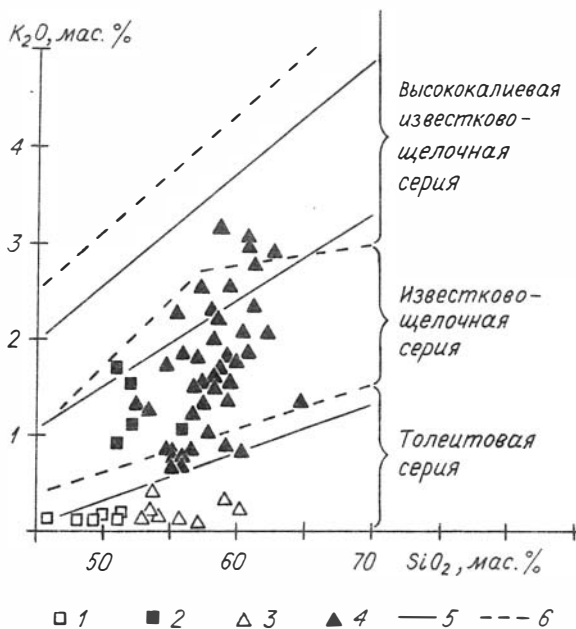


Рис.4. Диаграмма K_2O-SiO_2 для девонских вулканогенных пород базальт-андезитового состава западной части Горного Алтая.

Ассоциации: 1,2

среднекалийевые (2) базальты; 3,4

калийевые (3) и среднекалийевые (4) андезитойды; 5 - границы между типами пород по Дж.Гиллу [Gill, 6 - по Д.Е.Маккензи и Б.В.Чапеллу [Mackenzie, 1972].

среднекалийевых базальтов западной части Горного Алтая (см. рис. 5) укладываются в поле известково-щелочной серии, описанное Дж.Лоешке [Loeschke, 1979] для вулканитов Каскадных гор и Берегового хребта Северной Америки.

Геохимическая самостоятельность базальтовой и андезитовой ассоциаций обнаруживается на диаграмме Миаширо (рис.6), на которой фигуративные точки пород занимают обо-

Химические составы вулканогенных пород
западной части Горного Алтая

Компо- нент	1		2		3		4	
	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций
SiO ₂	49.05(6)	44.62-51.15	51.62(4)	51.01-51.62	54.65(6)	53.00-57.00	59.47(3)	59.00-61.00
TiO ₂	2.17(6)	1.22-3.12	1.30(4)	1.00-1.57	0.99(6)	0.63-1.57	0.97(3)	0.66-1.23
Al ₂ O ₃	15.74(6)	14.49-16.97	17.59(4)	15.05-20.61	17.35(6)	14.76-19.62	14.74(3)	12.00-16.13
Fe ₂ O ₃	14.47(6)	12.37-16.52	12.16(4)	10.17-14.26	10.70(6)	8.78-15.62	7.86(3)	7.42-8.21
MnO	0.18(6)	0.11-0.23	0.16(4)	0.11-0.29	0.13(6)	0.08-0.17	0.14(3)	0.10-0.19
MgC	6.66(6)	5.83-7.33	6.80(4)	4.04-8.68	6.17(6)	5.00-8.01	3.66(3)	2.91-4.05
CaO	7.18(6)	5.09-10.50	5.40(4)	1.92-10.53	5.04(6)	1.91-9.09	8.93(3)	6.47-13.10
Na ₂ O	3.34(6)	2.63-4.52	3.98(4)	1.62-5.10	4.36(6)	2.09-5.75	3.52(3)	2.75-4.81
K ₂ O	0.09(6)	0.03-0.19	1.24(4)	0.93-1.56	0.19(6)	0.07-0.46	0.32(3)	0.25-0.39
P ₂ O ₅	0.26(6)	0.12-0.43	0.14(4)	0.08-0.18	0.14(6)	0.11-0.18	0.18(3)	0.12-0.26
Li	27(2)	22-31	48(3)	35-59	56(3)	34-98	42(2)	31-53
Rb	2.8(2)	2-3.7	26(3)	24-30	3.33(3)	2.6-4.1	8.5(2)	8-9
Cs	-	-	1.35(2)	1.3-1.4	0.65(2)	0.54-0.76	1.39(2)	0.78-2.00
Ba	163(6)	80-240	317(4)	210-400	115(6)	30-250	133(3)	90-200
Sr	184(2)	167-201	189(3)	93-241	148(3)	50-280	213(2)	196-230
Sc	48.5(5)	35-53	35.6(4)	35-37	36.2(3)	35-39	26.6(3)	20-32
Co	49.8(5)	39-59	40.3(4)	34-51	34.1(4)	27-39	28.3(3)	17-43
V	206(2)	143-270	190(3)	150-220	200(1)	-	168(2)	150-186
Cu	23(2)	10-36	21 (3)	4-50	28(2)	19-37	26 (2)	10-42
Zn	62(2)	47-76	80 (3)	45-117	81(3)	72-140	73(2)	62-85
U	0.58(6)	0.3-0.8	0.78(4)	0.3-1.6	1.15(6)	0.5-2.2	1.97(3)	1.3-2.7
Th	0.96(6)	0.6-1.5	1.00(4)	0.7-1.3	2.13(6)	1.4-3.1	4.4(3)	2.3-6.0
Hf	3.86(5)	2.1-5.5	2.86(4)	2.2-3.2	2.87(3)	2.2-3.6	3.31(3)	2.6-4.4
Ta	0.075(2)	0.07-0.08	0.17(2)	0.1-0.25	0.18(3)	0.18-0.19	0.31(2)	0.26-0.35
La	5.53(2)	5.2-5.8	5.12(2)	4.0-6.2	9.90(3)	9.0-11	14.8(2)	12-17
Ce	17.1(5)	12-21	15.4(4)	13-20	22.8(3)	21-24	32.2(3)	24-41
Sm	4.35(2)	3.2-5.5	2.61(2)	2.3-3.0	3.29(3)	2.5-3.8	3.61(2)	3.2-4.0
Eu	1.93(5)	1.5-2.4	1.16(4)	1.0-1.3	1.42(3)	1.0-1.7	1.36(3)	1.1-1.4
Tb	1.25(4)	0.8-1.5	0.58(2)	0.5-0.6	0.81(3)	0.6-1.0	0.65(3)	0.5-0.8
Yb	3.80(5)	2.3-5.8	2.09(3)	1.8-2.5	2.38(3)	1.9-2.9	2.05(3)	1.8-2.2
Lu	0.78(2)	0.68-0.88	0.29(2)	0.25-0.34	0.37(3)	0.3-0.5	0.31(2)	0.30-0.32

Компо- нент	5		6		7		8	
	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций
SiO ₂	55.83(19)	53.00-58.00	59.93(21)	58.00-64.00	66.76(8)	64.00-68.00	69.85(7)	68.00-72.00
TiO ₂	1.07(19)	0.73-1.97	0.90(21)	0.55-1.27	0.73(8)	0.50-1.01	0.45(7)	0.22-0.58
Al ₂ O ₃	16.66(19)	14.77-19.37	16.51(21)	15.19-19.19	15.31(8)	10.51-17.29	15.96(7)	14.40-17.92
Fe ₂ O ₃	8.96(19)	5.53-12.06	7.88(21)	5.97-9.32	5.78(8)	4.06-6.75	4.22(7)	0.85-6.27
MnO	0.14(19)	0.08-0.24	0.12(21)	0.07-0.23	0.11(8)	0.04-0.19	0.08(7)	0.03-0.18
MgO	6.01(19)	3.32-10.23	3.66(21)	1.38-5.82	1.64(8)	0.79-3.22	1.03(7)	0.58-1.73
CaO	6.42(19)	1.31-10.44	5.51(21)	1.20-8.16	2.50(8)	1.32-3.54	1.58(7)	0.29-3.13
Na ₂ O	3.36(19)	1.06-5.91	3.17(21)	1.09-5.74	4.43(8)	3.15-6.40	3.79(7)	1.98-6.66
K ₂ O	1.42(19)	0.71-3.14	2.01(21)	0.71-3.29	2.46(8)	0.14-3.50	2.83(7)	0.65-3.46
P ₂ O ₅	0.21(19)	0.13-0.37	0.19(21)	0.10-0.33	0.19(8)	0.13-0.26	0.12(7)	0.11-0.19
Li	29 (15)	17-42	28(14)	19-47	20(7)	11-33	23(7)	14-42
Rb	37(15)	20-90	46(14)	30-88	43(7)	24-76	77(7)	16-135
Cs	1.95(3)	1.3-2.7	2.45(6)	0.9-6.1	3.50(2)	3.0-4.0	3.54(5)	0.9-5.7
Ba	300(19)	170-440	333(21)	190-490	251(8)	140-470	281(7)	30-510
Sr	229(13)	114-410	241(11)	123-460	148(3)	109-200	60 (6)	30-120
Sc	27.6(18)	18-33	24.6(16)	21-32	14.9(7)	7.6-21	11.3(3)	10-12
Co	38.4(18)	20-51	31.4(18)	18-49	11.2(7)	5.8-19	10.3(3)	6.8-14
V	174 (14)	129-286	149(14)	104-175	80(4)	60-125	-	-
Cu	23 (10)	10-65	11(10)	4-21	12(4)	6-26	12(3)	6-26
Zn	91(15)	57-112	83(13)	38-110	62(7)	45-80	38(3)	22-46
U	1.93(19)	1.0-2.9	2.06(21)	1.3-3.0	2.14(8)	1.4-2.5	1.81(7)	1.4-2.5
Th	4.75(19)	3.3-6.3	5.28(21)	3.7-7.4	6.28(8)	3.1-8.0	6.69(7)	4.8-11
Hf	3.57(18)	2.0-5.5	4.38(16)	3.0-6.2	4.80(7)	3.0-5.0	4.27(3)	2.7-5.2
Ta	0.28(3)	0.25-0.31	0.30(4)	0.27-0.35	0.69(3)	0.54-0.90	0.61(2)	0.4-0.9
La	15.5(3)	14-19	19.7(4)	16-25	23.0(2)	22-24	19.3(1)	-
Ce	36.9(18)	27-46	39.8(16)	28-51	47.2(7)	45-63	42.7(3)	39-45
Sm	2.98(3)	2.9-3.1	4.29(4)	2.9-5.5	4.36(2)	3.9-4.8	3.77(1)	-
Eu	1.65(18)	1.2-2.2	1.50(16)	1.1-2.1	1.65(7)	1.5-1.9	1.24(3)	0.8-1.5
Tb	0.92(14)	0.6-1.1	0.88(10)	0.6-1.5	0.94(6)	0.7-1.3	0.9(2)	0.9-0.9
Yb	2.42(18)	1.7-3.4	2.70(16)	2.0-3.7	2.93(7)	2.1-3.6	2.92(3)	1.9-3.5
Lu	0.31(2)	0.29-0.33	0.33(4)	0.28-0.45	0.36(2)	0.29-0.42	0.41(1)	-

Компо- нент	9		10		11	
	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций
SiO ₂	73.86(6)	72.00-75.84	76.99(10)	73.13-80.27	78.79(3)	72.88-84.07
TiO ₂	0.31(6)	0.23-0.39	0.20(10)	0.09-0.35	0.19(3)	0.07-0.36
Al ₂ O ₃	14.22(6)	12.84-15.97	13.26(10)	12.13-14.91	10.49(3)	7.76-12.27
Fe ₂ O ₃	3.02(6)	2.58-3.49	1.54(10)	0.44-3.71	1.43(3)	0.77-2.57
MnO	0.04(6)	0.03-0.06	0.07(10)	0.03-0.33	0.09(3)	0.03-0.19
MgO	1.10(6)	0.46-2.03	0.61(10)	0.23-2.64	0.65(3)	0.38-1.04
CaO	1.53(6)	0.34-2.50	0.75(10)	0.10-1.56	1.01(3)	0.06-2.85
Na ₂ O	2.56(6)	0.67-4.25	2.82(10)	1.13-5.09	0.33(3)	0.30-0.38
K ₂ O	3.25(6)	2.29-5.32	3.56(10)	1.98-5.33	7.01(3)	6.08-7.82
P ₂ O ₅	0.06(6)	0.03-0.08	0.04(10)	0.03-0.08	0.05(3)	0.03-0.08
Li	15(4)	9-25	10 (4)	5-21	9 (1)	-
Rb	94(6)	58-176	100 (9)	56-194	158 (2)	142-174
Cs	5.16(6)	0.9-8.8	2.39(8)	0.8-6.4	1.62(2)	0.9-2.29
Ba	283(6)	120-440	554 (9)	250-1320	1180(3)	650-2150
Sr	35(4)	17-58	120 (1)	-	-	-
Sc	7.95(3)	7-9	6.03(9)	3.7-10	5.04(3)	2.5-9.2
Co	4.78(3)	4-7	2.61(9)	0.8-4.5	1.85(3)	1.1-2.9
V	-	-	-	-	-	-
Cu	6(3)	3-10	-	-	-	-
Zn	22(4)	17-30	14 (4)	5-20	11(1)	-
U	2.13(6)	1.5-2.6	2.38(10)	1.5-5.3	2.07(3)	1.6-2.4
Th	8.07(6)	6.8-11	10.1(10)	6.2-15	7.67(3)	6.2-11
Hf	4.80(3)	3.9-5.5	4.53(9)	3.8-5.5	4.16(3)	2.7-5.8
Ta	0.55(3)	0.4-0.9	0.69(8)	0.4-0.9	0.53(3)	0.4-0.7
La	22.8(3)	18-27	26.4(5)	23-30	25.7(2)	24-28
Ce	41.5(3)	35-49	52.0(9)	44-61	53.8(3)	48-58
Sm	4.59(3)	3.7-5.6	5.77(5)	5.2-7.2	4.06(2)	4.0-4.2
Eu	0.84(3)	0.7-1.1	1.01(9)	0.8-1.2	1.14(3)	0.7-1.5
Tb	0.72(3)	0.5-1.0	0.89(9)	0.6-1.2	0.83(3)	0.6-1.0
Yb	2.39(3)	2.0-2.8	2.97(9)	2.3-4.0	2.89(3)	2.4-3.5
Lu	0.39(3)	0.35-0.44	0.45(5)	0.35-0.58	0.37(1)	-

Примечание: 1,2 - базальтовая ассоциация: 1 - низкокальциевые и 2 - среднекальциевые базальты; 3-6 - андезитовая ассоциация: 3 - низкокальциевые андезитобазальты, 4 - низкокальциевые андезиты, 5 - среднекальциевые андезитобазальты, 6 - среднекальциевые андезиты; 7-9 - дацит-риолитовая ассоциация: 7 - дациты, 8 - риодациты, 9 - риолиты; 10,11 - риолитовая ассоциация: 10 - калиево-натриевые и 11 - калиевые риолиты. Число в скобках - количество анализов. Содержания окислов рассчитаны на 100 % сухого остатка и даны в мас.%, микроэлементов - в г/т.

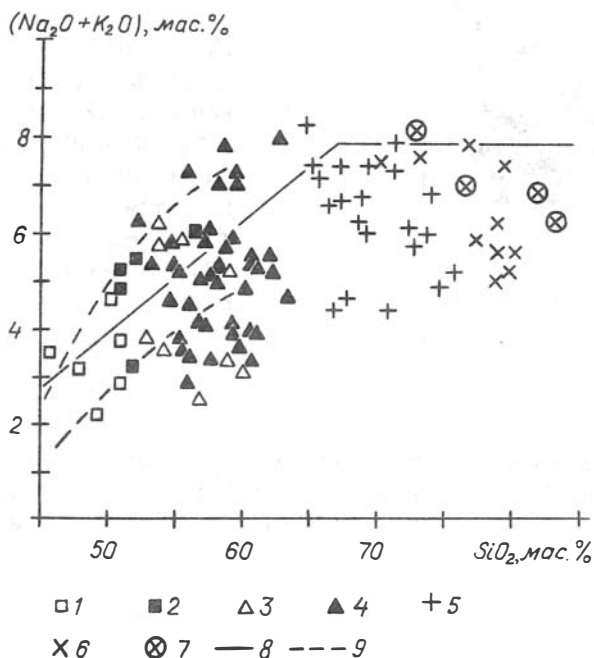


Рис.5. Диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ для девонских вулканогенных пород западной части Горного Алтая. Ассоциации: 1,2 - базальтовая: низкокальциевые (1) и среднекальциевые (2) базальты; 3,4 - андезитовая: низкокальциевые (3) и среднекальциевые (4) андезиты; 5 - дацит-риолитовая; 6,7 - риолитовая: калиево-натриевые (6) и калиевые (7) риолиты; 8 - граница между нормальными и субщелочными породами по классификации Петрографического комитета [Классификация и номенклатура..., 1981]; 9 - границы поля известково-щелочных вулканитов Каскадных гор и Берегового хребта Северной Америки [Loeschke, 1979].

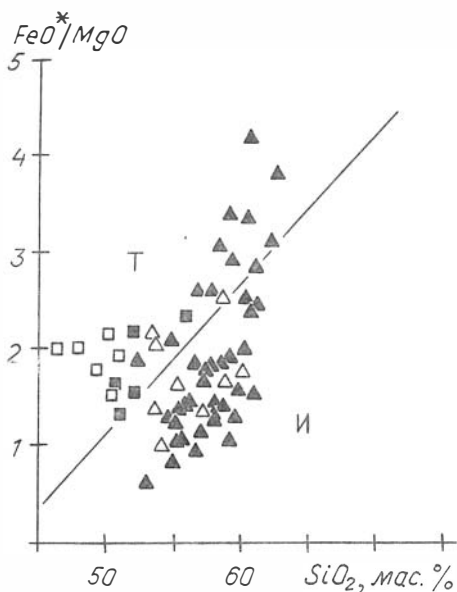


Рис.6. Диаграмма Миаширо для девонских вулканогенных пород базальт-андезитового состава западной части Горного Алтая.

Т - толеитовая, щелочная серии. Усл. обозн. см. на рис.4.

собленные, хотя и близко расположенные области. Точки низкокальциевых базальтов, охватывая область в поле толеитовой серии, отстоят достаточно далеко от линии разграничения ее с известково-щелочной и не дают тренда быстрого возрастания отношения FeO^*/MgO с увеличением кремнекислотности. Такое распределение фигуративных точек весьма характерно для островодужных толеитов в отличие от абиссальных [Gill, 1981]. Фигуративные точки среднекальциевых базальтов лежат в поле толеитовой серии, но вблизи линии раздела с известково-щелочной. Для островодужных вулканитов перекрытие полей расположения точек пород толеитовой и известково-щелочной серий весьма типично.

Обособленность низко- и среднекальциевых базальтов демонстрируется диаграммой А.Н.Заварицкого щелочность-меланократовость (рис. 7). По классификации А.Ф.Белюсова [1980] низкокальциевые базальты в основном умеренно низкощелочные, тогда как среднекальциевые имеют умеренно щелочной уклон с

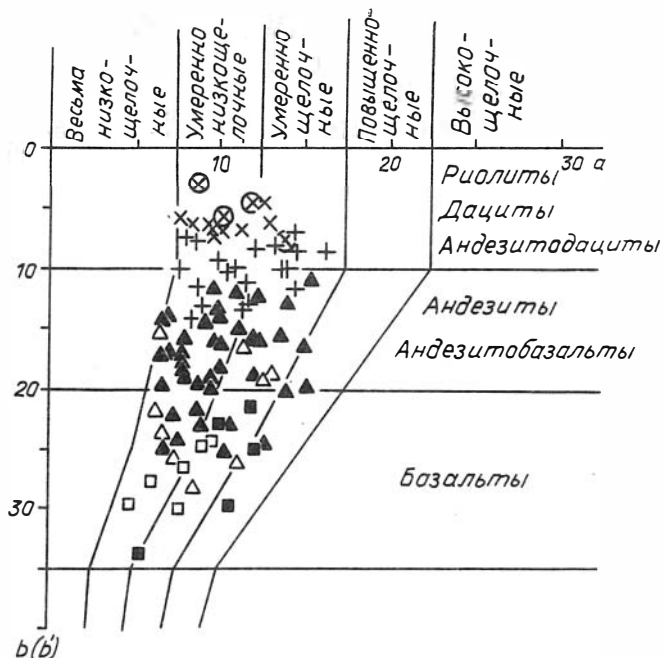


Рис.7. Классификационная диграмма А.Ф.Белюсова для девонских вулканогенных пород западной части Горного Алтая. Усл. обозн. см. на рис.5.

вариациями до повышенно-щелочного. По меланократовости породы варьируют от мезо- до лейкобазальтов. В целом низкокальциевые базальты более железистые и титанистые в сравнении со среднекальциевыми.

Геохимические различия низко- и среднекальциевых базальтов устанавливаются и по содержаниям алюминия (см. табл.2). По значениям коэффициента глиноземистости (al') низкокальциевые базальты попадают в класс низко- и среднеглиноземистых, среднекальциевые соответствуют средне- и высокоглиноземистым. По классификации А.Ф.Белюсова характеристика пород аналогична.

Геохимические особенности базальтовой ассоциации

проявляют себя и в уровнях содержаний микроэлементов (см. табл.2). В ее породах более низки содержания урана, тория, тантала в сравнении с породами андезитовой ассоциации. Уровни содержаний этих элементов в низко- и среднекалиевых разностях идентичны. Островодужный тип ниже-среднедевонских базальтов отчетливо проявлен на диаграмме Дж.Вуда (рис.8), их фигуративные точки целиком укладываются в соответствующее поле.

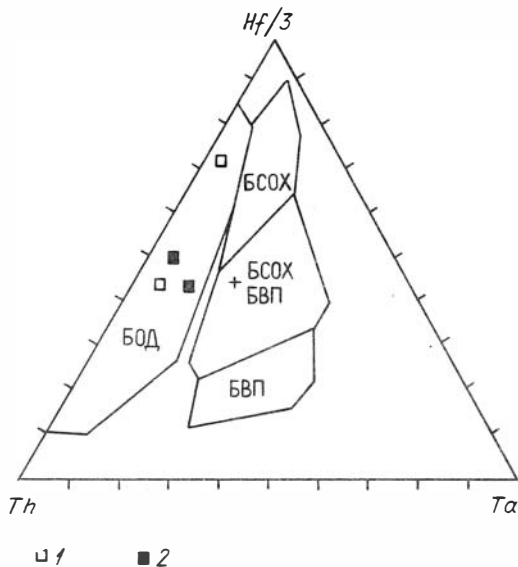


Рис.8. Диаграмма Дж.Вуда для девонских вулканогенных пород базальтовой ассоциации западной части Горного Алтая.

БОД - базальты островных дуг, срединно-океанических хребтов, БВП - базальты внутриплитные. 1,2 - низкокальциевые (1) и среднекальциевые (2).

Различие в распределении редкоземельных элементов в низко- и среднекальциевых базальтах также подчеркивает принадлежность их к разным магматическим сериям (рис.9). Для первых характерен тип распределения, близкий к хондритовому с небольшим обеднением легкими лантанидами относительно тяжелых, что свойственно для пород толеитовой серии. Графики распределения редкоземельных элементов среднекальциевых базальтов тоже близки к хондритовому типу, но слабо обогащены легкими лантанидами относительно тяжелых, что присуще известково-щелочным вулканитам.

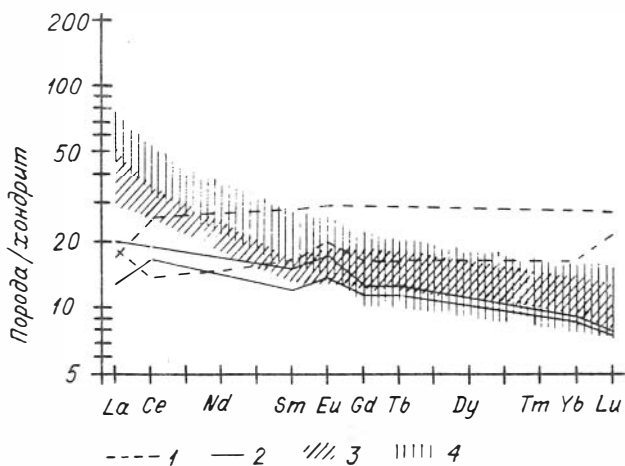


Рис.9. Графики распределения редкоземельных элементов пород базальт-андезитового состава западной части Горного Алтая.

Базальтовая ассоциация: 1 - низкокальциевые и 2 - среднекальциевые базальты. **Андезитовая ассоциация:** 3 - поле низкокальциевых и 4 - среднекальциевых андезитондов.

Приведенные данные свидетельствуют о развитии в составе базальтовой ассоциации двух типов пород, принадлежащих разным магматическим сериям. Низкокальциевые базальты имеют все петрогеохимические черты, свойственные островодужным толеитам, а среднекальциевые по многим параметрам соответствуют известково-щелочным вулканическим породам. Формирование подобной ассоциации на начальной стадии вулканизма - характерная черта развития островодужных систем.

Андезитовая ассоциация широко проявлена в западной части Горного Алтая. Ее породы слагают основной объем холзунской и кукуйской свит. Основная часть пород представлена андезитобазальтами, андезитами, в небольшом количестве присутствуют дациты, риодациты. По геохимическим параметрам породы кислого состава андезитовой ассоциации ничем не отличаются от подобных пород, проявленных позднее в дацит-риолитовой ассоциации, и рассматриваются соответственно как

однотипные. Андезитоидный вулканизм в западной части Горного Алтая, по материалам крупномасштабного картирования, имел неоднoактное развитие. В коргонской свите, имеющей в целом кислый состав, выделяется среднекоргонская подсвита, сложенная преимущественно андезитоидами, петрохимические характеристики которых близки таковым андезитовой ассоциации холзунской свиты [Лихачев и др., 1980]. Таким образом, после накопления вулканогенно-осадочной толщи в основном среднего состава, выделяемой как холзунская свита, начал развиваться кислый магматизм, но в ходе его развития повторно проявился андезитоидный вулканизм.

Среди пород андезитовой ассоциации выделяются по содержаниям калия два типа андезитоидов: низкокалиевые и среднекалиевые (см.рис. 4), различающиеся, кроме того, и по другим петрогеохимическим параметрам. Эти типы служат продолжением линии развития базальтовой ассоциации. Таким образом, есть все основания выделять в составе ассоциации две магматические серии - островодужную толеитовую и известково-щелочную, в которые входят низко- и среднекалиевые андезитоиды соответственно.

На гистограмме содержаний калия в принципе намечается небольшой минимум частот в интервале 0.6-1.2 мас.% K_2O (рис.10), что свидетельствует о дискретности химизма пород выявляемых магматических серий. Следует отметить, что максимум частот обнаруживается и в интервале 2.8-3.2 мас.% K_2O , что соответствует высококалиевым андезитам. На графике зависимости содержаний калия от кремнекислотности (см.рис. 10) граница между средне- и низкокалиевыми андезитоидами совпадает с таковой, установленной Дж.Гиллом [Gill, 1981].

Среднекалиевые андезитоиды слагают основной объем андезитовой ассоциации и представлены андезитобазальтами, андезитами. Эффузивы переслаиваются с собственными туфами и с терригенно-осадочными породами: гравелитами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, среди которых местами встречаются и маломощные прослои известняков. Вулканические породы, аналогичные среднекалиевым андезитам, обнаруживаются и в нижних частях коргонской свиты среди кислых эффузивов.

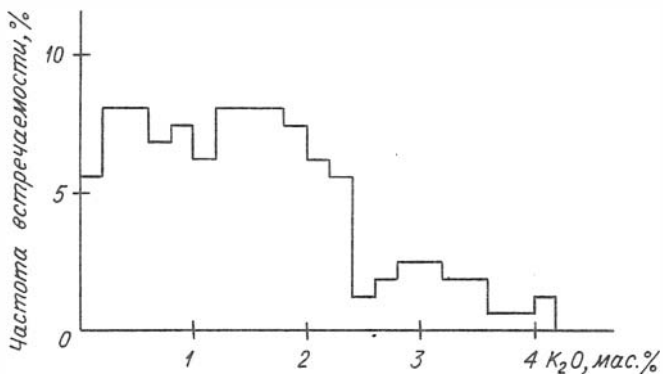


Рис.10. Гистограмма содержаний K_2O в девонских вулканогенных породах среднего состава западной части Горного Алтая.

Составлена с использованием данных Н.Н.Лихачева и др. [1980] и А.Н.Уварова (устное сообщение).

Среднекалиевые вулканиты этой ассоциации имеют серовато- и лиловато-зеленую, иногда лиловую окраску, ясно порфириковую структуру. Количество порфириковых вкрапленников варьирует от 10 до 60%, составляя в среднем 40-50% объема. Изредка встречаются афировые разности.

Среди порфириковых вкрапленников главное место принадлежит плагиоклазу, который в большинстве случаев замещается агрегатом кварца, альбита, клиноцоизита, кальцита. Порфириковые выделения темноцветов присутствуют не всегда и представлены обычно клинопироксеном. В шлифе он бесцветен или слабо окрашен в буроватый, иногда зеленоватый цвет со слабым плеохроизмом. Как правило, клинопироксен существенно изменен, замещается агрегатом, состоящим из хлорита и эпидота. Иногда в эффузивах наряду с моноклинным пироксеном встречается ортопироксен. Однако его присутствие в большинстве случаев устанавливается по гомоосевым псевдоморфозам серпентина (бастита), хотя изредка наблюдаются и остатки неразложившегося ортопироксена. Основная масса чаще всего представлена неравномерно-зернистым агрегатом вто-

ричных зерен альбита, эпидот хлорита и серицита, развившихся за счет полевошпатовой микролитовой, пилотакситовой, реже аллотриоморфной массы. Изредка в вулканитах в качестве вторичного минерала появляется актинолит. Часто встречаются сфен, рудные минералы магнетит, ильменит. В целом породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Петрохимические особенности вулканитов соответствуют известково-щелочной серии. Так, на диаграмме Миаширо подавляющее большинство фигуративных точек попадает в ее поле (см.рис. 6). Вместе с тем, тренд среднекалийевых андезитоидов западной части Горного Алтая характеризуется довольно быстрым увеличением отношения FeO^*/MgO с ростом содержания SiO_2 , что, по представлениям А.Миаширо [Miyashiro, 1974], более характерно для толеитовой серии.

На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ основная часть фигуративных точек пород группы попадает в поле нормальной щелочности (см. рис.5). Вулканиты с повышенной щелочностью по многим петрогеохимическим показателям неотличимы от нормальных и поэтому не имеет смысла выделять их в особый тип. На диаграмме фигуративные точки этих пород попадают в поле известково-щелочных вулканитов Каскадных гор и Берегового хребта Северной Америки [Loeschke, 1979]. При петрохимических пересчетах по методу CIPW устанавливается два типа среднекалийевых андезитоидов - с нормативными корундом и клинопироксеном. В единичных пробах в качестве нормативного минерала вместо кварца появляется оливин.

По классификации А.Ф.Белоусова данную группу по щелочности меланократовости можно охарактеризовать как умеренно низкощелочного андезитоидного уклона, хотя по меланократовости она варьирует по щелочности - от весьма низкощелочного уклона до высокощелочного (см. рис. 7). Содержания Al_2O_3 преимущественно соответствуют среднеглиноземистому уклону, хотя встречаются и высокоглиноземистые разности.

Микроэлементный состав пород ассоциации соответствует составу известково-щелочных средних эффузивов (см. табл.2). Содержания радиоактивных элементов типичны для

подобных пород (U 1.0-3.4 г/т, Th - 3.3 - 9.0 г/т), торий-урановое отношение варьирует в пределах 2.0-3.5. График распределения редкоземельных элементов имеет характерный для известково-щелочных лав вид - умеренная дифференциация легких и тяжелых лантанидов, с относительным обогащением первыми, при отсутствии европиевой аномалии (см. рис.9).

Низкокалийевые андезитойды тесно ассоциируют с описанными выше среднекалийевыми. Они встречены в составе холзунской и кукуйской свит. Низкокалийевые андезитобазальты, андезиты значительно распространены в западной части Горного Алтая, что хорошо видно на гистограмме содержаний K_2O (см.рис.10).

По внешнему виду это зеленые, серовато-зеленые, иногда лилово-зеленые породы, структура их ясно порфировая, гломеропорфировая. Количество порфировых вкрапленников составляет в большинстве случаев 50-60% объема. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и клинопироксеном примерно в равных количествах. Структура основной массы микролитовая, иногда микродиабазовая. Интенсивно проявлены вторичные изменения: по основной массе и порфировым вкрапленникам развиваются эпидот, хлорит, альбит, кварц, гематит, по трещинам - кальцит.

Общая щелочность низкокалийевых вулканитов в среднем ниже, чем среднекалийевых и в целом соответствует нормальной (см. рис.5). На диаграмме Миаширо их фигуративные точки большей частью попадают в поле известково-щелочной серии, что, как было показано Дж.Гиллом [Gill,1981], является обычным для андезитойдов островодужной толеитовой серии.

По классификации А.Ф.Белоусова низкокалийевые андезитойды варьируют по составу от лейкобазальтов до андезитов умеренно низкощелочного и умеренно щелочного уклонов (см. рис. 7). Содержания окиси алюминия в них соответствуют среднеглиноземистому уклону.

Геохимическое своеобразие низкокалийевых андезитойдов обнаруживается и в микроэлементном составе. По сравнению со среднекалийевыми в них ниже содержания тантала, урана и тория (см. табл.2), ниже торий-урановое отношение, которое колеблется в интервале 1.5-3.0 (см. рис.3). В то же время с увеличе-

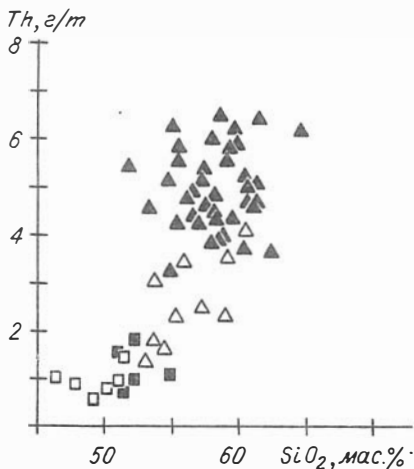


Рис.11. Диаграмма Th-SiO₂ для девонских вулканогенных пород базальт-андезитового состава западной части Горного Алтая. Усл. обозн. см. на рис.4.

нием содержания кремнезема довольно резко нарастают концентрации этих элементов: Th (рис.11), U, Ta (см. табл.2). Поскольку с калием коррелируют содержания Rb и Ba, то соответственно в данных породах отмечаются относительно низкие их содержания.

Распределение редкоземельных элементов в низкокальциевых андезиитоидах по сравнению со среднекальциевыми характеризуется более слабым обогащением легкими лантанидами относительно тяжелых (см. рис.9). Европиевая аномалия не проявлена.

Петрогеохимические различия низко- и среднекальциевых андезиитоидов позволяют рассматривать их как разные геохимические типы: первые обнаруживают черты, позволяющие относить их к островодужной толеитовой серии, вторые - к известково-щелочной. Соотношение петрогеохимических характеристик тех и других во многом напоминает таковое между аналогичными базальтами, что указывает на преемственность в развитии при переходе от базитового магматизма к андезитовому.

Дацит-риолитовая ассоциация. В западной части Горного Алтая после образования андезитовой ассоциации формирова-

лась дацит-риолитовая, в составе которой преобладали кислые вулканиды - дациты, риодациты, риолиты. Породы среднего состава присутствуют в небольшом количестве и являются аналогами соответствующих пород андезитовой ассоциации. Вулканогенные породы дацит-риолитовой ассоциации составляют весьма существенную часть коргонской свиты, где они переслаиваются с терригенно-осадочными отложениями. Кислые породы ассоциации часто слагают экструзивные купола, постепенно переходящие в лавовые потоки и игнимбриты. Вулканиды дацит-риолитовой ассоциации обладают некоторыми специфическими петрогеохимическими чертами, отличающими их от пород риолитовой. На гистограмме содержаний SiO_2 между дацитами и риолитами обнаруживается статистический минимум в интервале 68-70 мас.% SiO_2 , что свидетельствует о некоторой геохимической обособленности упомянутых выше ассоциаций.

Выделение дацит-риолитовой и риолитовой ассоциаций основано исключительно на петрогеохимических различиях составляющих их пород. Временные взаимоотношения этих геологических образований пока остаются до конца невыясненными. Дациит-риолитовую ассоциацию можно было бы сопоставлять с нижнекоргонской, риолитовую - с верхнекоргонской подсвитой. Породы последней обладают повышенной кремнекислотностью, достигающей до 80 мас.% SiO_2 . Однако по материалам крупномасштабного картирования в составе нижнекоргонской подсвиты на некоторых участках встречаются мощные пачки эффузивов, обладающих повышенной кремнекислотностью, характерной для пород риолитовой ассоциации [Лихачев и др., 1980]. Таким образом, если рассматривать такие пачки эффузивов как члены риолитовой ассоциации, то отсюда следует вывод о параллельном развитии обеих ассоциаций в начале фазы кислого вулканизма. Формирование риолитовой ассоциации продолжилось и после повторной вспышки андезитовидного вулканизма, продукты которого составляют основной объем среднекоргонской подсвиты.

Кислые вулканиды дацит-риолитовой ассоциации - это наиболее разнообразная по внешнему виду группа вулканогенных пород, включающая фельзитовые, флюидальные, сфероли-

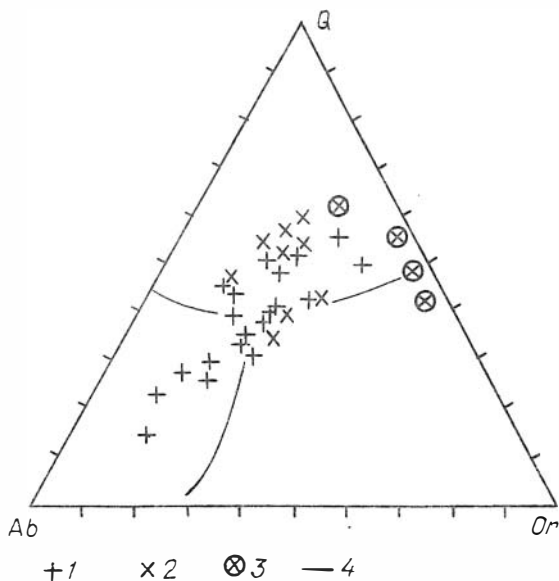


Рис.12. Диаграмма Q - Ab - Or для девонских вулканогенных пород кислого состава западной части Горного Алтая:

1 - дацит-риолитовая и 2,3 риолитовая ассоциации: калиево-натриевые (2) и калиевые (3) риолиты; 4 - котектики.

товые порфиры. Разнообразие подчеркивается обилием цветов и оттенков, окраска меняется от светло-серых и зеленых до красных и темно-зеленых тонов. Порфировые вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом. Последний, как правило, несколько преобладает над кварцем, образуя неправильные или призматические зерна, беспорядочно разбросанные по породе. Кварц обычно очень чистый. Структура основной массы у большинства пород аллотриоморфная или фельзитовая, текстура массивная или флюидальная. Породы жерловой фации часто имеют сферолитовую структуру. Иногда в дацитах среди порфировых вкрапленников встречается клинопироксен. Породы выглядят свежими. Из вторичных минералов незначительно

развиты серицит, хлорит, кальцит, эпидот. Присутствует рудная сыпь (гематит), оказывающая влияние на окраску. Изредка встречается циркон.

По сумме щелочей в целом породы принадлежат нормальному ряду (см. рис. 5). Широкие флуктуации соотношений натрия и калия хорошо видны на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз (рис.12). Наблюдается тенденция роста содержаний нормативного кварца с увеличением содержаний нормативного ортоклаза. Пересчетами по методу CIPW в породах устанавливается присутствие нормативного корунда, содержания которого составляют первые проценты.

По классификации А.Ф.Белоусова породы определяются как дациты, андезитодациты с вариациями по щелочности от умеренно низкощелочного уклона до умеренно щелочного (см.рис. 7). Колебания глиноземистости довольно велики - от весьма низко- до весьма высокоглиноземистого уклона, в среднем же вулканы имеют высокоглиноземистый уклон.

Данные по микроэлементному составу кислых вулкани- тов дацит-риолитовой ассоциации приведены в табл. 2. Кон- центрации урана и тория в них существенно выше, чем в анде- зитоидах. Торий-урановое отношение колеблется от 2.5 до 4.5. Характер распределения и уровень содержаний редкоземель- ных элементов близки к таковым у среднекалиевых андезитои- дов умеренное обогащение легкими лантанидами при отсут- ствии европиевой аномалии. Лишь в единичных пробах все же наблюдается слабый европиевый минимум (рис.13).

Геохимическая индивидуальность кислых вулкани- тов дацит-риолитовой ассоциации проявлена на диаграмме скандий- кобальт (рис.14). По сравнению с андезитоидами в них гораздо ниже концентрации этих элементов и их фигуративные точки занимают свою обособленную область, хотя и соприкасающую- ся с полем андезитоидов.

Приведенные факты свидетельствуют о геохимической обособленности дацит-риолитовой ассоциации. Выявляемая дискретность, отмеченная выше, не позволяет трактовать кис- лые вулканы как комплементарное продолжение генетиче- ского ряда вулканических пород среднего состава.

Риолитовая ассоциация. В западной части Горного Алтая

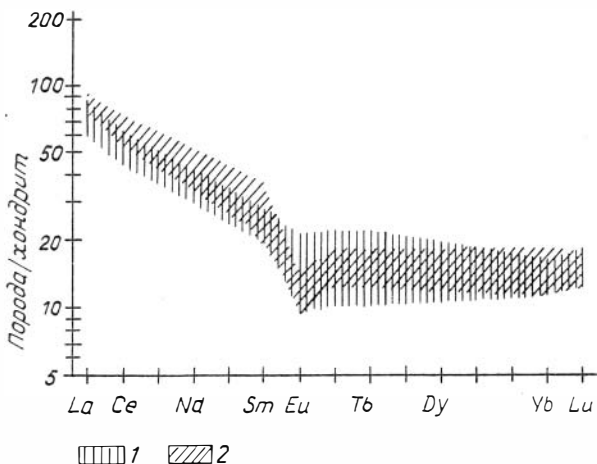


Рис.13. Графики распределения редкоземельных элементов пород кислого состава западной части Горного Алтая.

Поля пород ассоциаций: 1 - дацит-риолитовой и 2 - риолитовой.

на уровне нижнекоргонской подсвиты риолитовая ассоциация формировалась, по всей видимости, одновременно с дацит-риолитовой и достигла пика развития в верхнекоргонской подсвите. Вулканыты риолитовой ассоциации слагают главным образом купольные структуры с жерловинами в центральных частях, в которых часто наблюдаются эруптивные брекчии (А.Н.Уваров, устное сообщение), и эффузивными покровами по краям, переслаивающимися с собственными туфами и игнимбритами.

В составе ассоциации выделяются две группы пород: калиево-натриевые риолиты и калиевые риолиты. По многим петрогеохимическим характеристикам породы обеих групп очень близки, выделение их основано на больших различиях в соотношениях натрия и калия (см. табл.2). Поскольку с калием коррелируют рубидий и барий, то, соответственно, калиевые риолиты обогащены этими элементами. Довольно велика

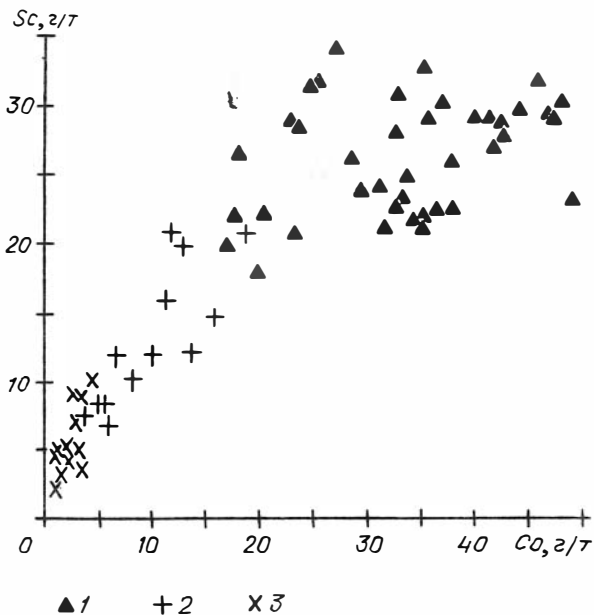


Рис.14. Диаграмма Sc - Co для девонских вулканогенных пород западной части Горного Алтая.

Ассоциации: 1 - андезитовая, 2 - дацит-риолитовая, 3 - риолитовая.

разница в концентрации глинозема. В калиевых риолитах она в целом ниже.

Макроскопически породы выглядят весьма разнообразно и имеют широкие вариации цветов и оттенков - от светлых, светло-серых, зеленоватых до темно-серых и лиловых. Структура в большинстве случаев порфировая. Порфировые вкрапления риолитов представлены кварцем и кислым плагиоклазом, иногда среди них присутствует ортоклаз. В некоторых образцах калиевых риолитов ортоклаз образует сферокристаллы, иногда наблюдается обрастание зерен кварца такими сферокристаллами. Кварц всегда преобладает над полевыми шпатами. Струк-

тура основной массы аллотриоморфная, фельзитовая. По кварц-полевошпатовой основной массе часто развивается серицит. В некоторых образцах калиево-натриевых риолитов в основной массе отмечаются мелкие кристаллики клинопироксена. В калиевых риолитах иногда присутствует мелкочешуйчатый биотит. Текстура пород массивная, флюидальная. В качестве акцессорного минерала встречается циркон. В некоторых образцах наблюдается рудная сыпь (гематит), придающая соответствующую окраску породе.

Породы риолитовой ассоциации преимущественно нормально щелочные (см. рис. 5), при этом наблюдается уменьшение щелочности с ростом содержания кремнезема. На диаграмме кварц-альбит-ортоклаз поля пород риолитовой и дацит-риолитовой ассоциаций перекрывают друг друга (см. рис.12). Различие состоит в том, что область более плотного сгущения первых находится ближе к стороне кварц-ортоклаз. При петрохимических пересчетах по методу CIPW в породах обнаруживается нормативный корунд, несмотря на довольно низкие содержания глинозема.

Вулканыты риолитовой ассоциации имеют относительно низкие концентрации железа и магния. Обособленность петрохимических параметров пород риолитовой ассоциации от близкой к ней дацит-риолитовой устанавливается на классификационной диаграмме А.Ф.Белюсова (см. рис.7). На ней породы предстают как собственно дациты и риолиты, с преобладанием первых. Натриево-калиевые риолиты - умеренно низкоглиноземистые, калиевые - весьма низкоглиноземистые.

Уровни концентраций урана и тория в породах риолитовой ассоциации такие же, как и в породах дацит-риолитовой, хотя распределение редкоземельных элементов несколько иное. Отличие проявляется в том, что у вулкаников риолитовой ассоциации явно выражен европиевый минимум (см. рис. 13). Существенные геохимические различия пород риолитовой и дацит-риолитовой ассоциаций обнаруживаются на графике зависимости содержаний скандия от кобальта (см. рис.14). Первым свойственны более низкие концентрации этих элементов и, соответственно, их фигуративные точки на диаграмме занимают отдельное поле и имеют другой тренд распределения.

Таким образом, по некоторым петрогеохимическим характеристикам породы риолитовой ассоциации существенно отличаются от вулканитов дацит-риолитовой. Петрогеохимические различия касаются главным образом когерентных элементов, таких как железо, магний, кобальт, скандий. Уровни концентраций редкоземельных, радиоактивных и многих других химических элементов в породах обеих ассоциаций сопоставимы. Приведенные факты свидетельствуют о геохимической самостоятельности риолитовой ассоциации.

*

* *

Вулканизм западной части Горного Алтая полностью соответствует обобщенной модели формирования островодужных систем, разработанной в трудах П.Якеша, А.Вайта и Дж.Гилла [Jakes, White, 1969, 1972; Jakes, Gill, 1970]. Согласно этой модели, островодужный вулканизм развивается в последовательности - островодужная толеитовая серия, известково-щелочная, шошонитовая или щелочная. Последняя серия может не проявляться или вместо нее могут образовываться кислые вулканические комплексы. В своей более поздней работе П.Якеш и А.Вайт [Jakes, White, 1972] сделали существенную поправку и к данной модели, указав, что во временной последовательности островодужная толеитовая серия может не обрываться, замещаясь известково-щелочной, а продолжаться и совмещаться с последней. Таким образом, имеются все основания реконструировать участок островодужной системы в нижнем-среднем девоне на территории западной части Горного Алтая.

Наличие вулканитов повышенной щелочности в составе толеитовой и известково-щелочной серий само по себе не может служить препятствием для трактовки природы вулканизма изученного региона как островодужно-океанической. Р.Аркулус и Р.Джонсон [Arculus, Johnson, 1978] критически подошли к анализу обобщенной модели формирования островодужных систем и на ряде примеров современных островных дуг показали отклонения от нее, отметив появление субщелочных и щелочных пород вместе с толеитовыми базальтами. В.С.Антипин [1992] в своем труде отмечает типичность ассоциаций вулкани-

тов известково-щелочной и субщелочной серий для многих областей островных дуг и континентальных окраин. Островодужный тип толеитовой серии, устанавливаемый на диаграмме Дж.Вуда, и индикаторная роль известково-щелочной серии не оставляют возможности для иной трактовки геодинамической обстановки территории западной части Горного Алтая в нижнем-среднем девоне, кроме как островодужной.

Дискретность химических составов основно-средних и кислых пород, обнаруживаемая на гистограмме содержаний SiO_2 и на уран-ториевой диаграмме, дает основание предполагать для них разный источник магматического вещества. Породы базальт-андезитового состава островодужной толеитовой и известково-щелочной серий, согласно мнению большинства исследователей, имеют мантийное происхождение. Кислые породы рассматриваемой территории происходят, по всей видимости, из корового субстрата. Об этом свидетельствуют более высокие концентрации легких лантанидов и радиоактивных элементов, повышенное отношение Th к U, в целом повышенная калиевоcть, глиноземистость, проявляющаяся при нормативном корунде. В то же время близость многих петрогеохимических параметров коровых выплавов к мантийным, в частности характера распределения редкоземельных элементов, позволяет предполагать, что кислые магмы выплавлялись в низах коры из метабазитового субстрата.

Кислый вулканизм западной части Горного Алтая характеризуется широкими вариациями химизма. Выделенные и охарактеризованные дацит-риолитовая и риолитовая ассоциации, возможно, не охватывают всего разнообразия кислых вулканических образований этой территории. Вполне вероятно, что в качестве самостоятельных единиц такого же ранга следует рассматривать комплексы субщелочных и щелочных риолитоидов, распространенных в южной части Коргонского хребта [Лихачев и др., 1980].

Геохимическая обособленность пород риолитовой ассоциации от дацит-риолитовой указывает на некоторые различия их генезиса. Близость содержаний в вулканитах этих ассоциаций некогерентных элементов и существенные различия в концентрациях когерентных можно объяснить, если предположить,

что в ходе магмогенеза дацит-риолитовой ассоциации поступала небольшая примесь мантийного материала. Поскольку для него характерны высокие содержания Fe, Mg, Co, Sc, то даже небольшие количества мантийного вещества сказывались на уровне концентраций этих элементов в коровом очаге. Так как содержания многих других химических элементов, в том числе U, Th, лантанидов, в мантийном материале ниже или на уровне содержаний в коре, то его небольшая примесь не оказывала сколько-нибудь существенного влияния на концентрации последних.

ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В центральной части Горного Алтая изученные вулканоплутонические комплексы входят в состав Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны. Здесь выделяются две нижне-среднедевонские вулканоплутонические ассоциации островодужного типа, постепенно переходящие одна в другую: андезитовая и трахириолит-риолит-дацитовая. Переход от одной к другой совершается в узком интервале разреза, поэтому имеет смысл выделять их как самостоятельные единицы. Вулканыты андезитовой ассоциации составляют основной объем онгудайской, трахириолит-риолит-дацитовая - куротинской свит.

В отличие от нижне-среднедевонского магматизма западной части Горного Алтая в Центральном Алтае не развивались вулканыты островодужной толеитовой серии и не проявился базитовый вулканизм. Как и на западе Горного Алтая между средними и кислыми породами выражена дискретность составов. На гистограмме содержаний SiO_2 между ними отчетливо проявлен статистический минимум (рис.15). Дискретность между кислыми и средними породами обнаруживается и на уран-ториевой диаграмме (рис.16). Такой характер различий не позволяет связывать средние и кислые породы в ряд дифференциатов единой родоначальной магмы.

Андезитовая ассоциация. Основной объем пород андези-

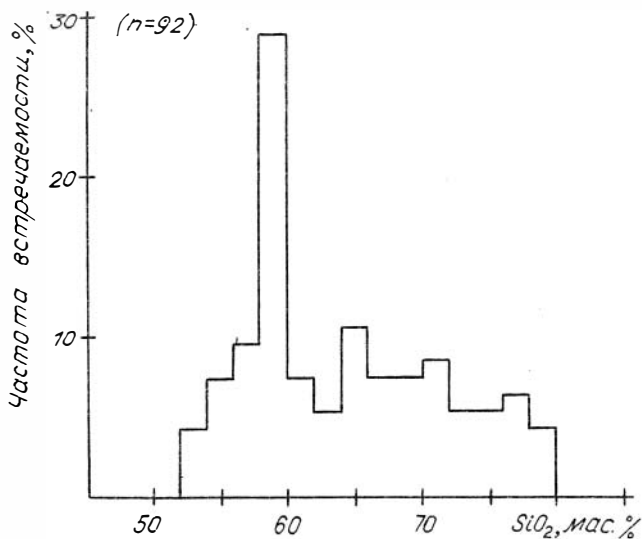


Рис.15. Гистограмма содержаний SiO₂ в девонских вулканогенных породах центральной части Горного Алтая.

товой ассоциации составляют вулканыты, по составу соответствующие андезитобазальтам и андезитам. Кислые вулканические породы присутствуют в очень малом количестве в верхах разреза онгудайской свиты. По петрогеохимическим особенностям они аналогичны кислым вулканытам трахириолит-риолит-дацитовой ассоциации, где они являются главными. В составе онгудайской свиты вулканические породы переслаиваются с терригенно-осадочными: гравелитами, песчаниками, конгломератами, алевролитами.

Андезитобазальты и андезиты имеют серовато-зеленую, зеленую, лиловато-зеленую окраску, иногда до лиловой. Структура пород яснопорфировая, афировые разности встречаются редко. Количество порфировых вкрапленников широко варьирует, составляя в среднем 40-50 %. Породы довольно сильно метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Среди порфировых вкрапленников главное место при-

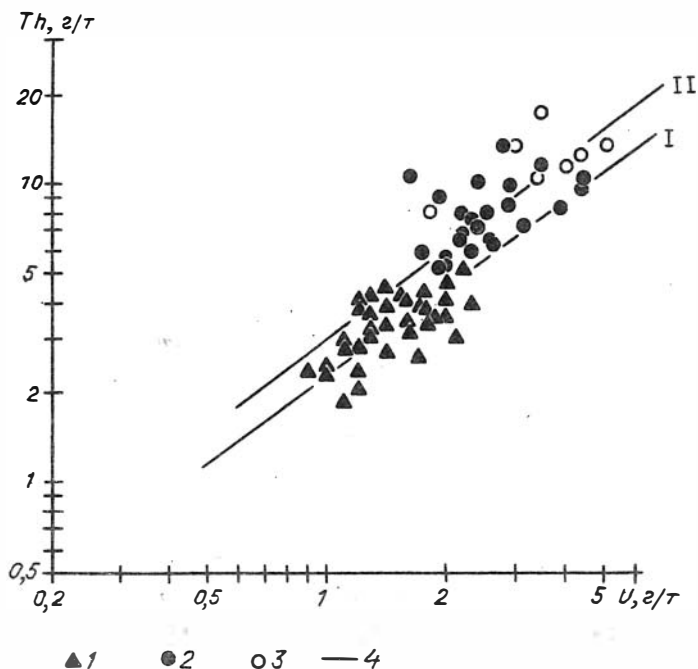


Рис.16. Уран-ториевая диаграмма для девонских вулканогенных пород центральной части Горного Алтая:

Ассоциации: 1 - андезитовая, 2,3 - трахириолит-риолит-дацитовая: 2 - дациты-риолиты, 3 - ультракислые риолиты; 4 - тренды распределения фигуративных точек: средних (I) и кислых (II) вулканитов.

надлежит плагиоклазу, который в большинстве случаев замещается агрегатом кварца, альбита, клиноцоизита, кальцита. Порфиновые выделения пироксена присутствуют не всегда, и представлены обычно клинопироксеном. В шлифе он бесцветен или слабо окрашен в буроватый, иногда зеленоватый цвета со слабым плеохроизмом. Как правило, клинопироксен существенно изменен, замещается агрегатом, состоящим из хлорита и эпидота. В редких случаях среди порфировых вкрапленников

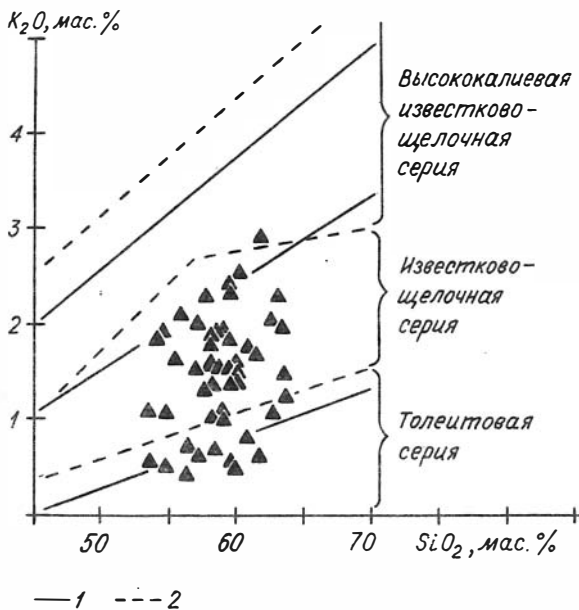


Рис.17. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для девонских вулканогенных пород андезитового состава центральной части Горного Алтая:
 1 - границы между типами пород по Дж.Гиллу [Gill, 1981], 2 - по Д.Е.Маккензи и Б.В.Чаппеллу [MacKenzie, Chappell, 1972].

присутствует роговая обманка, тоже сильно разложенная. Основная масса чаще всего представлена неравномерно-зернистым агрегатом вторичных зерен альбита, эпидота, цоизита, кальцита, листочков хлорита и серицита, развившихся за счет полевошпатовой микролитовой, пилотакситовой, реже аллотриоморфной массы. Часто встречаются сфен, рудные минералы: магнетит, ильменит.

Петрогеохимические особенности вулканитов андезитовой ассоциации с уверенностью позволяют отнести их к извест-

ково-щелочной серии. На диаграмме K_2O-SiO_2 основная часть фигуративных точек пород попадает в поле этой серии (рис.17). Небольшая часть пород по уровню содержаний калия соответствует островодужной толеитовой серии, однако область расположения их точек на графике (см. рис.17) тесно примыкает к полю известково-щелочных андезитовидов. Анализ многих других петрогеохимических параметров не позволяет выделять их в отдельную группу. Таким образом, средние породы андезитовой ассоциации центральной части Горного Алтая рассматриваются как единая совокупность.

На диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ в целом фигуративные точки средних пород ассоциации попадают в поле нормальной щелочности (рис.18), а характер расположения их на диаграмме

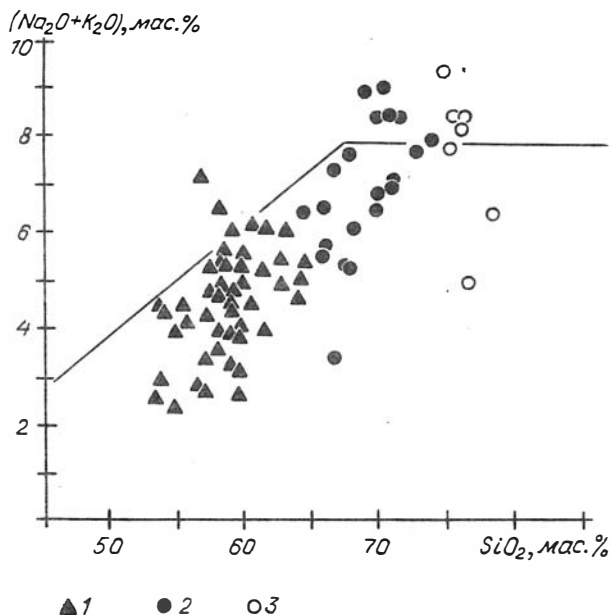


Рис.18. Диаграмма $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ для девонских вулканогенных пород центральной части Горного Алтая:
 1 - андезитовая и 2,3 - трахириолит-риолит-дацитовая ассоциации: группа дацитов-риолитов (2) и ультракислых риолитов (3).

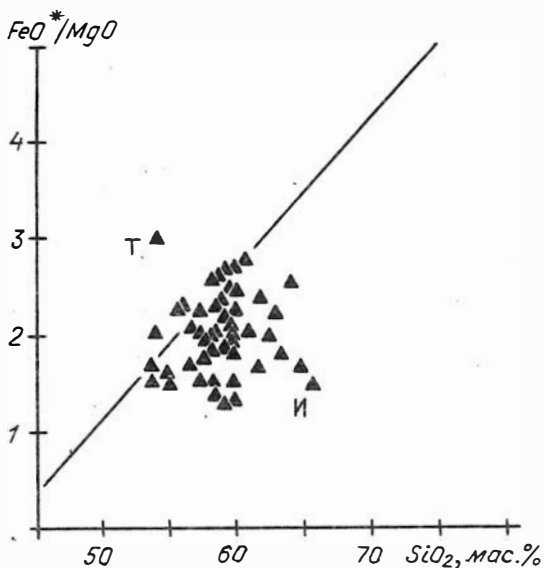


Рис.19. Диаграмма Миаширо для девонских вулканогенных пород андезитового состава центральной части Горного Алтая.

Т - толеитовая и И - известково-щелочная серии.

Миаширо типичен для известково-щелочной серии (рис.19). Подавляющее большинство точек ложится в ее поле, тренд их распределения выражен нечетко и имеет небольшой наклон по отношению к оси SiO_2 .

По классификации А.Ф.Белоусова данные породы обладают умеренно низкощелочным андезитоидным уклоном, хотя по меланократовости они варьируют от лейкобазальтов до андезитов, а по щелочности - от весьма низкощелочного уклона до умеренно щелочного (рис.20). Содержания Al_2O_3 соответствуют среднеглиноземистому уклону.

При петрохимических пересчетах по методу CIPW обнаруживаются два типа андезитоидов, различающихся набором нормативных минералов. Для одного из них характерно присут-

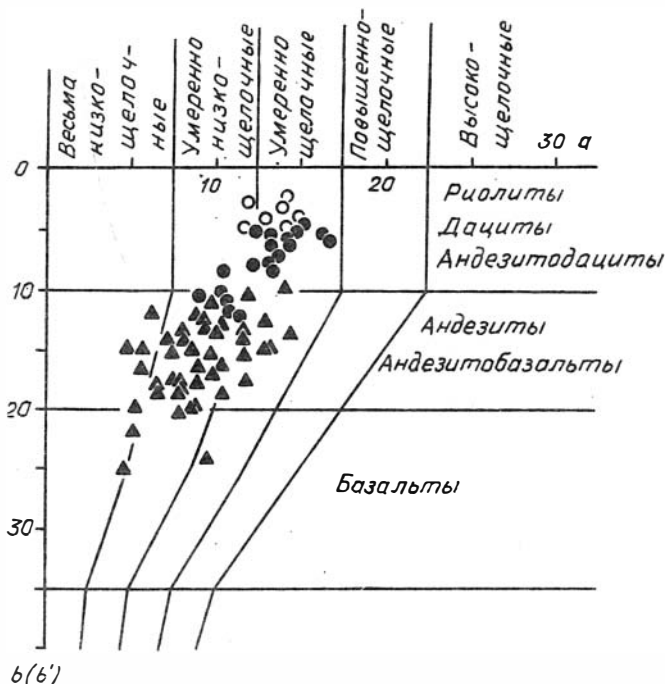


Рис.20. Классификационная диграмма А.Ф.Белоусова для девонских вулканогенных пород центральной части Горного Алтая.

Усл. обозн. см. на рис. 18.

ствии нормативных кварца, полевых шпатов, ортопироксена, клинопироксена, для другого - кварца, полевых шпатов, ортопироксена, корунда. На наличие нормативного корунда в известково-щелочных породах обратил внимание Р.Г.Котурн с соавторами [Sawthorn et al, 1976], что, по их представлениям, может свидетельствовать в пользу фракционирования роговой обманки в магматических очагах.

Содержания микроэлементов в средних породах андезитовой ассоциации идентичны таковым известково-щелочных эффузивов (табл.3). Уровень содержаний радиоактивных эле-

Химические составы вулканогенных пород
центральной части Горного Алтая

Компо- нент	1		2		3	
	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций
SiO ₂	54.96(10)	53.00-58.00	59.97(40)	58.00-64.00	66.43(9)	64.00-68.00
TiO ₂	1.03(10)	0.87-1.23	0.84(40)	0.53-1.10	0.71(9)	0.57-0.94
Al ₂ O ₃	18.31(10)	17.14-19.31	16.98(40)	13.51-19.15	16.10(9)	14.71-16.94
Fe ₂ O ₃	9.95(10)	8.55-10.93	7.93(40)	5.37-9.30	5.14(9)	3.62-6.15
MnO	0.17(10)	0.14-0.21	0.15(40)	0.10-0.18	0.10(9)	0.08-0.13
MgO	4.66(10)	3.06-5.96	3.50(40)	1.13-5.82	1.55(9)	0.82-2.60
CaO	6.88(10)	3.67-10.04	5.70(40)	2.34-8.76	3.52(9)	2.39-5.76
Na ₂ O	2.75(10)	0.96-6.53	3.18(40)	0.87-5.59	3.60(9)	1.88-5.27
K ₂ O	1.21(10)	0.38-2.13	1.58(40)	0.46-3.30	2.56(9)	1.52-4.21
P ₂ O ₅	0.15(10)	0.13-0.21	0.15(40)	0.09-0.27	0.17(9)	0.10-0.25
Li	29(7)	20-36	27(20)	16-39	13(3)	7-16
Rb	26(8)	9-60	39(32)	10-91	65(8)	29-137
Cs	2.65(2)	2.3-3.03	2.65(18)	0.7-6.9	2.06(5)	0.4-4.52
Ba	271(6)	67-510	376(40)	100-900	452(9)	220-640
Sr	288(7)	167-433	273(19)	106-438	272(3)	161-375
Sc	31.2(9)	23-36	23.7(36)	16-34	16.7(8)	14-22
Co	35.8(9)	23-47	23.5(37)	15-37	10.8(8)	7-14
V	165(7)	105-240	128(21)	64-190	55(3)	21-80
Cu	28(7)	13-43	33(19)	14-120	11(3)	3-18
Zn	83(7)	73-93	71(21)	53-95	51(3)	22-73
U	1.20(10)	0.9-1.6	1.63(40)	0.7-2.6	2.13(9)	1.7-3.1
Th	2.87(10)	2.1-3.5	4.02(40)	1.9-6.8	6.28(9)	5.6-8.1
Hf	2.95(9)	2.1-4.1	3.22(36)	2.0-4.8	4.47(8)	3.6-5.6
Ta	0.33(1)	-	0.54(14)	0.3-1.22	0.62(5)	0.49-0.74
La	11.6(2)	11-13	15.2(20)	10-27	21.0(5)	15-27
Ce	25.3(9)	21-32	31.0(36)	19-46	39.4(8)	31-49
Sm	3.11(2)	3.0-3.2	3.29(20)	2.2-5.0	4.18(5)	3.4-5.4
Eu	1.14(9)	0.9-1.5	1.18(36)	0.9-1.5	1.43(8)	1.2-1.8
Tb	0.67(2)	0.6-0.7	0.62(24)	0.4-0.9	0.84(7)	0.6-1.2
Yb	2.61(8)	1.9-4.3	2.09(33)	1.2-3.0	2.74(8)	2.0-3.4
Lu	0.36(2)	0.36-0.37	0.36(20)	0.25-0.46	0.41(5)	0.3-0.6

Компонент	4		5		6	
	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций	Сред. содерж.	Пределы вариаций
SiO ₂	70.08(10)	68.00-72.00	73.21(3)	72.00-74.00	76.08(7)	74.65-78.47
TiO ₂	0.49(10)	0.26-0.66	0.32(3)	0.27-0.37	0.23(7)	0.11-0.39
Al ₂ O ₃	15.13(10)	13.23-17.06	14.15(3)	13.60-15.21	12.93(7)	11.32-14.21
Fe ₂ O ₃	4.03(10)	2.50-5.38	2.81(3)	2.60-3.22	2.11(7)	1.11-3.47
MnO	0.08(10)	0.04-0.11	0.09(3)	0.04-0.13	0.04(7)	0.03-0.06
MgO	0.79(10)	0.38-1.56	0.64(3)	0.53-0.83	0.38(7)	0.17-0.74
CaO	1.63(10)	0.75-3.15	0.83(3)	0.18-1.34	0.55(7)	0.11-1.40
Na ₂ O	4.56(10)	3.30-6.12	3.91(3)	3.38-4.53	3.11(7)	0.94-4.27
K ₂ O	3.11(10)	0.85-4.93	3.91(3)	3.40-4.31	4.51(7)	2.09-6.65
P ₂ O ₅	0.10(10)	0.03-0.21	0.05(3)	0.05-0.06	-	-
Li	12(2)	7-18	-	-	6(1)	-
Rb	60(5)	43-77	-	-	85(4)	44-135
Cs	5.63(4)	2.7-12.1	-	-	4.06(4)	1.3-9.3
Ba	619(10)	240-890	860(3)	780-950	876(7)	590-1340
Sr	160(2)	133-187	-	-	167(1)	-
Sc	10.4(5)	6-12	-	-	4.4(4)	2.8-5.0
Co	5.2(5)	3-10	-	-	2.0(4)	1.1-3.2
V	17(2)	13-21	-	-	-	-
Cu	7(2)	2-12	-	-	21(1)	-
Zn	61(2)	58-64	-	-	28(1)	-
U	3.09(10)	1.9-4.5	2.33(3)	1.6-2.9	3.59(7)	1.8-5.0
Th	9.52(10)	6.6-14.0	9.47(3)	8.0-11.0	12.4(7)	8.1-17.0
Hf	6.63(5)	4.3-9.0	-	-	5.27(4)	4.2-7.5
Ta	0.72(4)	0.58-0.89	-	-	0.82(3)	0.6-1.0
La	32.7(4)	20-48	-	-	20.6(3)	16-26
Ce	55.1(5)	36-80	-	-	42.0(4)	31-52
Sm	6.02(4)	3.1-8.2	-	-	3.15(3)	2.2-4.5
Eu	1.73(5)	1.0-2.1	-	-	0.72(4)	0.3-1.0
Tb	1.00(5)	0.5-1.4	-	-	0.71(4)	0.3-1.3
Yb	3.69(5)	2.4-4.6	-	-	2.68(4)	2.1-3.3
Lu	0.55(4)	0.38-0.68	-	-	0.38(3)	0.28-0.50

Примечание: 1,2 - андезитовая ассоциация: 1 - андезитобазальты, 2 - андезиты; 3-6 - трахириолит-риолит-дацитовая ассоциация: 3 - дациты, 4 - риодациты, 5 - риолиты, 6 - ультракислые риолиты. Число в скобках - количество анализов. Содержания окислов рассчитаны на 100 % сухого остатка и даны в мас.%, микроэлементов - в г/т.

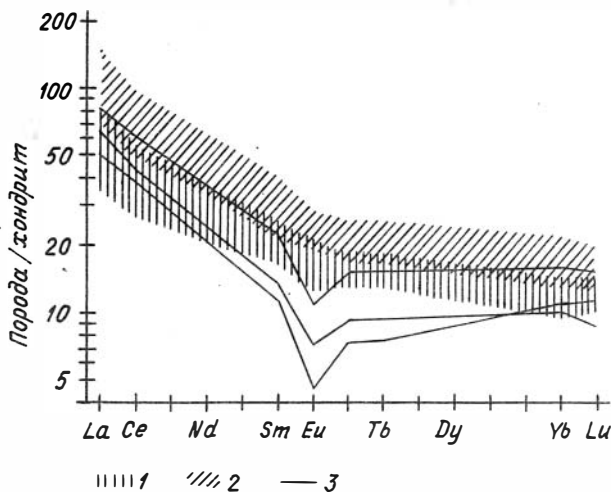


Рис.21. Графики распределения редкоземельных элементов пород кислого состава центральной части Горного Алтая:

Ассоциации: 1 - андезитовая, 2,3 - трахириолит-риолит-дацитовая: 2 - дациты-риолиты и 3 - ультракислые риолиты.

ментов несколько ниже, в сравнении с аналогичными эффузивами западной части Горного Алтая. Характер распределения редкоземельных элементов соответствует обычному для известково-щелочных пород - слабое обогащение легкими лантанида-

ми относительно тяжелых при отсутствии европиевой аномалии (рис.21).

Таким образом, в соответствии с многими петрогеохимическими параметрами андезитовую ассоциацию центральной части Горного Алтая следует рассматривать как принадлежащую к известково-щелочной серии. Учитывая ее индикаторное значение для островодужных геодинамических обстановок, ниже-среднедевонский вулканизм упомянутой территории можно признать островодужным, проявившимся в единой системе вместе с соответствующим вулканизмом запада Горного Алтая.

Трахирioлит-риолит-дацитовая ассоциация. Вулканисты трахирioлит-риолит-дацитовой ассоциации слагают основной объем куротинской свиты, в составе которой они переслаиваются с терригенно-осадочными отложениями, представленными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. К этой ассоциации отнесены многочисленные субвулканические тела, соответствующие ей по химическому составу и геологической позиции. В ассоциации преобладают кислые вулканисты. Эффузивы среднего состава наблюдаются в очень небольших количествах в низах разреза куротинской свиты. По своему химизму они аналогичны средним породам андезитовой ассоциации.

Среди кислых вулканистов выделяются две породные группы: дацитов-риолитов и ультракислых риолитов. Породы этих групп обладают некоторыми специфическими петрогеохимическими чертами, позволяющими уверенно отличать их друг от друга.

Породы группы дацитов-риолитов в небольшом количестве встречаются в составе андезитовой ассоциации в верхней части разреза онгудайской свиты. В трахирioлит-риолит-дацитовой ассоциации они слагают основной объем и представлены дацитами, риодацитами, риолитами.

Макроскопически это светло-серые или желтовато-серые с лиловым оттенком породы порфировой структуры. Порфировые вкрапленники представлены кварцем и кислым плагиоклазом. Изредка среди порфировых выделений в дацитах присутствует клинопироксен, в риодацитах и риолитах - ортоклаз.

Очень редко встречаются апорфировые разности. Основная масса пород неравномерно-зернистая такситовой текстуры, структура часто фельзитовая, аллотриоморфная. Вулканиды из кислых субвулканических тел зачастую сферолитовые. Породы выглядят свежими, хлорит и кальцит встречаются нечасто, более развит серицит. Присутствуют единичные зерна циркона, сфена. В составе куротинской свиты существенную долю составляют литокластические, литокристаллокластические туфы, игнимбриты, по петрогеохимическим особенностям соответствующие дацитам-риолитам.

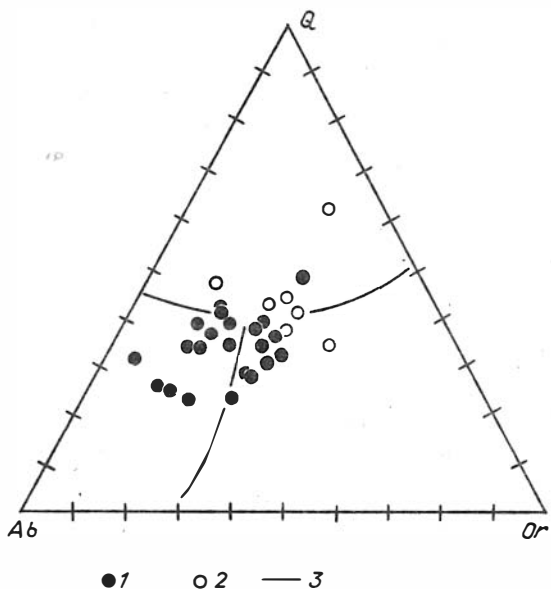


Рис.22. Диаграмма Q - Ab - Or для девонских вулканогенных пород кислого состава центральной части Горного Алтая:

1 - дациты-риолиты, 2 - ультракислые риолиты, 3 - котектики.

В породах группы дацитов-риолитов наблюдается быстрое возрастание общей щелочности с увеличением содержаний кремнезема. Если породы дацитового состава относятся к нормальному ряду, то большая часть пород риодацитового и риолитового составов принадлежит к субщелочному, что хорошо видно на соответствующем графике (см. рис.18). На диаграмме кварц-альбит-ортоклаз обнаруживаются значительные вариации в соотношениях нормативных альбита и ортоклаза (рис. 22). Тренд распределения фигуративных точек проходит вблизи эвтектической точки расплава, что свидетельствует о существенной роли магматической дифференциации в генезисе пород.

По систематике А.Ф.Белусова породы группы определяются как умеренно щелочные дациты, андезитодациты с вариациями до андезитов умеренно низкощелочного уклона (см. рис.20). По содержаниям Al_2O_3 эти породы среднеглиноземистые с преобладанием умеренно высокоглиноземистых. Такая характеристика подтверждается при петрохимических пересчетах по методу CIPW. Обычный состав нормативных минералов-кварц, полевые шпаты, ортопироксен, корунд (до 3%). Лишь в единичных пробах вместо корунда присутствует нормативный клинопироксен.

Кислые вулканиты значительно отличаются от андезитоидов по концентрациям некоторых микроэлементов, хотя пределы их вариаций трансгрессивно перекрываются (см. табл.3). На уран-ториевой диаграмме хорошо видна четкая дискретность между кислыми и средними породами (см. рис.16). Торий-урановое отношение в первых колеблется от 2.5 до 4.0. При переходе от средних к кислым породам существенно снижаются концентрации ванадия, скандия и кобальта (рис.23). В то же время характер распределения лантанидов в дацитах-риолитах близок к таковому андезитобазальтов и андезитов - наблюдается слабое обогащение легкими лантанидами относительно тяжелых при отсутствии европиевой аномалии (см. рис.20). Отличие проявляется в том, что в целом графики распределения редкоземельных элементов кислых вулканитов расположены существенно выше.

Ультракислые риолиты находятся в тесной пространственной связи с дацитами-риолитами, переслаиваясь с ними в

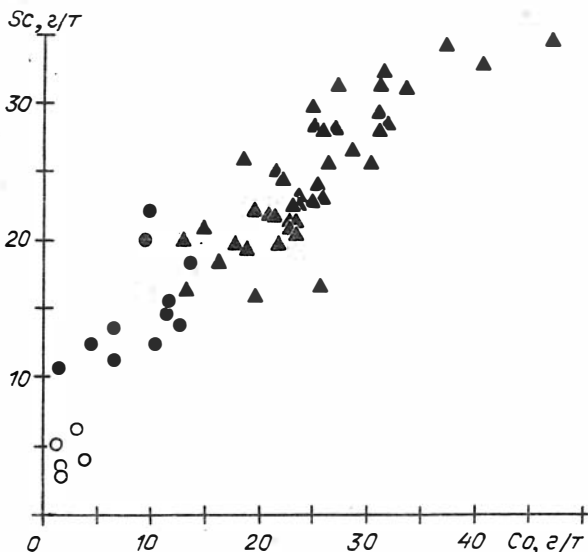


Рис.23. Диаграмма Sc - Co для девонских вулканогенных пород центральной части Горного Алтая. Усл. обозн. см. на рис. 18.

разрезах. Часто они наблюдаются в виде кластики и игнимбри- тов. По внешнему виду это светло-серые, желтовато-серые по- роды стекловатого облика. Структура их чаще всего порфи- ровая, гломеропорфировая, порфиновые вкрапленники предст- авлены кварцем, кислым плагиоклазом. Структура основной мас- сы фельзитовая, аллотриоморфная. В качестве акцессорного минерала иногда присутствует циркон. В основной массе во многих случаях развивается серицит.

По содержанию щелочей фиксируются вариации от суб- щелочного до нормального ряда, причем сумма щелочей в ультракислых риолитах снижается с ростом кремнекислотности (см. рис.18). На диаграмме кварц-альбит-ортоклаз их фигура- тивные точки в среднем занимают положение, отвечающее бо- лее высокому содержанию нормативных кварца и ортоклаза относительно дацитов-риолитов (см. рис. 22).

По систематике А.Ф.Белоусова ультракислые риолиты предстают как собственно риолиты с умеренно щелочным уклоном, хотя отдельные образцы характеризуются, как и дациты, умеренно низкощелочным профилем (см. рис.20). В целом же положение фигуративных точек этих пород на классификационной диаграмме А.Ф.Белоусова характеризуется пониженным содержанием магния и железа относительно пород группы дацитов-риолитов. По содержаниям Al_2O_3 породы группы низкоглиноземистые, тогда как петрохимические пересчеты по методу CIPW выявляют присутствие нормативного корунда.

Уровень содержаний радиоактивных элементов в ультракислых риолитах близок к таковому пород группы дацитов-риолитов, хотя средние значения концентраций урана и тория несколько выше (см. табл.3). Характер распределения редкоземельных элементов имеет свои отличительные черты: уровень содержаний лантанидов в ультракислых риолитах существенно ниже и сильнее проявлена дифференциация легких и тяжелых элементов этой группы, европиевый минимум выражен отчетливо (см. рис. 21). Отношение Th к U имеет те же самые вариации, что и в дацитах-риолитах. Наиболее контрастные отличия от последних обнаруживаются в содержаниях кобальта и скандия, в ультракислых риолитах они существенно ниже (см. табл.3), что проявляется в обособлении их фигуративных точек и в ином тренде распределения на соответствующей диаграмме (см. рис. 23).

Петрогеохимические особенности кислых вулканитов центральной части Горного Алтая не дают оснований рассматривать их как непрерывный ряд дифференциатов известково-щелочных магм. Это не согласуется ни с объемом кислого вулканизма, ни с проявлением дискретности в их химических составах. Кислые магмы выплавлялись, по-видимому, из корового метабазитового субстрата, что объясняет определенное сходство их химических составов с известково-щелочными.

По материалам исследований в центральной части Горного Алтая отчетливо выявляют себя две вулканоплутонические ассоциации островодужного типа - андезитовая и трахириолит-риолит-дацитовая. Особенность островодужного вулканизма

этой территории заключается в том, что в составе его продуктов не обнаружены базальтоиды, начинается он с формирования андезитовой ассоциации, которая затем сменяется трахириолит-риолит-дацитовый. Анализ петрогеохимических параметров пород андезитовой ассоциации показал, что она является типично известково-щелочной, а ее породы обладают всеми особенностями, характерными для пород данной серии. Учитывая индикаторное значение известково-щелочной серии для островодужных систем, можно рассматривать данную территорию как входившую в состав подобной системы в нижнем-среднем девоне.

Выделенные в составе трахириолит-риолит-дацитовый ассоциации две группы пород: дацитов-риолитов и ультракислых риолитов, можно сопоставить с вулканитами дацит-риолитовой и риолитовой ассоциаций западной части Горного Алтая соответственно. Геохимические различия двух групп кислых вулканитов центральной части Горного Алтая объясняются, по-видимому, аналогично - в петрогенезисе дацитов-риолитов участвовала примесь мантийного вещества, что и отразилось главным образом на повышении в них концентраций когерентных элементов, таких как железо, магний, кобальт, скандий. Магмагенез кислых лав обеих групп не проявился столь обособленно в Центральном Алтае, как это имело место на западе, вероятно, из-за меньшей интенсивности кислого вулканизма данной территории в нижнем-среднем девоне.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Изучение современных активных зон Земли позволяет осуществлять их систематизацию по приуроченности к определенным структурным элементам литосферных плит с соответствующими геодинамическими обстановками, которым свойственно определенное глубинное строение, комплекс тектонических структур и магматических формаций. Сопоставление древних магматических образований с современными дает воз-

возможность, опираясь на принцип актуализма, реконструировать условия геодинамического развития в прошлом тех или иных участков земной коры.

Как уже отмечалось, эпоха, предшествовавшая началу герцинской магматической активности в центральной и западной частях Горного Алтая, была амагматична. Терригенно-карбонатный состав силурийских осадочных отложений, свойственный для лагун и шельфовых морей, дает основание считать, что на территории Горного Алтая в то время установился режим пассивной континентальной окраины, которая в начале девона превратилась в активную вследствие заложения зоны поглощения океанической плиты вдоль юго-западного края каледонского материка [Грицюк и др., 1988]. На протяжении всего девонского периода эта область входила в состав протяженного Трансевразийского вулканического пояса, представлявшего собой окраину палеоконтинента. Наиболее детальные реконструкции геодинамических условий развития этого пояса выполнены для Саяно-Забайкальского сегмента [Гордиенко, 1987; Ярмолюк, Коваленко, 1991], тогда как для Алтае-Казахстанского в самом общем виде и во многом напоминают построения для более восточной части среднепалеозойского вулканического пояса [Богатиков, Коваленко, 1984; Грицюк и др., 1988].

По вопросу о типе палеогеодинамических обстановок Алтае-Саянской складчатой области в начале раннегерцинского тектономагматического цикла нет единой точки зрения. По мнению В.П. Ковалева [1980], в верхнем силуре - нижнем девоне в Алтае-Саянской складчатой области имел место площадной платобазальтовый магматизм, проявившийся на огромной территории. Основная часть сформировавшегося базальтового чехла была уничтожена в результате более поздних геологических преобразований. Сохранившиеся до настоящего времени фрагменты этого чехла можно наблюдать в Минусинской впадине, Горной Шории, в восточной части Горного Алтая и других местах.

Другие исследователи [Гордиенко, 1987; Зубков, 1991; Ярмолюк, Коваленко, 1991] склонны рассматривать базальтоидный магматизм верхнего силура - нижнего девона как рифтогенный. В соответствии с теми и другими пред-

ставлениями в начале герцинской магматической активности на южной окраине Палеосибирского континента преобладал режим растяжения, сменившийся затем коллизионным.

Вулканогенные отложения рифтогенного типа обнаружены в Уйменской впадине восточной части Горного Алтая [Коржнев и др., 1992]. Их возраст определяется как эмс-эйфельский. Вулканиды объединяются в ассоциацию, охарактеризованную как контрастная базальт-риолитовая. Основную часть ассоциации составляют базальтоиды, риолитоиды присутствуют в очень небольшом количестве.

Контрастная трахибазальт-риолитовая вулканоплутоническая ассоциация установлена также на севере Горного Алтая в Сарасинском грабене и на его продолжении вдоль р.Сема. Ее стратиграфическая позиция соответствует терентьевской свите, относительно положения которой существуют разные точки зрения. По мнению Я.М.Гутака [1988], терентьевская свита подстилает онгудайскую. Л.Л.Зейферт и др. [1974] определяют позицию свиты между онгудайской и куротинской.

Таким образом, в пределах территории Горного Алтая имело место сложное сочетание коллизионных и спрединговых зон. В первых формировались типичные островодужные вулканогенные комплексы, в составе которых в большом количестве присутствуют вулканиды известково-щелочной серии. Такое строение, когда имеет место сочетание спрединговых и коллизионных зон с присущими им вулканогенными комплексами, свойственно континентальной окраине калифорнийского типа [Ярмолюк, Коваленко, 1991].

Однако фациальный анализ ниже-среднедевонских осадочных отложений показывает, что через территорию Горного Алтая проходила цепочка вулканических островов субширотного простирания [Структурные перестройки ..., 1981]. На сочетание здесь морских бассейнов и поднятий обращали внимание в своих работах Е.М. Рудич [1972] и В.Е. Попов [1967]. О существовании обширного морского бассейна на севере Горного Алтая в это время сообщают А.А.Пузырев и его соавторы [1978]. Вулканизм центральной и западной частей Горного Алтая, как следует из изложенного, протекал в условиях островодужной системы, в тыловой части которой располагалось окраинное море.

Характер размещения и геохимическая специфика ниже-среднедевонских вулканоплутонических ассоциаций подчеркивают особенности тектонического развития региона. Различия вулканизма западной и центральной частей Горного Алтая обусловлены принадлежностью их к разным структурно-формационным зонам, имеющим северо-западное простирание и разделенным глубинными разломами. Вместе с тем, субширотное простирание вулканического пояса также находит отражение в тектоническом строении региона. На территории Горного Алтая реконструируются системы глубинных разломов с соответствующей ориентировкой. Цепочки магнитных и гравитационных аномалий, протягивающихся в субширотном направлении, отмечает Ю.И.Тверитинов [Структурные перестройки..., 1981]. Пояс отрицательных гравитационных аномалий, проходящий по югу Горного Алтая, интерпретируется им как древний глубоководный предостроводужный желоб, заполненный рыхлыми осадочными отложениями и представляется как выход на поверхность зоны Заварицкого-Беньюфа в нижнем-среднем девоне.

На мозаично-блоковое строение Алтае-Саянской складчатой области с двумя системами глубинных разломов обращали внимание В.А.Обручев, А.П.Чураков, М.А.Усов, Г.Л. Поспелов и многие другие исследователи. Относительно интерпретации такого строения региона не существует единой точки зрения. По мнению М.Ф.Романенко и Г.Ф.Хафизова [1971], обе системы разломов одновозрастны и в совокупности образуют регматическую сеть. Л.П.Зоненшайн и соавторы [1976] интерпретируют структуру Алтае-Саянской складчатой области с позиций новой глобальной тектоники. По их представлениям, Алтай, как часть Центрально-Азиатского подвижного пояса, в рифей-палеозойское время располагался в зоне спрединга палеоокеана, его восточная рама отодвигалась на восток, обуславливая заложение и развитие структур северо-западного простирания. Е.М.Рудич [1972] и Ю.И.Тверитинов [Структурные перестройки..., 1981] объясняют наличие такой разноплановой тектоники структурной перестройкой, имевшей место, по их мнению, на рубеже каледонского и герцинского циклов тектогенеза.

Важно отметить, что различия ниже-среднедевонского вулканизма центральной и западной частей Горного Алтая согласуются с тектоническим развитием региона. Геохимическая специфика выделенных вулканоплутонических ассоциаций свидетельствует о том, что эволюция ниже-среднедевонского вулканизма западной и центральной частей Горного Алтая протекала в коллизионных условиях островодужной системы. Однако наряду с коллизионными обстановками существовали зоны растяжения, отмеченные развитием магматизма рифтогенного типа, в результате деятельности которого формировались контрастные базальт-риолитовые ассоциации.

На западе Горного Алтая проявился широкий комплекс вулканоплутонических образований, характерный для островодужных систем [Jakes, White, 1969; 1972; Jakes, Gill, 1970]. В самом начале раннегерцинской вулканической деятельности формируется базальтовая ассоциация, в составе которой присутствуют вулканы островодужной толеитовой и известково-щелочной серий. Изучение последовательности развития эффузивов в разрезах показывает, что островодужный толеитовый магматизм начался несколько раньше. Андезитовая ассоциация, которая оформилась после базальтовой, продолжает ее линию развития. В составе андезитовой ассоциации также присутствуют вулканы островодужной толеитовой и известково-щелочной серий. В то же время отмечается своеобразие многих петрогеохимических черт ее пород, существенно отличных от базальтоидов. Вероятнее всего в формировании пород андезитовой ассоциации участвовало и коровое вещество. Кислый вулканизм, интенсивно проявленный на заключительном этапе гомодромного раннегерцинского цикла магматизма западной части Горного Алтая, несет в себе все признаки корового. По всей видимости, источником кислых магм была нижняя метабазитовая часть корового субстрата.

В центральной части Горного Алтая в это время проявился ограниченный комплекс островодужных вулканогенных образований. Базитовый магматизм здесь не проявился, а в составе аналогичной андезитовой ассоциации присутствуют средние вулканы только известково-щелочной серии. В то же время близость многих петрогеохимических черт раннегерцинских

кислых вулканитов Центрального и Западного Алтая свидетельствует о сходстве составов нижней коры этих двух регионов.

Петрогеохимические особенности ниже-среднедевонских вулканитов наряду с особенностями состава сопряженных с ними осадочных отложений дают все основания для вывода о том, что они формировались в условиях островной дуги. Довольно высокий радиоактивный фон продуктов вулканизма и интенсивные проявления типично коровых кислых магм позволяют предполагать, что развитие островной дуги происходило на достаточно мощной сиалической коре континентального типа. Таким образом, ниже-среднедевонский вулканизм имел место в пределах островодужной системы, сформировавшейся на периферии Палеосибирского континента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. - Новосибирск: Наука, 1992. - 222 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика // 27-й Международ. геол. конгресс. Т.IV, секция 08.09. - М., 1984. - С. 266-268.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1987. - 238 с.

Грицюк Я.М., Гусев Н.И., Кочетков В.М. Реконструкция геодинамических режимов формирования континентальной коры в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии Сибири. Т.1. - Томск, 1988. - С.255-267.

Гутак Я.М. Эйфельские отложения Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай) // Там же. - С. 92-93.

Зейферт Л.Л., Заплетин Н.Я., Курьянович В.Г., Емельянов А.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые площади (Горный Алтай): Отчет Чергинской съемочной партии по геолого-съемочным работам 1970-1973 гг. Листы М-45-15-Б, М-45-16-А. - Новокузнецк, 1974. - С.256.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М.: Недра, 1976. - 232 с.
- Зубков В.С.* Свидетельства и особенности девонского рифтогенеза Алтае-Саянской складчатой области // Палеовулканизм Сибири (геодинамика, вулcano-тектонические структуры и металлогения). - Томск, 1991. - С.49-50.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород.* - М.: Недра, 1981. - 160 с.
- Ковалев В.П.* Принцип актуализма и проблема существования вулканических поясов планетарного масштаба в геологическом прошлом // Эволюция вулканизма в истории Земли. - М., 1974.- С. 254-263.
- Ковалев В.П.* Некоторые аспекты объединения следов средне-верхнепалеозойского вулканизма в системе Трансевразийского субширотного подвижного пояса // Палеовулканологические реконструкции. - Новосибирск, 1976. - С. 25-41.
- Ковалев В.П.* Система средне-верхнепалеозойских планетарных вулканических поясов // Глобальные палеовулканологические реконструкции. - Новосибирск, 1979. - С.14-25.
- Ковалев В.П.* Герцинский магматизм Предаянья. - Новосибирск: Наука, 1980. - 423 с.
- Коржнев В.Н., Туркин Ю.А., Некрасова Е.С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сумультинской площади в Горном Алтае: Отчет Сумультинской партии о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1986-1992 гг. Листы М-45-31-А,В,Г. Кн. 1. - Новокузнецк, 1992. - С.346.
- Кузнецов В.А.* Тектоническое районирование и основные черты металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. - Новосибирск, 1963. - С.7-68.
- Лапин Б.Н.* Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая // Там же. - С.71-152.
- Лихачев Н.Н., Миронов В.В., Доманов Л.Я. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кумиро-Коргонского района: Отчет Кумирской партии по геолого-съёмочным работам масштаба 1:50 000, проведенным в 1975-1980 гг. Листы М-44-36-Г, М-44-48-А,Б,Г, М-45-25-В (в,г) и М-45-37-А,Б,В в пределах РСФСР. Кн. 1. - Новокузнецк, 1980. - С.386.

- Моссаковский А.А.* О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии // Геотектоника. - 1970. - N 4. - С.26-39.
- Попов В.Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. - Л.: Недра, 1967. - 151 с.
- Пузырев А.А.* Ордовикско-эйфельские структурно-формационные комплексы Горного Алтая // Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. - Новосибирск, 1979. - С.84-92.
- Пузырев А.А., Ермиков В.Д., Сенников Н.В.* О взаимоотношении нижнего и среднего девона на севере Горного Алтая // Геология и геофизика. - 1978. - N 8. - С.24-32.
- Романенко М.Ф., Хафизов Г.Ф.* Некоторые черты глубинного стросния и тектоники Алтае-Саянской горной области // Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. - Новокузнецк, 1971. - С.5-18.
- Рудич Е.М.* Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. - М.: Наука, 1972. - 374 с.
- Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях.* - М.: Недра, 1981. - 222 с.
- Шокальский С.П., Гладких Л.А., Бутенко В.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р.Чарыш: Отчет Едиганской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1982-1987 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Листы М-44-23-В,Г, М-44-35-Б, М-44-36-А,Б. Кн. 1. - Новокузнецк, 1987. -С.397.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. - М.: Наука, 1991. - 263 с.
- Arculus R.J., Johnson R.W.* Criticism of general models for the magmatic evolution of arc-trench systems // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1978. - Vol.39, N 1. - P.118-126.
- Cawthorn R.G., Strong D.F., Brown P.A.* Origin of corundum normative intrusive and effusive magmas // Nature. - 1976. - Vol.259. - P. 102-104.
- Gill J.* Orogenic andesites and plate tectonics. - Berlin: Springer-Verlag, 1981. - 390 p.
- Jakes P., Gill J.B.* Rare earth elements and the island arcs tholeiitic series // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1970. - Vol.9, N 1. - P.17-28.
- Jakes P., White A.J.R.* Structure of the Melanesian arcs and corre-

lation with distribution of magma types // Tectonophysics. - 1969. - Vol.8. - P.222-236.

Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1972. - Vol.83. - P.29-40.

Loeschke J. Basalts of Oregon (USA) and their geotectonic environment. II. Petrochemistry of Tertiary and Quaternary Basalts and Andesites of the Western and High Cascades // Neues Jahrb. Miner. Abh. - 1979. - Bd.137, H.3. - S.135-161.

Mackenzie D.E., Chappell B.W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1972. - Vol.35. - P.50-62.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. - 1974. - Vol.274, N 4. - P.321-339.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1980. - Vol.50, N 1. - P.11-30.

Yolkin E.A., Yazikov A.Yu., Buslov M.M. et al. Devonian paleogeographic reconstructions in the territory of Altai-Sayan folded area (ASFA) and their geodynamic interpretation // IGCP project 283: Geodynamic evolution of Paleasian ocean. - Novosibirsk, 1993. - P.168-170.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	1
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ	5
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ	31
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ НИЖНЕСРЕДНЕДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ	46
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	51

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии СО РАН

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 09.06.94.

Формат 60x84/16. Бумага тип. N 2. Офсетная печать.

Печ.л. 3,25. Уч.-изд.л. 3,20. Тираж 150 экз. Заказ № 100.

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3,
ОИГГМ СО РАН, УОП