

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И НОВЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Ю. Антонов

Институт геохимии СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

e-mail: anant@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 25 января 2005 г.

В ходе 6 рейсов НИС «Вулканолог» проведены геолого-геофизические исследования Курильской островной дуги (ОД) и детально охарактеризован состав (как пород, так и минералов) четвертичных вулканитов почти всех подводных (68) и надводных (41) вулканов. Это позволило подтвердить и детально охарактеризовать в пределах Курильской ОД вещественную зональность вулканизма, наиболее четко проявляющуюся вкрест дуги и значительно слабее – вдоль дуги.

Так, от фронта вулканизма к его тылу, по направлению к континенту: 1) бимодально уменьшается количество вулканов и их площадная плотность; 2) лавы фронтальной зоны дуги в целом более дифференцированы, чем тыловой зоны; 3) во всех типах вулканитов (а также шлировидных включениях из их салических разностей) возрастают средние концентрации К, Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, W, в основных и средних породах – Р, F, Мо, Hf, Mg, Ni, Cr, (Ti – в базальтах), а в кислых и средних – Pb; 4) во всех типах лав уменьшаются средние концентрации Fe, V (в базальтах – Al, а в средних и кислых разностях, кроме того, – Ca, Ti, Cu, Zn, Y, Yb), а также величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0,70302 до 0,70295) и ϵNd (от 9-10 до 7-8); 5) Среди ксенолитов в лавах исчезают гранитоиды и появляются гипербазиты. При этом все тыловые ксенолиты, как и вмещающие их лавы, обогащаются Ti, а также К, Na, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn, и обедняются Co, V, Pb, Sn; 6) безводные парагенезисы темноцветных минералов как в вулканитах, так и в ксенолитах габброидов и кристаллических сланцев сменяются амфибол- и даже биотит-содержащими парагенезисами. Анализ их состава позволяет констатировать, что магматические образования в тыловой зоне ОД формировались при больших значениях f_{O_2} и $X_{\text{H}_2\text{O}}$. Разные по кремнекислотности лавы обеих зон ОД могут быть связаны друг с другом с помощью механизмов кристаллизационной дифференциации и смешения контрастных по составу магм.

Геологический и петролого-геохимический анализ оригинальных и литературных данных по магматизму более 50 фанерозойских структур Земли позволил высказать предположение об универсальности механизма их зарождения и магматической эволюции. Различия же в его проявлениях, включая вариацию состава продуктов магматизма, наиболее удачно связываются с различными параметрами воздымающихся здесь мантийных диапиров (плюмов), а именно с их величиной и скоростью воздымания, уровнем поднятия и углом наклона, а также вызванного ими плавления в различной степени преобразованного субстрата. При этом максимальный угол отклонения оси подъема диапиров и максимальное участие в генерации магм вмещающих диапир толщ соответствуют типичным островодужным структурам и активной Андийской континентальной окраине обрамления Тихого океана.

Ключевые слова: *островная дуга, магматизм, вулканы, геохимия, петрология, мантийный диапир.*

THE MATTER ZONING OF KURILE ISLAND ARC VOLCANISM AND NEW PETROGENETIC CONSEQUENCES

A.Yu. Antonov

Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS

The geological and geophysical studies of Kurile island arc (IA) during of 6 NRS «Volcanolog» trips allowed to characterize the composition of Quaternary volcanics (rocks and minerals) from the

majority of submarine (68) and aerial (41) volcanoes. This study permitted to confirm the matter volcanism zoning, clearly displaying across the arc and much weaker along one.

We have found from the front to rear volcanic zones to the continental direction: 1) the quantity of volcanoes and their square density decrease; 2) the front lavas of arc are more differentiated relatively the rear lavas; 3) average concentrations of K, Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, W increase in the all types of rocks, P, F, Mo, Hf, Mg, Ni, Cr increase in the mafic and intermediate rocks (Ti – in the basalts), Pb increase in the intermediate and salic rocks; 4) in the all types of rocks decrease $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵNd as well as average concentrations of Fe, V (Al in the basalts), in the intermediate and salic rocks besides Al decrease Ca, Ti, Cu, Zn, Y, Yb; 5) the granitoid xenoliths in the volcanics disappear, but the ultrabasic xenoliths appear; besides, the rear xenoliths as well as lavas containing them are enriched by Ti, K, Na, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn, and become poor by Co, V, Pd, Sn; 6) the anhydrous parageneses of the mafic minerals in the gabbro and crystal schist xenoliths as well as in the volcanic rocks are replaced by the aqueous amphibole- and even biotite-containing parageneses. The analysis of their composition allowed to state, that the magmatic products of the IA rear zone formed at the large values of f_{O_2} and $X_{\text{H}_2\text{O}}$. Moreover, the lavas, differing by SiO_2 from both IA zones are connected by the mechanism of fractionated crystallization and by the mechanism of contrast magma mixing.

The geological and petrology-geochemical analysis of original and literature data for the more than 50 Phanerozoic structures allowed to express the opinion about the universal mechanism of their origin and evolution. The different properties of them, including the significant variation of the magmatic product composition, can be associated with different parameters of the uplifting of the mantle diapirs (plumes), i.e. with its size, velocity of uplifting, rising level, angle of slope etc. The maximum angle deviation of the diapir uplifting axis usually corresponds to the typical island arc structures and active Andian continental borders of the Pacific ocean boundaries.

Key words: *island-arc, magmatism, volcanoes, geochemistry, petrology, mantle diapir.*

Введение

К настоящему времени имеется много публикаций, посвященных четвертичному вулканизму Курильской островной дуги (ОД). Однако выводы предшественников в отношении наличия или отсутствия в ней латеральной (как поперечной, так и продольной) геохимической зональности зачастую прямо противоположны, что во многом было связано с ограниченностью данных по подводным вулканам Курил. Это обстоятельство, вместе с недостаточной изученностью влияния совокупности геологических факторов на магмообразование и состав первичных расплавов в пределах Курильской ОД (что может быть выяснено только при детальном петролого-геохимическом анализе состава вулканических пород региона и различных включений в них), значительно затрудняло понимание тектоно-магматической эволюции региона. Все отмеченное и предопределило главные задачи проведенного нами исследования.

Так, в ходе 6-ти рейсов НИС «Вулканолог» нами проведены геологические и геофизические исследования Курильской ОД, в ходе чего детально охарактеризован состав (как пород, так и минералов) четвертичных вулканических пород почти всех подводных (68) и надводных (41) вулканов.

В процессе исследования нами были использованы почти все литературные данные по изотопному составу Sr лав Курильских островов (>220 анализов для лав 64 четвертичных вулканов), а также Южной Камчатки и Восточного Хоккайдо. В образцах четвертичных лав 26 вулканов Курильской ОД нами получены данные по изотопному составу Sr, и Nd [Авдейко и др., 1986], а в 14 образцах из 6 вулканов определен изотопный состав кислорода. При этом в 13 лавах исторически датированных извержений 9 вулканов Курильской ОД впервые выполнены 25 определений количества изотопа ^{10}Be , а для 3-х образцов – стабильного изотопа ^9Be [Цветков и др., 1989].

Все отмеченное в значительной степени отражено в наших опубликованных работах [Авдейко и др., 1983, 1985, 1986; Авдейко, 1989, 1993; Антонов и др., 1987, 1992; Антонов 1993, 2001; Волюнец и др., 1988, 1990а,б; Волюнец, 1993; Мелекесцев и др., 1997; Пузанков и др., 1991; Avdeiko et al., 1991], включая монографию [Авдейко и др., 1992]. К этому же добавим, что, если в предыдущих работах интерпретация имеющихся материалов делалась нами только в рамках плейт-мобилической теории, то в данной статье, по мере краткого обобщения всех имеющихся материалов, их генетический аспект мы рассмотрим более широко.

Геолого-структурная характеристика вулканизма

Курильская ОД – типичный образец островных дуг юго-восточной Азии. Вместе с Южной Камчаткой и Северо-Восточным Хоккайдо она входит в единую островодужную систему, сочленяющуюся на севере с Алеутской, а на юге – с Японской дугой. Как и для других островных дуг, для нее характерна высокая тектоническая активность с современным вулканизмом. В тылу Курильской ОД располагается Курильская глубоководная котловина (рис. 1). Для вулканической дуги характерен континентальный тип коры [Злобин и др., 1987]. Максимальная мощность коры приурочена к фронтальной зоне ОД и колеблется в пределах 25-44 км.

Вулканический фронт Курильской ОД, понимаемый как линия, соединяющая вулканы, наиболее приближенные к глубоководному желобу, резко изгибается под углом 22-23° в районе пролива Буссоль (рис. 1) и делится здесь на два участка: Северные и Южные Курилы. В зоне изгиба расстояние от желоба до вулканического фронта минимально и составляет 160 км, а к флангам дуги оно постепенно увеличивается, достигая на севере 200, а на юге – 220 км. Глубина до центральной плоскости сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом в месте его изгиба ~ 120 км (рис. 1). На северо-восточном фланге дуги эта глубина соответствует 120-135 км, с максимумом в районе о-ва Парамушир, а на юго-западном фланге – 115-130 км.

По возрасту породы островодужного этапа Курильской вулканической дуги варьируют

от раннего миоцена (олигоцена ?) до современного. Ширина вулканической дуги и ее отдельных зон на северном участке дуги меньше, чем на южном, что находится в соответствии с несколько увеличивающимся углом наклона сейсмофокальной зоны структуры с севера на юг. Во фронтальной зоне дуги резко преобладают субаэральные вулканы, располагающиеся вполне равномерно. Большинство подводных вулканов приурочены к промежуточной и тыловой зонам, причем в последней имеются протяженные участки без вулканов (рис. 1).

В составе вулкаников Курил проявлены все типы пород от базальтов до риолитов. Андезибазальты и, несколько реже, андезиты встречаются на 70-90 % вулканов, базальты – на 50-60 %, дациты – на 12-33 %, а риодациты и риолиты – на 6-15 % вулканов. Наибольшим распространением как в пределах дуги в целом, так и в отдельных ее зонах пользуются умеренно дифференцированные базальт (андезибазальт)-андезитовые ассоциации пород.

Совместный анализ субаэральных и подводных вулкаников позволил нам подтвердить, обосновать и детально охарактеризовать в пределах Курильской ОД зональность по плотностному распределению вулканов, а также по дифференцированности, химическому и минеральному составу слагающих их лав и составу выносимых ими включений. Особенно ярко эта зональность проявляется на расстоянии первых десятков километров вкост простирания дуги, вдоль дуги она выражена значительно слабее. Кратко охарактеризуем ее на разных участках поперек дуги, постепенно смещаясь по ее простиранию с северо-востока на юго-запад в соответствии с выделенными нами 8 группами вулканических профилей: Парамуширским, Маканруши, Чиринкотанским, Расшуа, Северо-Симуширским, Броутонским, Северо-Итурупским, Южно-Итурупским.

Зональность по распределению вулканов и степени их дифференцированности. Отчетливая поперечная зональность от вулканического фронта Курильской ОД к континенту проявлена в бимодальном уменьшении количества вулканов и их площадной плотности на 1000 км, где выделяются 4 зоны: фронтальная, где площадная плотность максимальная (~5 вулканов), промежуточная (~1 вулкан), тыловая (~ 2-2,6 вулкана) и затухания вулканической активности (~ 0,4 вулкана). Лавы фронтальной зоны дуги в целом более дифферен-

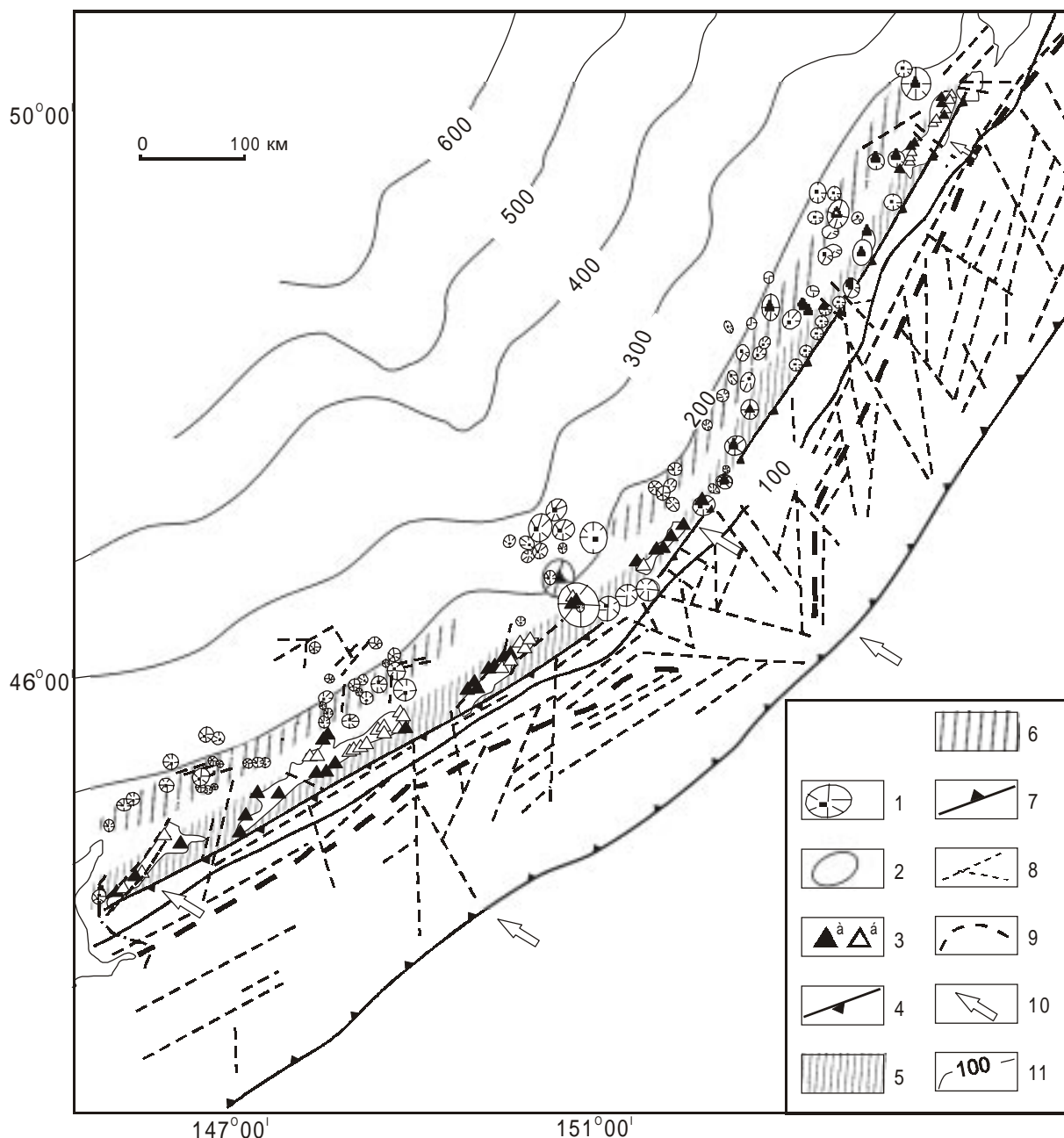


Рис. 1. Карта-схема структурного положения вулканов Курильской островной дуги.

1 – подводные вулканы; 2 – подводные кальдеры; 3 – активные (а) и потухшие (б) наземные вулканы; 4 – вулканический фронт; 5,6 – фронтальная (5) и тыловая (6) вулканические зоны; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – разломы; 9 – ось фронтальной (невулканической) дуги; 10 – направление предполагаемого движения Тихоокеанской плиты; 11 – изоглубины до сейсмофокальной плоскости.

цированы, чем тыловой зоны, что выражается в большей частоте встречаемости каждого типа пород. В тыловой зоне дуги доля вулканов со слабо дифференцированной базальт-андезибазальтовой ассоциацией пород в 2 с лишним раза выше, чем во фронтальной, а с сильно дифференцированной базальт-дацитовой (андезибазальт-дацитовой) ассоциацией во столько же раз ниже. Базальт-дацитовые (ри-

дацитовые) и андезибазальт-дацитовые (риодацитовые) ассоциации пород проявлены, как правило, на кальдерных вулканах всего протяжения фронтальной зоны дуги. В промежуточной зоне дуги выявлен только 1 такой вулкан (Горшкова), а в тыловой зоне – четыре.

Геохимическая зональность. Как следует из таблицы 1, по мере накопления кремнезема в дифференциальных рядах вулкани-

Средние составы четвертичных вулканитов Курильской островной дуги

Порода	Базальты			Андезито- базальты			Андезиты			Кислые		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO ₂	51,26	51,38	50,76	54,98	54,83	54,99	59,71	58,60	59,96	66,80	67,27	67,95
TiO ₂	0,80	0,84	0,90	0,81	0,79	0,71	0,73	0,74	0,54	0,65	0,63	0,30
Al ₂ O ₃	18,73	18,46	18,07	18,01	17,73	17,81	16,90	16,95	17,32	14,83	14,77	14,44
Fe ₂ O ₃	3,80	3,30	3,61	3,26	3,19	3,26	3,34	2,96	2,77	2,38	1,55	1,62
FeO	6,27	6,05	5,31	5,64	5,45	4,17	4,19	4,81	3,08	2,95	4,09	1,56
MnO	0,20	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,17	0,16	0,17	0,15	0,14	0,13
MgO	4,70	5,13	5,54	3,73	4,21	4,31	2,74	3,22	2,56	1,32	1,07	1,01
CaO	10,70	10,04	10,07	8,61	8,59	8,21	6,93	7,00	6,30	4,19	3,68	3,07
Na ₂ O	2,56	2,70	2,87	3,01	3,04	3,12	3,44	3,24	3,54	4,11	4,07	3,99
K ₂ O	0,59	0,99	1,48	0,78	1,21	1,74	0,95	1,49	2,21	1,26	1,90	2,92
P ₂ O ₅	0,14	0,22	0,25	0,15	0,20	0,25	0,15	0,19	0,22	0,13	0,12	0,13
п.п.п.	0,51	0,48	0,76	0,66	0,51	0,98	0,57	0,58	1,11	1,11	0,48	2,78
Rb	10,0	19,3	28,1	11,8	24,9	38,8	13,6	30,0	52,0	20,7	25,5	69,7
Li	5,2	6,2	5,2	5,9	7,4	7,2	7,8	8,8	8,8	7,8	11,8	8,3
Ba	150	246	368	211	279	501	245	358	628	320	365	922
Sr	360	494	675	373	439	599	339	404	553	246	268	342
V	405	375	385	299	313	296	196	235	181	75	43	62
Cr	59	89	112	37	58	79,5	21	40	31	15	16	14
Co	32	33	30	26,5	27	25	20	23	16	11	18	9,2
Ni	24	48	56	17,4	32	40	10,5	17	21	6,7	16	9
Cu	80	74	73	65	69	45	38	41	26	20	36	8,5
Zn	106	109	99,5	101	103	95	94	101	85	90	109	63
Pb	3,6	3,1	3,6	4,3	5,8	4,7	4,6	6,0	5,3	7,1	9,3	9,0
Sn	1,7	1,6	1,5	1,7	1,7	1,4	1,4	2,0	1,4	1,5	2,2	1,5
W	0,37	0,31	0,42	0,42	0,51	0,46	0,67	0,58	0,73	0,56	0,57	1,03
Mo	1,2	1,3	2,3	1,3	1,7	2,9	1,9	2,3	3,0	2,7	4,0	3,6
Be	0,46	0,69	0,84	0,48	0,69	0,87	0,49	0,76	0,92	0,47	0,52	1,06
B	36	34	44	41	43	38	43	59	47	57	58,5	66
F	272	330	434	327	366	379	316	394	352	382	512	290
U	0,34	0,79	1,17	0,46	0,96	1,48	0,59	1,34	2,08	0,71	2,00	2,88
Th	0,84	1,82	2,63	0,99	2,26	3,92	1,28	3,34	5,44	1,40	3,20	7,34
Nb	1,35	1,7	2,8	1,7	2,6	2,3	1,5	2,45	3,4	1,7	3,0	3,7
Ta	–	0,10	0,30	–	0,30	0,30	–	0,25	0,40	0,40	–	0,25
Zr	75	103	138	98	132	149	141	186	172	147	180	163
Hf	1,8	2,3	2,5	2,0	2,8	2,4	2,5	3,2	2,6	3,0	6,0	2,8
n	25	10	21	30	17	27	29	17	25	12	2	4

Примечание. В связи с тем, что количество анализов для разных вулканов различно, таблицы составлены методом «среднего по средним», т. е. сначала рассчитывались средние содержания элементов для каждого типа пород всех опробованных вулканов, а потом вычислялись средние содержания элементов в каждом типе пород по количеству вулканов. Данные по дацитам, риодацитам и риолитам в представленных таблицах (в силу их ограниченности распространения) объединены в одну графу – «кислые породы».

Ф, П и Т – вулканические зоны островной дуги: Ф – фронтальная, П – промежуточная, Т – тыловая; n – количество анализов.

тов отдельных вулканов средний состав пород в разной степени изменяется с увеличением содержаний щелочей и уменьшением содержаний кальция, титана, железа и магния с параллельным обогащением или обеднением соответствующими редкими элементами. В то же время, не менее значимые отличия обнаруживаются и в вулканитах близкой кремнеземистости, но расположенных в различных частях и зонах Курил.

Так, по общему содержанию щелочей, среди вулканических пород Курильской ОД, согласно [Рессерилло, Taylor, 1976; Классификация..., 1981], выделяются лавы нормального и субщелочного рядов. Первые распространены как во фронтальной, так и в тыловой зоне дуги, а вторые отмечены только среди базальтов самого северного участка тыловой зоны дуги (рис. 2). По содержаниям K_2O на Курилах установлены лавы от низко- и умеренно-калиевых до высоко- и весьма высоко-калиевых шшонит-латитовых серий (все последние субщелочные), различающихся по величине отношений Na_2O/K_2O , в основном за счет калия. Во фронтальной зоне дуги распространены лавы низко-калиевой (преобладают) и умеренно-калиевой серий, а в тыловой зоне – умеренно- и высоко-калиевой серий, что убедительно доказывает наличие в регионе поперечной зональности по данным параметрам. Здесь же отметим, что в сравнении с более мафическими разностями, в кислых дацит-риолитовых сериях Курил поперечная зональность по сумме щелочей иногда проявлена слабо, так как она практически отсутствует более чем в 50 % вулканов и тыловой и фронтальной зон ОД.

По содержаниям K_2O , Na_2O и их сумме во всех зонах Курильской ОД выявлена и продольная зональность (рис. 2). Так, лавы самого северного фланга дуги (I и II вулканические группы), а также центральной части дуги (VI вулканическая группа), характеризуются повышенными концентрациями K_2O (вплоть до появления высоко-калиевых лав) и пониженными значениями Na_2O/K_2O , и только в тылу северных Курил проявлены субщелочные вулканиды. Симптоматична приуроченность этих участков: первый расположен на стыке Курильской дуги с Камчаткой, второй – в месте «перегиба» ОД. При этом лавы южного фланга фронтальной зоны дуги отличаются пониженными концентрациями Na_2O , а лавы VIII вулканической группы – еще и K_2O .

В среднем, все типы пород Курил обогащены глиноземом, железом и обеднены титаном и магнием (табл. 1). При этом среди базальтов и андезибазальтов тыловой зоны ОД отмечаются и магнезиальные разности с умеренной глиноземистостью (во фронтальной зоне таковые единичны). Это приводит к проявлению в них тенденции к уменьшению средних концентраций железа и возрастанию магния от фронта вулканизма к его тылу. В базальтах и андезибазальтах ОД накопление железа происходит в основном за счет FeO, тогда как в андезитах и кислых породах – за счет как FeO, так и Fe_2O_3 . Степень окисленности железа в общем возрастает с ростом кремнекислотности пород, а в однотипных по SiO_2 породах – от фронтальной к тыловой зоне дуги.

По соотношению содержаний $FeO^*/MgO - SiO_2$ в вулканитах Курил (рис. 3) выделяются толеитовые (обогащенные железом) и известково-щелочные (обедненные железом) серии [Myashiro, 1974]. Вулканы с чисто известково-щелочной ассоциацией пород во фронтальной зоне дуги неизвестны, хотя в тыловой зоне встречаются толеитовые базальт-андези-базальтовые и даже базальт-андези-базальт-андезитовые вулканы. Во всех зонах дуги наиболее распространены вулканы с промежуточными сериями пород. При этом во фронтальной зоне в поле толеитов попадают все базальты и ~ 70 % андезибазальтов, а доля андезитов и кислых пород не превышает 30-40 %. В тыловой зоне дуги все кислые породы, ~70 % андезитов и андезибазальтов и только 15 % базальтов попадают в поле известково-щелочных пород (70 % базальтов лежат в поле толеитов).

Как следует из таблиц 1-2 и рисунка 4, наиболее четко от фронта к тылу дуги во всех типах вулканидов возрастают средние концентрации не только калия, но и таких некогерентных и редких элементов как Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, W, а также величины отношений Rb/Sr ; La/Yb ; Sr/Ce ; Th/U ; Zr/U ; La/Nb ; $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$. В основных и средних породах в том же направлении растут концентрации ряда других, как некогерентных – P, F, Mo, Hf (Ti – в базальтах), так и когерентных – Mg, Ni, Cr элементов и величина отношения $(Ni+Cr)/V$, а в кислых и средних – Pb. С другой стороны, от фронтальной к тыловой зоне дуги во всех типах лав уменьшаются средние концентрации Fe, V (Al – в базальтах), величины отношений $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$,

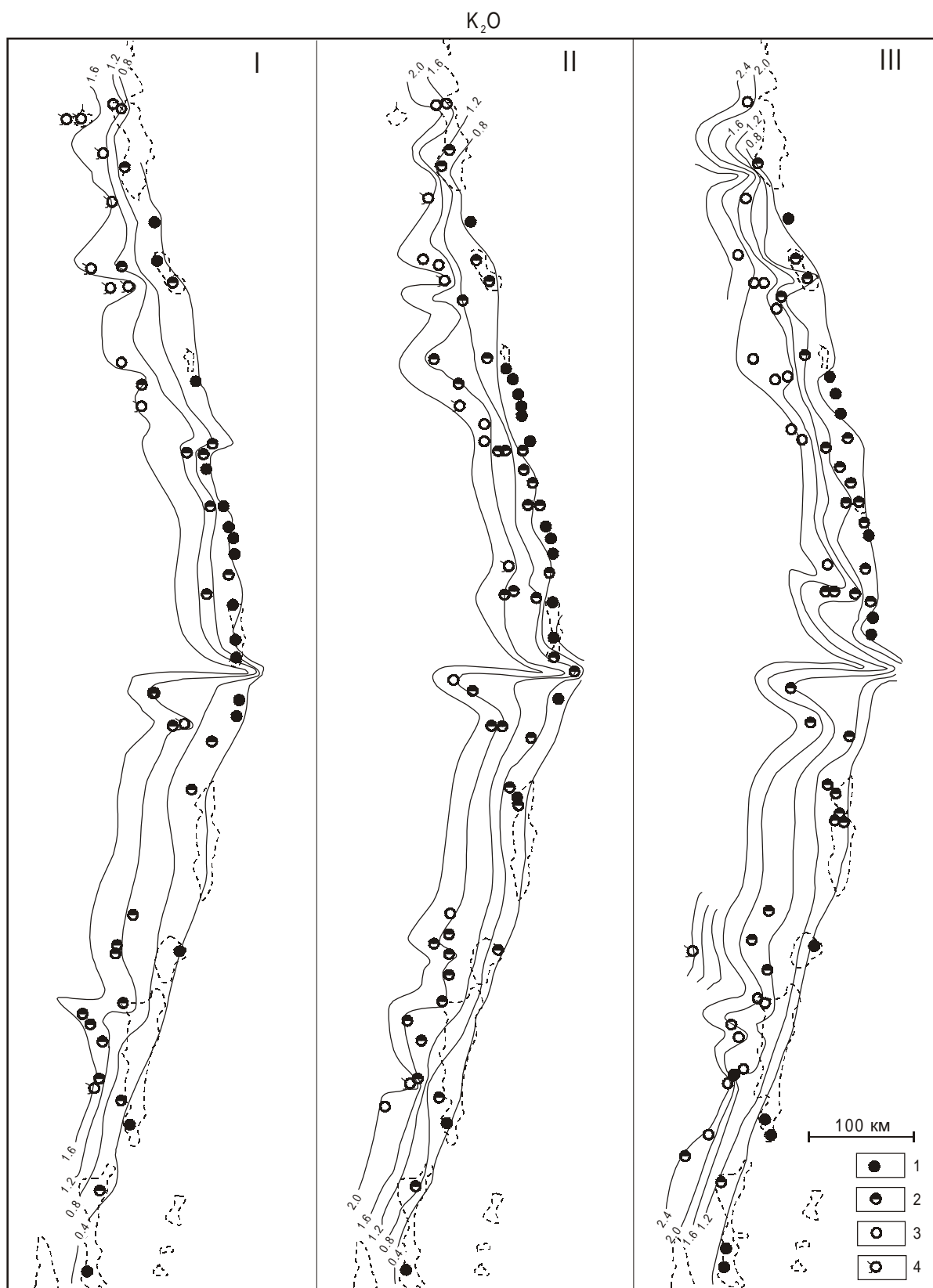


Рис. 2. Схематическая карта распределения K_2O (в вес.%) в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги.

I – базальты, II – андезито-базальты, III – андезиты. Точками обозначены подводные, крестами – надводные вулканы. Опробованные вулканы обведены кружками. Распределение элемента в лавах показано в изолиниях концентраций. 1-3 – серии пород нормальной щелочности: 1 – низкокалийевые, 2 – умереннокалийевые, 3 – высококалийевые; 4 – породы высококалийевой субщелочной серии.

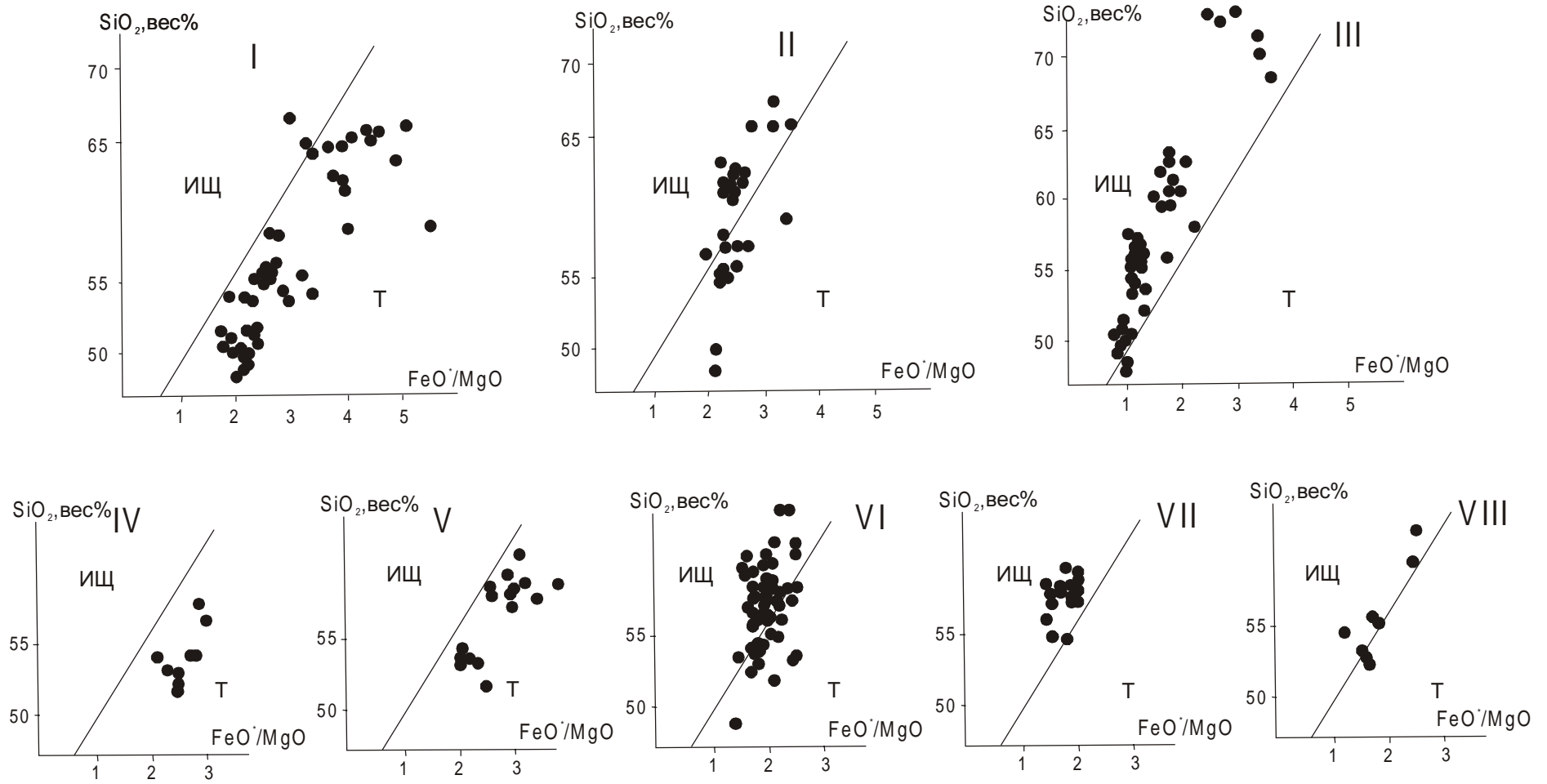


Рис. 3. Классификационная диаграмма А. Миаширо [Myashiro, 1974] для четвертичных лав Курильских вулканов.

I – кальдера Львиная пасть, II – вулкан Ушишир, III – вулкан Броутона с подводным конусом 6.10, IV – вулкан Чикурачки, V – подводный вулкан 8.10, VI – вулкан Эбеко, VII – вулкан Чиринкотан (с подводным склоном), VIII – подводные вулканы 8.1 и 8.2.

I, II, IV, VI – фронтальная вулканическая зона, III, V, VII, VIII – тыловая вулканическая зона; Т – поле пород толеитовой серии, ИЩ – поле пород известково-щелочной серии.

Средние содержания РЗЭ и Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги

	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты			Кислые	
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	Т
La	5,8	10,1	13,3	6,6	13,3	17,7	8,2	11,2	21,3	6,6	22,3
Ce	13,1	19,7	27,3	15,1	24,9	31,5	18,0	23,2	39,0	15,1	43,5
Pr	1,9	–	3,4	2,0	3,7	3,9	1,8	2,9	4,0	2,2	4,4
Nd	9,3	10,2	15,7	10,0	15,7	18,9	12,0	15,0	19,7	15,6	15,1
Sm	2,8	3,7	4,5	3,1	4,1	4,1	4,6	4,1	4,1	3,7	3,1
Eu	0,9	1,2	1,3	1,1	1,1	1,4	1,4	1,3	1,2	1,5	0,6
Gd	3,3	2,4	4,1	3,9	3,9	4,2	5,5	3,8	3,7	5,4	2,8
Dy	3,9	2,8	3,6	4,1	3,7	3,9	5,6	4,0	3,5	6,0	2,2
Ho	0,8	0,6	0,7	1,0	0,7	0,8	1,4	0,8	0,8	1,4	0,4
Er	2,2	2,0	2,3	2,7	2,4	2,3	4,1	2,4	2,1	4,0	1,3
Yb	2,4	2,5	2,3	2,9	2,5	2,4	4,2	3,2	2,2	4,1	1,7
Lu	0,39	0,21	0,34	0,40	0,24	0,33	0,56	0,32	0,33	0,44	–
ΣРЗЭ	46,8	55,4	78,8	52,9	76,2	91,4	67,4	72,3	101,9	66,0	97,7
Y	17,8	15,5	18,5	21,0	19,3	17,5	28,6	21,3	17,3	30,6	13,0
La/Yb	2,4	4,0	5,8	2,3	5,3	7,4	1,9	3,5	9,7	1,6	13,1
n	14	5	24	18	10	15	11	9	18	7	4

Условные обозначения см. примечание к таблице 1.

$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, K/Rb , Zr/Nb , а в средних и кислых разностях, кроме того, – Ca , Ti , Cu , Zn , Y , Yb . Средние содержания Au в базальтах от фронтальной к тыловой зоне вулканизма в целом постепенно уменьшаются, а в андезитах увеличиваются. Обратная картина поперечной зональности соответствует распределению в этих же типах вулканитов Ga . Отчетливо направленных вариаций в распределении Al , Na , B , Co , Sn , Ag , Ge во всех типах пород, а также Ca , Cu , Zn , тяжелых РЗЭ и Y в базальтах не выявлено.

Изотопная зональность. Систематические различия в величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70271–0,70433) для разных по кремнекислотности вулканитов Курильской ОД (как лав, так и их минералов-вкрапленников) не выявлены [Виноградов, Вакин, 1983; Волынец и др., 1988]. В то же время, здесь проявлена статистически значимая поперечная изотопная зональность, от фронта к тылу выражающаяся уменьшением величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5) и ϵNd (от 9–10 до 7–8). При этом, если сравнение значений $\epsilon^{18}\text{O}$ для лав вулканов тыловой и фронтальной зон как Курильской, так и Японской [Matsuhisa, 1979; Matsuhisa, Kurasawa, 1983] островных дуг различия не показало, то по содержанию

^{10}Be в них отмечается разнонаправленная поперечная зональность. Так, от фронта к тылу дуги на юго-востоке о-ва Хоккайдо в вулканитах наблюдается последовательное уменьшение концентрации ^{10}Be , а на Северных Курилах, к тыловому вулкану Чиринкотан – их относительное повышение (от $(2,6\text{--}3,4)\times 10^6$ до $6,7\times 10^6$ ат./г.).

Вдоль Курильской ОД изотопный состав Nd в лавах достаточно близок, но величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также содержания ^{10}Be (от $2,2\times 10^6$ до $7,9\times 10^6$ ат./г.) в них заметно изменяются. Минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и максимальные содержания ^{10}Be наблюдаются в лавах центра дуги (зона Броутона), а к северному и южному ее окончаниям значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах постепенно возрастают (рис. 5), а содержания ^{10}Be падают. При этом в области сочленения Курильской дуги с дугой Хонсю в вулканитах фронтальной части дуги проявлена тенденция к резкому увеличению содержания ^{10}Be [Tera et al., 1986], а дальше на юг – опять к уменьшению.

Минералогическая зональность. Основные различия в минеральных ассоциациях и в составе минералов лав разных зон ОД [Авдейко и др., 1992; Волынец и др., 1990а] про-

явлены в том, что: 1) для андезитов и дацитов фронтальной зоны характерны двупироксеновые ассоциации фенокристов, а для аналогичных лав тыловой зоны – амфибол- и биотит-содержащие; 2) среди акцессорных минералов базальты только тыловых зон содержат шпинель и циркон; 3) плагиоклазы лав фронтальной зоны более кальциевые с менее высокими концентрациями Ba, Sr, K и более высокими – Fe, чем плагиоклазы лав тыловой зоны, в которых содержание ортоклазовой молекулы более чем в 2 раза выше; 4) фенокристы клинопироксена в лавах тыловой зоны представлены обычно диопсидом и салитом, а тыловой зоны – авгитом.

Зональность по составу шлировидных включений в лавах. В кремнекислых вулканитах Курильской ОД нередки шлировидные, меланократовые, тонкозернистые включения с магматическими, но специфично «игольчатыми» структурами, известными в литературе как гомеогенные, родственные включения или автолиты [Didier, 1973]. Как следует из распределения в них K₂O (рис. 6) и других элементов [Антонов, 1993], по составу этих включений проявлена такая же четкая поперечная зональность, как и по вмещающим их вулканитам.

Зональность распределения глубинных включений в лавах. В вулканитах всех поперечных зон ОД выявлены включения кристаллических сланцев и габброидов. В то же время включения в лавах тыловой зоны представлены еще и гипербазитами, а фронтальной зоны – гранитоидами. Включения габброидов и кристаллических сланцев в вулканитах фронтальной зоны характеризуются безводными парагенезисами темноцветных минералов, а таковые тыловой зоны амфибол- и даже (сланцы) биотит-содержащими. При этом включения фронтальной зоны, как и вмещающие их вулканиты, заметно обеднены TiO₂, а также K (рис. 7), Na, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn, и обогащены Co, V, Pb, Sn [Волынец и др., 1990б].

Условия формирования вулканических образований Курильской ОД

Большинство выявленных отличительных свойств состава минералов лав тыловой зоны, по сравнению с таковыми лав фронтальной зоны, прямо коррелируются с обогащением тыловых лав K, Ba, Sr, Zr, PЗЭ, а пород основного состава – также Mg, Cr, Ti и обеднением всех пород железом.

С другой стороны, постоянное присутствие водосодержащих темноцветных минералов (амфибола и слюды) на фоне меньшей скорости увеличения значений FeO*/MgO с ростом SiO₂ в вулканических сериях тыловой зоны ОД, по сравнению с таковой фронтальной зоны, указывает не только на раннее и более значительное выделение магнетита в первом

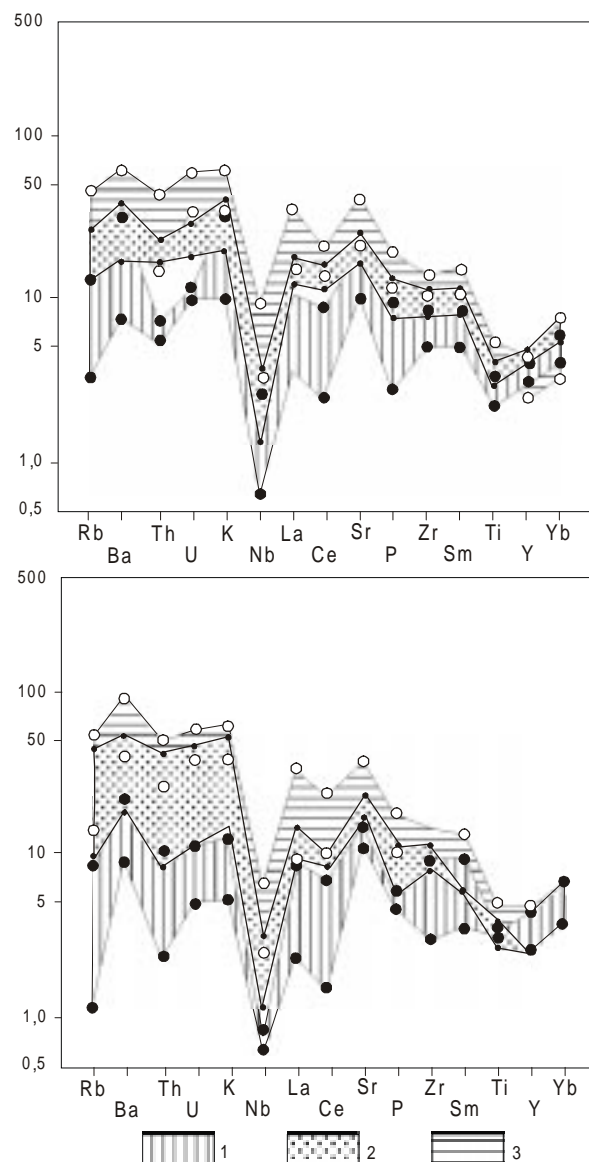


Рис. 4. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в четвертичных базальтах Курильской островной дуги.

1-3 – вулканические зоны: 1 – фронтальная, 2 – промежуточная, 3 – тыловая; I – Северные Курилы, II – Южные Курилы. Для нормирования использованы данные [Wood, 1979].

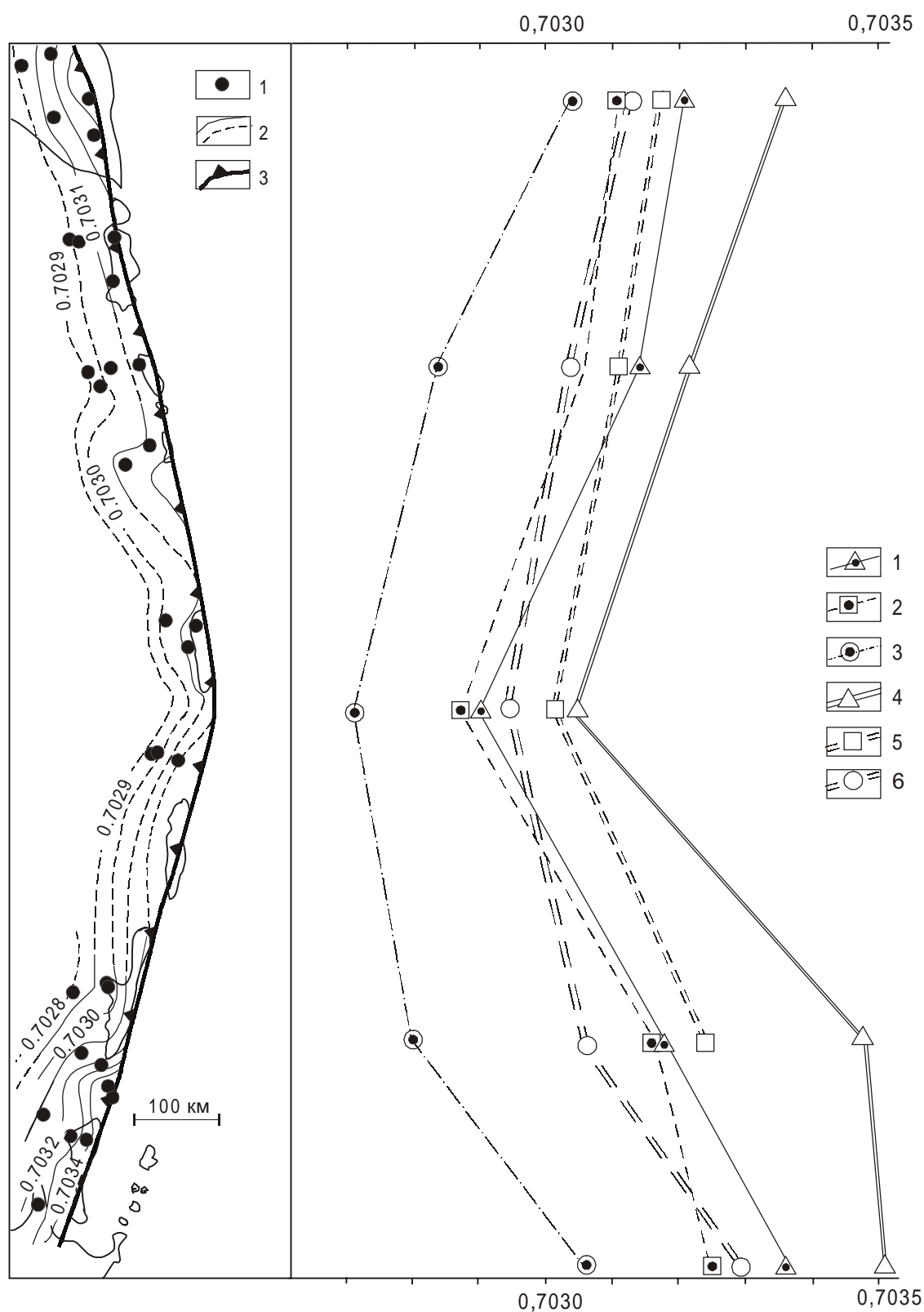


Рис. 5. Распределение величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в четвертичных лавах Курильской островной дуги.

На карте: 1 – вулканы, по которым имеются определения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в лавах; 2 – изолинии средних значений указанных величин; 3 – вулканический фронт.

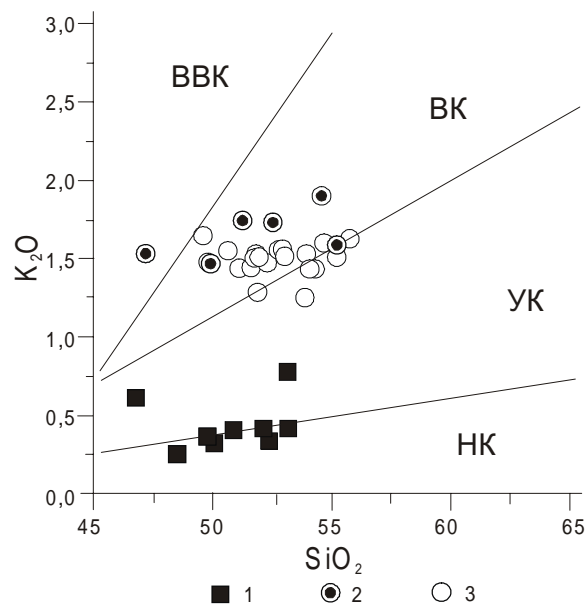
На графике: 1-3 – минимальные значения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в лавах фронтальной (1), промежуточной (2) и тыловой (3) зон; 4-6 – средние значения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в лавах фронтальной (4), промежуточной (5) и тыловой (6) зон.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

Рис. 6. Соотношение концентраций K_2O и SiO_2 в шлировидных включениях из вулканитов разных поперечных зон вулканизма Курильской ОД.

Точками на графике обозначены составы шлировидных включений из вулканитов фронтальной (1), промежуточной (2) и тыловой (3) поперечных зон вулканизма Курильской ОД.

Поля низкокальциевых (НК), умереннокальциевых (УК), высококальциевых (ВК) и весьма высококальциевых (ВВК – шошонит-латитовая серия) вулканитов на графике даны в соответствии с [Pescillo, Taylor, 1976].



случае, но и на то, что магматические образования в тыловой зоне ОД формировались при больших значениях f_{O_2} (примерно на 1,0-1,5 порядка выше [Вольнец и др., 1990a]) и X_{H_2O} . Об этом же свидетельствуют: ранее отмеченное увеличение степени окисленности железа; более высокий темп уменьшения концентраций TiO_2 от основных пород к кислым; более низкие ликвидусные температуры кристаллизации плагиоклаза, а также отсутствие характерных для толеитов фронтальной зоны железистых субкальциевых авгитов и пижонитов в основной массе в лавах тыловой зоны. При этом наши модельные расчеты [Авдейко и др., 1992] показали, что разные по кремнекислотности лавы обеих зон ОД могут быть связаны друг с другом как с помощью механизма кристаллизационной дифференциации с участием в кумулусе магнетита, так и механизма смешения контрастных по составу магм.

Скорее всего, наглядным подтверждением частичного смешения контрастных магм здесь может являться и широкое проявление в салических вулканитах шлировидных включений типа автолитов, детально рассмотренных нами ранее [Антонов, 1993]. При этом было показано, что эти включения оказались в относительно кремнекислом расплаве не как твердые обломки ранних лав, а как взаимодействующие с ним маловязкие жидкости основного состава. В зависимости же от степени этого взаимодействия, а также от того, насколько быстро потом произошло извержение магм на земную поверхность, в составе вулканических продуктов можно ожидать появления либо

«чистых» высококремнистых, либо гетеротакситовых полосчатых, либо гомогенных гибридных пемз, а затем и разной степени гибридности состава лав и экструзий. Среди последних же проявляются либо гетерогенные дацитовые и андезит-дацитовые образования с массой шлировидных включений, либо гомогенные андезиты, часто в весьма крупных объемах.

Скорее всего, именно о процессах смешения магм свидетельствуют и следующие свойства вулканитов: а) наличие в некоторых андезитах и дацитах ОД обратной зональности кристаллов ортопироксена и плагиоклаза с обогащением микролитов по сравнению с вкрапленниками соответственно Mg и Ca; б) присутствие в вулканитах неравновесных кварц-оливиновых ассоциаций вкрапленников, а также резко различных по составу генераций вкрапленников плагиоклаза; в) нередкое формирование в пределах вулканов гетеротакситовых лав и пемз (с резко различным составом полос); г) проявление чуть ли не на большинстве вулканов толеитовых (мафических), промежуточных (средних) и известково-щелочных (салических) образований и т.д.

При этом нередко значительное превышение объемов кислых и средних магм относительно базитовых на многих кальдерных вулканах и слабо проявленная поперечная зональность по содержаниям суммы щелочей в рядах дацит-риолитовых серий вулканов Курильской ОД противоречат их образованию за счет кристаллизационной дифференциации мафических магм. Это приводит к выводу, что кислые магмы здесь во многих случаях, ско-

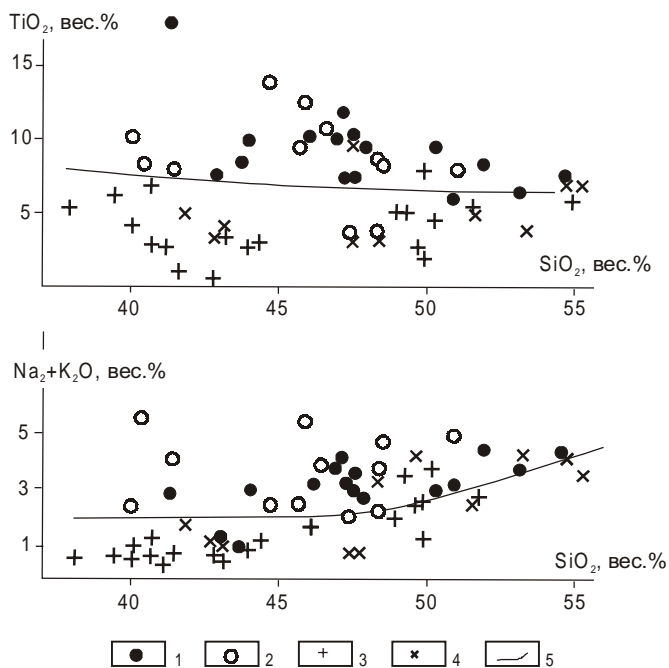


Рис. 7. Соотношение концентраций щелочей и титана с кремнеземистостью в габброидах и метаморфических образованиях включений из четвертичных лав различных поперечных зон вулканизма Курильской ОД.

1-2 – включения в лавах фронтальной, 3-4 – тыловой зоны; 5 – линия, разграничивающая поля состава включений из вулканитов разных вулканических зон. 1, 3 – габброиды; 2, 4 – метаморфические породы.

рее всего, представляют собой продукты самостоятельных коровых выплавов, обусловленных внедрением в земную кору мафических расплавов, что соответствует и мнению других исследователей [Жариков и др., 1990; Фролова и др., 1989]. К тому же коровый субстрат в пределах всего данного региона изначально был, по-видимому, близким по составу, но в связи с внедряющимися в кору тыловой зоны ОД высокощелочными базальтовыми магмами он мог в разной степени несколько преобразовываться за счет привноса калия.

Природа зональности Курильской островной дуги и проблема островодужного магматизма

Переходя к проблеме происхождения зональности Курильской ОД, подчеркнем основные ее свойства в соотношении с такими другими типами тектоно-магматических структур мира.

Так, для всех вулканитов Курильской ОД характерны, прежде всего, высокая глиноземистость и низкая титанистость с соответствующей спецификой распределения некогерентных элементов, четко фиксирующейся на графиках концентраций гигромагматофильных редких элементов, нормированных по недеплетированной мантии (рис. 8). На этих же графиках видно, что, несмотря на существенное увеличение содержаний большинства этих эле-

ментов в курильских лавах от фронтальной к тыловой зоне, главные их особенности, т.е. однозначный наклон вещественных трендов с резким минимумом по Nb и максимумом по Sr, сохраняются, хотя от фронта к тылу дуги наклон трендов несколько возрастает, а величина аномалий уменьшается.

Вместе со всеми вышеотмеченными типами поперечной зональности вулканизма, спецификой состава вулканитов, а также наличием в пределах Курильской ОД наклонной под континент сейсмофокальной зоны Беньоффа, данные свойства, хотя и имеют некоторые региональные особенности, являются родственными для всех островных дуг западной части Тихого океана, а также для запада Южной Америки [Sakuyama, 1979; Whitford et al., 1979; Gill, 1981; Пополитов, Волынец, 1981; Yoshida et al., 1982; Kushiro, 1983; Hickey et al., 1986], заметно отличаясь от большинства внутриконтинентальных типично рифтогенных магматических структур. К последним обычно относят и зоны задугового спрединга (типа Курильской котловины [Гнибиденко, 1979]). При этом, несмотря на то, что величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в островодужных лавах и вулканитах окраинных морей спредингового типа очень близки (в среднем 0,7030 [Журавлев и др., 1985; Шараськин, 1987; Волынец и др., 1988]), среди последних развиты только базальты, их состав изменяется от низкой до высокой щелочности, а в их субщелочных разностях, хотя Nb(Ta)-минимум ино-

гда наблюдается, но Sr-максимум отсутствует. В тыловой же зоне Курил присутствуют только высоко- и умереннощелочные породы, причем от базальтов до риолитов.

Здесь же важно подчеркнуть, что в отличие от Курильской и других молодых островных дуг (где тыловая зона вулканизма обычно находится под водой и трудна для изучения) вещественная зональность соответствующего временного цикла в самой дальней тыловой зоне магматизма – на Камчатке и на западе Южной Америки начинается проявлением именно типично рифтогенных щелочных базальтов [Вольнец и др., 1986; Перепелов, 1989; Вольнец, 1993].

Но в чем же причина специфики состава вулкаников Курильской и других островных дуг, а также проявленной в них на всех уровнях зональности магматизма? Одним из объяснений этого может служить неоднородность по составу источника магмогенерации в этих структурах [Журавлев и др., 1985; Авдейко и др., 1986; Авдейко, 1989], связанная с изменением роли одной или нескольких составляющих в балансе плавящихся масс «многокомпонентного» источника: мантии над сейсмофокальной зоной, фундамента островной дуги, морской воды, а также нередко предполагаемого материала субдуцируемой океанической плиты (осадки и породы второго слоя океанической коры).

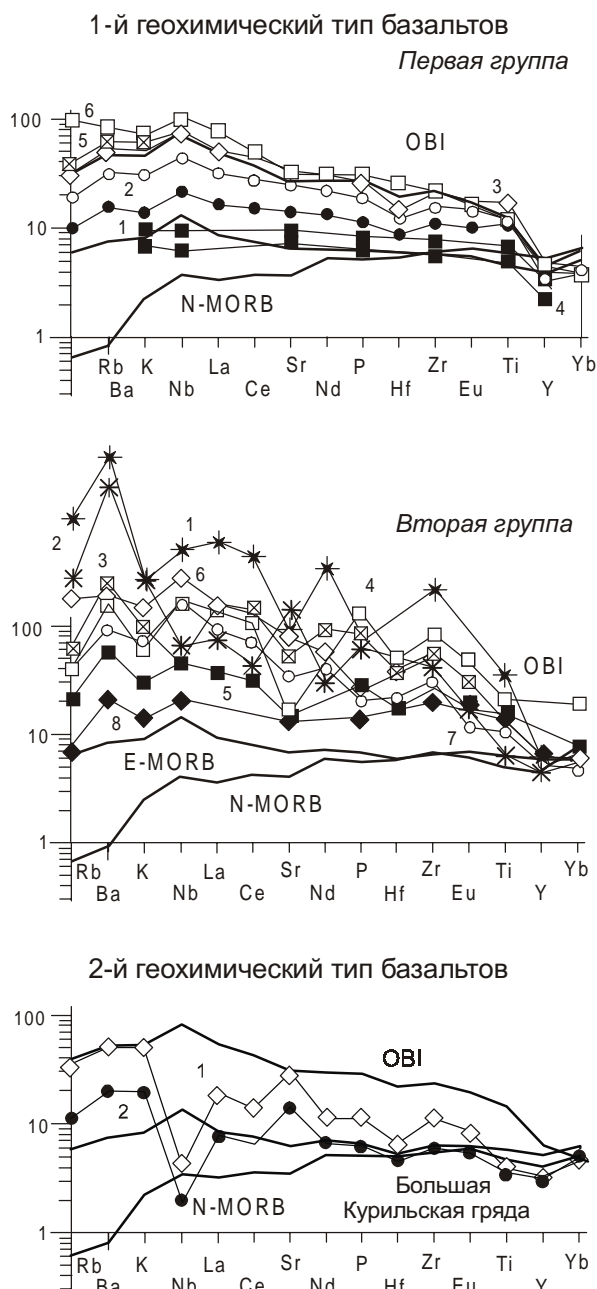
Учитывая крайне низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0,7030) в четвертичных магмах Курильской ОД, пока вряд ли можно говорить о существенной роли в их формировании меланократового корового докайнозойского фундамента, подобного известному на Восточной Камчатке [Авдейко и др., 1992]. При этом выявление разнонаправленной поперечной зональности по Ve^{10} в вулканиках Курило-Японской островодужной системы, весьма низкие содержания этого изотопа в вулканиках фронтальной зоны Курил, а также сделанные нами прямые расчеты [Авдейко и др., 1992] показали и не-

Рис. 8. Обобщенная Spider-диаграмма геохимических типов базальтов мира.

1-й геохимический тип базальтов. Первая группа. Kz толеитовые (1), субщелочные (2), щелочные (3), базальты и низкощелочные пикриты (4) Гавайского хребта [Петрологические..., 1996], а также щелочные базальты Чукотки (5) и Вьетнама (6) [Колосков, 1997].

Вторая группа. Mz лампроиты Алданского щита (1) и Австралии (2) [Джейкс и др., 1989; Владыкин, 1997], Mz щелочные базальты Восточного Забайкалья (3) [Казимировский, 1994], Kz щелочные (4) и низкощелочные (5) базальты Снейк-Ривер США [Leeman, Vitaliano, 1976], щелочные (6), субщелочные (7) и низкощелочные (8) базальты трапповой стадии Восточно-Африканского рифта [Альмухамедов и др., 1985].

2-й геохимический тип базальтов. Средние субщелочные (1) и низкощелочные (2) базальты тыловой и фронтальной зон Kz вулканизма Курильской ОД.



возможность участия значительных объемов осадков в ходе субдукции океанического дна под Азиатский континент (его возможная доля не выше 4 %, в среднем 2 %).

Здесь же заметим, что величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах о-ва Итуруп и п-ова Камчатка варьируют в интервале 0,7033-0,7066, а величины Sr/Nd в них такие же, как в морской воде [Виноградов, Вакин, 1983; Знаменский, Журавлев, 1988]. Следовательно, в процессе изменения такими термальными водами пород, вмещающих магматические резервуары, в них может происходить повышение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ неизменных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Соответственно, некоторое повышение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах Северных и Южных Курил, происходящее на фоне постоянных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, указывает на вероятную контаминацию магматических расплавов стронцием морской воды. Учитывая же маловероятность взаимодействия магмы и больших объемов морской воды при относительной «сухости» расплавов фронтальной зоны ОД, можно допустить, что отчасти повышение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах к северу и югу ОД обусловлены локальной ассимиляцией магмами гидротермально измененных коровых пород, вмещающих обычные для Камчатки и Курил [Балеста, 1981] промежуточные и близповерхностные магматические резервуары.

Малый вклад корового материала и осадков в формирование четвертичных вулканитов Курильской ОД позволяет полагать, что ее вещественная зональность может быть связана с большей степенью переработки мантийного субстрата расплавами и флюидами во фронтальной, по сравнению с тыловой зоной дуги. Сторонники теории плейт-мобилизма высказывают по этому поводу два предположения. Первое из них основывается на весьма спорном представлении о большей длительности вулканизма во фронтальной зоне Курильской дуги, чем в тыловой [Kimura, 1986; Onuma et al., 1983]. Но в результате длительного деплетирования фронтального мантийного резервуара в более молодых вулканитах следует ожидать понижения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а не наоборот, что наблюдается в действительности. Второе предположение связывается с более значительным влиянием флюидов, выделяющихся при дегидратации субдуцируемой океанической плиты (а также мантийного клина) именно во фронтальной зоне, где их состав

наиболее близок к составу морской воды [Пополитов, Волюнец, 1981; Honda S., Uyeda, 1983; Tatsumi et al., 1986]. При этом предполагается [Tatsumi et al., 1986], что при дегидратации пород субдуцируемой океанической плиты вместе с водой выносятся Cs, Rb, Ba, K, Sr, La, Sm, Tb, Y, Yb, в соответствующей степени обогащающие источники островодужных магм. К этому добавим, что наличие Nb-минимума в островодужных вулканитах понимается не только в связи с тем, что Nb не добавляется в выплавки за счет флюидов, но и с сохранением в источнике (в силу повышенных там $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{O_2} [Gill, 1981]) окисных Ti-фаз – главных концентраторов ниобия [Wood, Banno, 1973]. В силу же того, что длина пройденного флюидами пути до области плавления в тыловой зоне больше, соответственно, и содержание экстрагируемых из мантии некогерентных элементов во флюиде, участвующем в плавлении, там выше, чем во фронтальной зоне.

В то же время, все рассмотренные выше варианты формирования вещественной зональности в островных дугах имеют немалое количество пунктов, не поддающихся объяснению, что нередко отмечается и самими последователями плейт-мобилистской теории. Так, например, по мере протекания отмеченных процессов в тыловой зоне ОД должно происходить быстрое (за 1,5-2,0 млн. лет) истощение некогерентными элементами и источника, и магматических выплавов [Авдейко, 1993]. Но этого не наблюдается, и в субдукционных зонах приходится предполагать воздействие какой-то гипотетической сильно выраженной конвекции. Совсем неясным выглядит тот факт, что во фронтальной зоне, где флюидов в очагах магмообразования, казалось бы, должно быть больше, в лавах и включениях наблюдаются ассоциации безводных темноцветных минералов, а в тыловой зоне – водосодержащие ассоциации с амфиболом и биотитом. В соответствии с этим, приходится выдвигать такие малоубедительные предположения, что все родоначальные магмы островных дуг образуются при повышенных давлениях воды, но во фронтальной зоне они наиболее осушаются в близповерхностных магматических очагах [Kushiro, 1983; Фролова и др., 1985]. Кроме того, кажется недостаточно ясным и предположение о проявлении Nb-минимума в островодужных магмах в связи с сохранением в источнике реститовых окисных Ti-фаз, обус-

ловленных повышенными значениями R_{H_2O} и f_{O_2} , так как выплавление совершенно аналогичных по петрохимическому составу (но без Nb-минимума) магм в типично рифтогенных структурах также происходит при повышенных значениях этих параметров.

Особо подчеркнем, что среди подобных необъяснимых фактов оказался и полученный нами вывод в отношении происхождения магм в пределах Малой Курильской гряды, которые, несмотря на явно островодужные свойства состава и зональное расположение разных по щелочности вулканитов, формировались именно в рифтогенной обстановке [Антонов, 2004].

Начиная с работ Куно, многие исследователи для объяснения разницы в степени редкоэлементного обогащения лав различных зон островных дуг используют представление о различной степени плавления однородного мантийного источника [Myashiro, 1974; Sakuyama, 1979], когда лавы тыловых зон ОД, обогащенные литофильными редкими элементами, образуются при меньшей степени частичного плавления этого источника, чем лавы фронтальных зон, обедненные этими элементами. Однако сейчас установлено, что лавы тыловых зон ОД (Японии, Курил) в целом имеют более высокую магнезиальность и обогащены тугоплавкими элементами группы железа – Cr и Ni [Абдурахманов, Федорченко, 1983; Kushiro, 1983; Авдейко и др., 1986]. Для объяснения этого феномена и с учетом того, что в сравнении с тыловой зоной ОД в ее фронтальной зоне проявлен больший объем вулканитов с большей плотностью первичных высокомагнезиальных базальтовых расплавов, а ультраосновные включения присутствуют исключительно в тыловой зоне и т.д., И. Куширо предположил, что образующиеся при большей степени частичного плавления мантийного источника толеитовые магмы фронтальных зон островных дуг до излияния на поверхность сильно дифференцируются, тогда как субщелочные магмы тыловых зон достигают поверхности без существенного фракционирования и более быстро.

На наш взгляд, имеющиеся данные позволяют согласиться с точкой зрения И. Куширо. Заметим лишь, что, несмотря на существенное обеднение базальтов фронтальной зоны ОД относительно тыловой калием и литофильными редкими элементами, а также большей их дифференцированностью, средние

содержания SiO_2 (51,26 и 50,76 %), MgO (4,7 и 5,5 %), TiO_2 (0,8 и 0,9 %) и Al_2O_3 (18,7 и 18,1 %) в них, при общей повышенной кремнеземистости и глиноземистости, изменяются слабо. Соответственно можно полагать, что степень дифференцированности первичных магм была значительной по всей ОД и лишь немного пониженной в тыловой зоне. Это и обусловило там отличие составов базальтов по отмеченным петрохимическим параметрам. Скорость же подъема магм в этих зонах хотя, по-видимому, и различалась, но не сильно.

Таким образом, интерпретация результатов детального петролого-геохимического исследования магматических пород Курильской ОД с позиций наиболее используемой сейчас плейт-мобилистской теории выявила значительное количество сложностей и противоречий, что неоднократно отмечается и другими исследователями. Главной же сложностью оказалось то, что ни вариации состава магматических пород, ни отчетливая по ним геохимическая зональность в различных структурах не могут служить универсальными критериями отнесения их формирования к таким контрастным обстановкам, как рифтогенез или субдукционное сжатие. Именно поэтому, для объяснения возникновения структур подобных Курильской ОД, в настоящее время все чаще предлагаются иные модели, хотя в основном они представляют собой попытки совместить основные положения теории плейт-мобилизма с недавно появившейся теорией глубинной плюмовой геодинамики [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. В своей работе мы пошли еще дальше и попытались объяснить происхождение островных дуг и всех остальных тектоно-магматических структур с единых позиций «мантийного диапиризма», что и предлагается ниже.

Для поставленной цели нами было проведено детальное петролого-геохимическое сопоставление магматических образований более 50 регионов магматической активности (прежде всего области фанерозойского магматизма Сибири, Дальнего Востока, Монголии и всего Тихоокеанского пояса, включая Курильскую ОД и т.д.), формировавшихся во всех основных типах геодинамических обстановок [Антонов, 2002, 2004]. При этом магматические образования структур, где отсутствовали наклонные сейсмофокальные зоны, в том числе океанических островов (обусловленных «горячими точками»), рассматривались как продук-

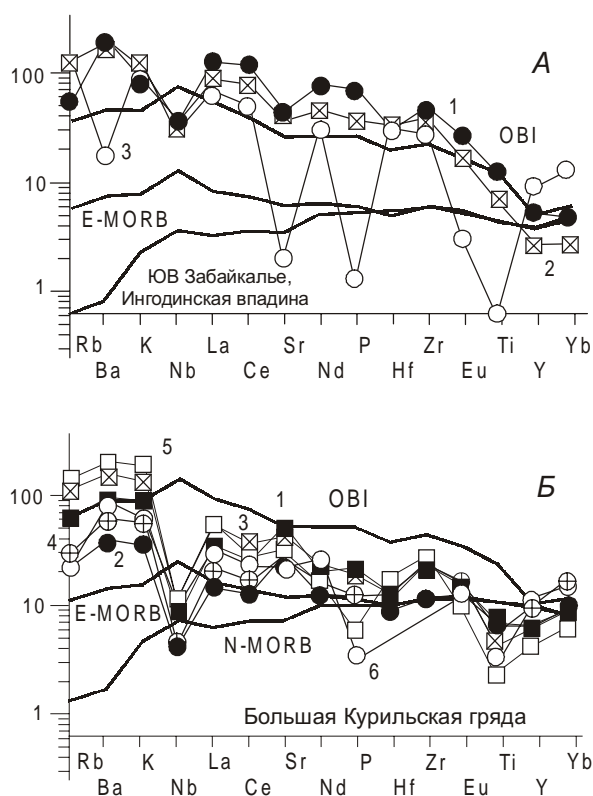


Рис. 9. Обобщенная Spider-диаграмма геохимических типов базальтов, андезитов и риолитов мира.

А. Мз трахибазальты (1), трахиандезиты (2) и трахириолиты (3) [Казимировский, 1994].

Б. Средние соответственно высоко- и низкощелочные четвертичные базальты (1, 2), андезиты (3, 4) и риолиты (5, 6) тыловой и фронтальной вулканических зон Курильской ОД.

ты 5 типов «рифтогенных» структур в соответствии с недавними плейт-мобилистическими классификациями [Волынец, 1993; Колосков, 1997; Ярмолюк, Коваленко, 1991].

В ходе данного сопоставления выявилось, что для магматических процессов соответствующего возрастного цикла всех типов достаточно развитых магматических структур мира имеется целая серия важнейших общих признаков: 1) в различной степени проявленная совокупность и высокощелочных, и низкощелочных серий базальтов близкой кремнеземистости; 2) соответствие самых ранних магматических образований в основном именно наиболее высокощелочным базитовым магмам (что не всегда доказано для островодужных структур, но следует из данных по Камчатке [Волынец и др., 1986; Перепелов, 1989; Волынец, 1993]); 3) соответствие минимального объема базальтов в регионах с проявлением их полного ряда по щелочности именно щелочным разностям, а максимального – самым низкощелочным толеитам на фоне все увеличивающегося растрескивания земной коры; 4) проявление в высокощелочных базальтах в основном идентичного набора ксенолитов гипербазитов.

Здесь же подчеркнем, что весь набор этих общих свойств оказался в полном соответ-

ствии с экспериментально обоснованной моделью магматизма, обусловленного вертикальным подъемом из мантии высоконагретого и разуплотненного вещества диапиров [Альмухамедов и др., 1985; Кадик и др., 1990] или «плюмов» [Добрецов, Кирдяшкин, 1994], часто убедительно фиксирующихся во многих регионах геофизическими методами. При этом, по данной модели все мафические магмы должны выплавляться при различных степенях плавления только из вещества диапиров, а их составы не зависят от состава земной коры.

С другой стороны, очевидно, что для эволюции рассмотренных структур часто имеются и явные различия, включая наличие или отсутствие в них наклонных сейсмофокальных зон, островных дуг, различные вариации состава продуктов вулканизма и т.д. Последнее наглядно следует из нашей представительной геохимической типизации пород помощью «spider-диаграмм» [Holm, 1985] (рис. 8, 9), на которых ассоциации трендов, нормированных по первичной мантии составов изученных магматических пород, сопоставлены с лишними аномалий «эталонными» трендами базальтов разной щелочности, сформированных в главных типах рифтогенных структур.

Соответственно, среди ассоциаций базальтов выявлено 2 геохимических типа (рис. 8).

К первому геохимическому типу ассоциаций базальтов относятся те, все тренды которых на «spider-диаграммах» оказались параллельными «эталонным». При этом по степени насыщенности некогерентными элементами в этих базальтах наблюдается настолько существенная градация, что их удобно подразделить еще на 2 группы.

В первую геохимическую группу этого типа следует выделить ассоциации базальтов, у которых тренды «инициальных» щелочных

разностей практически совпадают с «эталонным» трендом ОІВ. Характерно, что в эту группу попали составы только самых низкокремнеземистых и именно позднекайнозойских базальтов, причем и из «типичных» океанических горячих точек типа Гавайской, и из окраинно-континентальных рифтогенных структур типа Чукотской, Вьетнамской, и из внутриконтинентальных рифтов в районе Байкало-Становой зоны.

Ко второй геохимической группе ассоциаций базальтов можно отнести все остальные их ассоциации этого типа, у которых тренды щелочных базальтов располагаются выше «эталонной» линии ОІВ. Эти «обогащенные» базальты обычно также развиты в типично «рифтогенных» структурах, но по большей мере в наиболее древних, хотя иногда проявляются и в позднекайнозойских структурах. Особо отметим, что именно в эту группу попадают **лампроиты** и **кимберлиты**, всегда максимально обогащенные некогерентными элементами.

Второй геохимический тип ассоциаций базальтов объединяет в себе лишь низко- и субщелочные разности, которые в целом обеднены некогерентными элементами. Это выражается в общем угловом отклонении трендов их составов от «эталонных», причем для субщелочных базальтов в области содержания К, Rb, Ва они обычно располагаются выше линии ОІВ, а вся оставшаяся их часть – ниже. Все эти базальты являются низкотитанистыми с четким Nb-минимумом и Sr-максимумом, наиболее резко выраженными в низкощелочных базитах и слабее – в субщелочных. Развиты данные образования в основном на краю континентов с наклонными сейсмофокальными зонами. Здесь же еще раз отметим, что на самых ранних стадиях магматизма в самом тылу некоторых подобных структур (Южная Америка и Восточная Камчатка) имеются и щелочные базальты, но они относятся к 1-му, типично «рифтогенному» геохимическому типу.

В большинстве структур вместе с базальтами в разной степени проявлялись и салические коровые магмы, почти отсутствующие лишь в связи с базитами 1-й группы 1-го геохимического типа. При этом, хотя в составах салических магм конкретных структур часто отмечаются значительные различия, главные их свойства оказались в хорошем соответствии с составами близких по возрасту базальтов (рис. 9). Так, среди риолитов также выделяют-

ся 2 основных геохимических типа, и к первому относятся риолиты типично «рифтогенных» структур. Все тренды их составов, при некоторых локальных отклонениях, параллельны трендам «эталонных» базитов, а тренды щелочных риолитов располагаются выше линии ОІВ. В регионах же с наклонными сейсмофокальными зонами большинство салических образований относится ко второму «деплетированному» геохимическому типу, чьи тренды составов параллельны таковым «островодужных» базальтов, а тренды субщелочных риолитов расположены в основном ниже линии ОІВ.

Таким образом выявлено, что если состав самых ранних щелочных базальтов всех типов структур всегда близок и относится только к 1-му геохимическому типу, то все более поздние и менее щелочные базальты (а также и весь ряд более кремнеземистых магм) могут эволюционировать в 2-х основных направлениях, т.е. либо по «изначальному» пути разностей 1-го «обогащенного» геохимического типа, образующихся в типично «рифтогенных» обстановках, либо по более сложному пути, когда на все большем удалении от проявления щелочных базальтов постепенно формируются все более «обедненные» и менее щелочные магматические образования 2-го геохимического типа, свойственные структурам с наклонными сейсмофокальными зонами.

К этому же добавим, что с позиций вышеотмеченной диапировой модели данные отличительные свойства магматических структур объяснить не представляется возможным.

Но справедливо ли в имеющейся ситуации вообще отказываться от диапировой модели?

На наш взгляд, нет, но для ее применения следует использовать не тот вышеотмеченный, явно упрощенный и «идеальный» вариант [Альмухамедов и др., 1985; Кадик и др., 1990], а предлагаемый нами существенно более расширенный вариант (рис. 10), по которому предполагается возможность проявления несколько различающейся конфигурации диапиров, с различной скоростью их подъема, а также с различной степенью участия в магматическом процессе не только вещества мантийного диапира, но и вмещающих его толщ (что признается сейчас большинством исследователей).

Так, различная конфигурация диапиров, судя по [Подгорный, 1999], выявляется при плотностном моделировании регионов, пока-

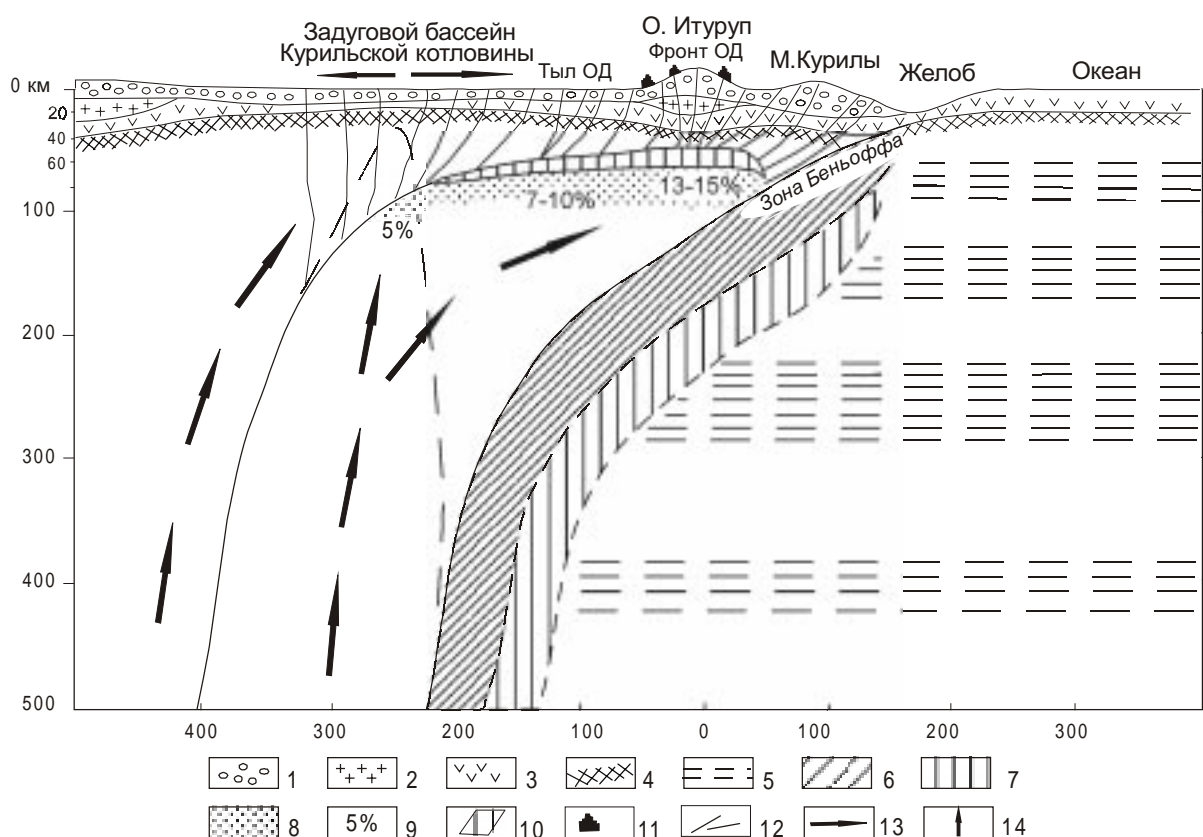


Рис. 10 Схематический глубинный разрез вкрест простирания южной части Курильской островной дуги и ее предполагаемая геодинамика (с использованием данных [Тараканов, 1981]).

1 – слой осадочных и вулканогенно-осадочных пород; 2 – гранитный слой; 3 – базальтовый слой; 4 – граница земной коры; 5 – астеносферные слои пониженной скорости сейсмических волн; 6 – фокальная зона землетрясений; 7 – слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн; 8 – зоны частичного плавления мантийного диапира; 9 – предполагаемая степень частичного плавления исходного вещества; 10 – предполагаемый объем выплавок; 11 – излившиеся базальты и вулканические постройки; 12 – тектонические зоны; сопутствующие растяжению; 13 – ориентировка растягивающих напряжений; 14 – направление движения мантийного диапира и магмогенерирующей области.

завшем, что верхняя часть диапиров, оказавшаяся в наименее однородных толщах, может значительно отклоняться от вертикали. Значительные объемы силикатических магм и высокая дифференцированность всей магматической ассоциации, часто соответствующие и типично «рифтогенным» структурам с базитами как 2-й группы 1-го геохимического типа, так и 2-го геохимического типа, наиболее просто интерпретируются в связи с минимальной скоростью подъема в них мантийного диапира. Отсутствие этих признаков наряду с проявлением базальтов 1-й группы 1-го геохимического типа указывает на максимальную скорость подъема диапира в регионе. Уменьшение же скорости вертикального подъема диапира должно способствовать не только выплавке «обо-

гащенных» базальтов и заметному переплавлению вмещающих диапир толщ, но и максимальному флюидно-метасоматическому обогащению базальтов некогерентными элементами на протяжении всей длительности этого процесса плавления, в том числе большему, чем у смежных с ними выплавок из диапира (т.к. степень их частичного плавления будет либо равной, либо меньшей). Именно это должно отразиться и на суммарном составе базальтовых выплавок, соответствующих максимально «обогащенным» разностям 2-ой группы 1-го геохимического типа, а также кимберлитам и лампроитам (рис. 8).

В то же время, значительное отклонение оси подъема диапира от вертикали (рис. 10) должно приводить: а) к мощным эдукционным

процессам [Чудинов, 1985] выдвигания глубинного материала (приводящего к некоторому надвику [Петрологические..., 1996] на океанические осадки и полосовые магнитные аномалии, часто используемые для доказательства «субдукционных процессов» в подобных структурах; б) к односторонней вещественной зональности базальтового магматизма; в) к резкому уменьшению вертикальной составляющей скорости подъема диапира и, в связи с этим, к: г) резкому увеличению в составе выплавок вещества вмещающих диапир толщ. При этом данные вмещающие толщи скорее всего уже изначально были деплетированы в отношении Ti, Nb(Ta) и характеризовались несколько повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а в их составе проявлялись и плагиоклазосодержащие гипербазиты и пироксениты, скорее всего и обусловившие появление в суммарных выплавках Sr-максимумов. По мере же все большего удаления от главной оси диапира, контролирующей основной подток флюидных компонентов, во вмещающих диапир породах должно наблюдаться все большее относительное обеднение некогерентными элементами. Это же отразится и на суммарном составе как базитовых, так и коровых выплавок, который должен иметь «деплетированную» специфику. Именно эта ситуация вместе с появлением различно деплетированных магматических образований 2-го геохимического типа и проявляется в «островодужных» и подобных им структурах. «Диапировая» же причина их происхождения подтверждается и отсутствием на некоторых участках кайнозойской Андийской окраины сейсмофокальной зоны, что может фиксировать воздымание здесь нескольких мантийных диапиров.

Использованная диапировая модель не противоречит данным глубинной сейсмотомографии. При этом «под прикрытием» пологонаклоненного диапирового тела, затрудняющего равномерный сброс летучей фазы от диапиров снизу, имеется наилучшая возможность многократно возобновляющегося накопления и сброса летучих. Это вызывает и землетрясения разной мощности и уровня заложения, фиксирующиеся в подобных структурах в виде наклонных сейсмофокальных зон Бенъоффа, реальность чего отражена в публикациях [Карпов и др., 1998; Зубков, 2000]. К тому же, на наш взгляд, при использовании именно диапировой модели появляется наиболее реальная

возможность подойти к проблеме происхождения и эволюции астеносферных слоев планеты, а также более глубокому пониманию процессов магматической рудогенерации и, соответственно, проблемы источников рудного вещества.

Таким образом, в четвертичных вулканах Курильской ОД, впервые с учетом практически всех ее подводных вулканов, доказана и детально охарактеризована как четкая поперечная, так и менее четкая продольная вещественная зональность, выявленная по геохимическим, изотопным и минералогическим критериям лав и составу выносимых ими включений. Особенности состава вулканитов соответствующих дифференциальных серий определяются физико-химическими условиями генезиса первичных магм, а также их дифференциацией и смешением.

Выявленная зональность позволяет полагать, что выплавление вначале близких по составу высокощелочных базитовых магм, а затем все более значительных объемов базальтовых магм уменьшающейся щелочности, вплоть до низкощелочных, является важнейшим общим свойством тектоно-магматической эволюции всех типов долгоживущих фанерозойских структур Земли, которое дает основание предполагать для нее универсальность геодинамического механизма. При этом разнообразие составов всей ассоциации магматических пород различных типов структур в меньшей степени ассоциируется со строением и составом первичного корового и мантийного субстрата регионов, но наиболее четко – с различными параметрами воздымающихся здесь мантийных диапиров высоконагретого разуплотненного вещества, т.е. их величиной и скоростью воздымания, уровнем поднятия и углом наклона, а также вызванного ими плавления в различной степени преобразованного вмещающего диапир субстрата. Максимальный угол отклонения в верхней части оси подъема диапиров соответствует типичным островодужным структурам и активной Андийской континентальной окраине обрамления Тихого океана.

Список литературы

Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 10-24.

- Авдейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 5. С. 1196-1200.
- Авдейко Г.П.* Подводный вулканизм островных дуг. Автореф. докт. дисс. Москва, 1993. 66 с.
- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др.* Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 4. С. 958-961.
- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др.* Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм: эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986. С. 153-169.
- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др.* Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Бондаренко В.И. и др.* Поперечные вулканические зоны Курильской островной дуги // Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. междунар. симп. М., 1983. С. 60.
- Альмухамедов А.И., Кашишцев Г.Л., Матвеев В.В.* Эволюция базальтового вулканизма Красноярского рифта. Новосибирск: Наука, 1985. 182 с.
- Антонов А.Ю.* Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 20-32.
- Антонов А.Ю.* Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 62-75.
- Антонов А.Ю.* Геохимия фанерозойских магматических образований Земли и мантийный диапиризм // Геохимия и петрология магматических процессов. Мат-лы науч. чтений М.Н. Захарова. Иркутск: Изд-во Иркутского госуниверситета. С. 11-14.
- Антонов А.Ю.* Геохимия и петрология фанерозойских магматических образований, различные геодинамические обстановки магматизма и мантийный диапиризм. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 2004. 48 с.
- Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др.* Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36-55.
- Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Королева Г.П. и др.* Золото в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 19-29.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Виноградов В.И., Вакин Е.А.* Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 4. С. 965-968.
- Владыкин Н.В.* Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 123-136.
- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. докт. дисс. Москва, 1993. 67 с.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 19-27.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др.* Минералогическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги: ассоциации минералов, вариации состава, условия кристаллизации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 29-44.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др.* Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 43-58.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Антитин В.С.* Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 10-17.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Джейкс А.Л., Луис Д.Д., Смит К.Б.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 1994. 300 с.
- Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголенов М.В.* Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинного флюида // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 462-465.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др.* Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Геохимия. 1985. № 12. С. 1723-1736.
- Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.П.* Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 185-188.
- Знаменский В.С., Журавлев Д.З.* Об источниках катионов термальных вод Южных Курильских островов (с учетом изотопно-геохимических данных по R3Э и O) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 33-45.
- Зубков В.С.* К вопросу о влиянии углеродно-неорганического флюида на глубинную геодинамику и процессы в литосфере // Вестник Иркутского государственного университета. Гео. № 2. Геохимические процессы и полезные ископаемые. Иркутск, 2000. С. 9-28.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Латин И.В.* Физи-

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

ко-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.

Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 40-49.

Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 754-762.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Колосков А.В. Петролого-генетические корреляции ультраосновных включений и вмещающих вулканитов зоны перехода Тихий океан – Азиатский континент. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1997. 50 с.

Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Нэмо III (о-в Онекотан, Северные Курилы): строение, ^{14}C -возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных продуктов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32-52.

Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1989. 26 с.

Петрологические провинции Тихого океана / Говоров И.Н. и др. М.: Наука, 1996. 444 с.

Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая). Автореф. канд. дисс. Хабаровск, 1999. 27 с.

Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Геохимия микроэлементов в четвертичных вулканиках Курильской гряды // Радиоактивные элементы. Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 81-97.

Тараканов Р.З. Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ, 1981. С. 53-66.

Цветков А.А., Гладков Н.Г., Вольнец О.Н. Проблема субдукции и изотоп ^{10}Be в лавах Курило-Камчатской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1220-1225.

Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1985. 248 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.

Шараськин А.Я. Общая характеристика глубоководных котловин окраинных морей // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 246-262.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile island-arc volcanism: structural and petrological aspects // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 271-287.

Didier J. Granites and their enclaves. Amsterdam: Elsevier, 1973. 393 p.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.

Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B6. P. 5963-5983.

Holm P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chem. Geology. 1985. V. 51. P. 303-323.

Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones – a review and preliminary on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: Physics and tectonics. Tokyo: TERRAPUB, 1983. P. 117-140.

Kimura G. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kurile arc // Geology. 1986. V. 14. P. 404-407.

Kushiro I. On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 435-447.

Leeman W.P., Vitaliano C.J. Petrology of McKinney basalt, Snake River Plane, Idaho // Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. P. 1777-1792.

Matsuhisa Y. Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from east Japan Islands and their bearing on petrogenesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1979. V. 5. № 3/4. P. 271-296.

Matsuhisa Y., Kurasawa H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkali volcanic rocks from the central and western Japan arcs: Evaluation of contribution of crustal components to the magmas // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. № 1/4. P. 483-510.

Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 4. P. 321-355.

Onuma N., Hirano M., Isshiki N. Genesis of basaltic magmas and their derivatives under the Izu Islands,

- Japan, inferred Sr/Ca-Ba/Ca systematics // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 511-529.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. № 1. P. 63-81.
- Sakuyama M.* Lateral variations of H₂O contents in Quaternary magmas of north-eastern Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 43. № 1. P. 103-111.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W.* Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. № 1/4. P. 303-309.
- Tera F., Brown L., Morris J. et al.* Sediment incorporation in island arc magmas: Inferences from ¹⁰Be // Geochem. Cosmochem. Acta. 1986. V. 50. P. 535-550.
- Whitford D.J., Nicholls I.S., Taylor S.R.* Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 70. № 3. P. 341-356.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships simple and complex system // Contrib. Miner. Petrol. 1973. V. 42. № 2. P. 109-124.
- Wood D.A.* A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for midoceanic ridge basalts from geochemical evidence // J. Geol. 1979. V. 7. P. 499-503.
- Yoshida T., Aoki K.I., Ishikawa K.I. et al.* Elemental abundances in some basaltic rocks from the Japan arc adjacent area // Res. Rep. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ. 1982. V. 15. № 2. P. 239-249.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Феритатер