

**ЭВТЕКТОИДНЫЙ И КОТЕКТОИДНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА
ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА АЗИИ)***

Л.Ф. Мишин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 10 февраля 2008 г.

На примере окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии рассмотрены петрография и геохимия вулканических и субвулканических пород кислого состава. Среди них выделены котектоидный и эвтектоидный типы. Эвтектоидный тип характеризуется неравновесным минералогическим составом, включающим ранний, “габбровый” парагенезис вкрапленников (пироксены, основной плагиоклаз, иногда оливин и амфибол), “гранитный” парагенезис вкрапленников (каликатровый полевой шпат, кварц, биотит) и основную массу состава сухой кварц-полевошпатовый эвтектики. Между количеством вкрапленников габбрового парагенезиса и SiO_2 наблюдается обратная линейная зависимость. Все петрохимическое разнообразие пород эвтектоидного типа определяется количественным соотношением вкрапленников габбрового парагенезиса и основной массы. Среди пород котектоидного типа преобладают редковкрапленниковые и афировые разновидности, в них отсутствуют меланократовые включения и ксеногенные минералы. В породах котектоидного типа составы вкрапленников и основной массы комплементарны валовому составу пород и свидетельствуют об равновесной котектической кристаллизации.

Ключевые слова: петрография, геохимический и петрохимический состав, петрогенезис, вулканические породы кислого состава, вулканические пояса, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические и субвулканические породы кислого состава отличаются исключительным текстурно-структурным разнообразием. Причина такого разнообразия структур в различиях вязкости, интенсивности дегазации и скорости остывания магмы. Вместе с тем, имеются петрографические признаки, которые отражают глубинные условия зарождения и интрателлурическую стадию кристаллизации магм.

Впервые на такие признаки обратила внимание Е.Б. Яковлева [31], выделившая лавовый и флюидпорфировый комплексы. В работе [9] эти петрографические типы примерно в том же объеме были обозначены как тип I и тип II, с подразделением их в зависимости от уровня общей щелочности на подтипы А и Б. Подобные же два типа по-

род кислого состава были установлены среди субвулканических пород [13, 14]. В дальнейшем было установлено, что игнимбриды могут принадлежать как к первому, так и ко второму типам. В работе [15] данные два петрографических типа пород были противопоставлены как эвтектоидный и котектоидный**. Котектоидный тип объединяет афировые и редковкрапленниковые лавы и игнимбриды кислого состава, в которых модальный состав вкрапленников соответствует нормативному. Породы эвтектоидного типа отличает присутствие наряду с кварцем и калишпатом аномальных для пород кислого состава вкрапленников основного плагиоклаза в ассоциации с пироксенами и, реже, оливином.

Однако эти исследования были проведены в основном на качественном уровне и ограниченном круге объектов.

*Публикуется в дискуссионном порядке.

**Названия “эвтектоидный” и “котектоидный” – условные, даны исходя из составов основной массы пород.

Дальнейшее изучение состава и возможного генезиса этих петрографических типов вулканических и субвулканических пород кислого состава – основные задачи данного исследования. Для их решения использован широкий спектр современных петрогеохимических методов исследований пород и минералов из различных, во многом эталонных вулканических зон и структур окраинно-континентальных вулканических поясов Востока России.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Редкоземельные элементы анализировались в аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН на масс-спектрометре ISP-MS ELAN DRC II 360 RSI, аналитик Д.В. Авдеев. Пробоподготовка осуществлялась с применением микроволнового разложения в кислотах. Часть проб была продублирована инструментально-активационным анализом в ОИГГиМ СО РАН, аналитики Пархоменко В.С., Шестель С.Г. Состав петрогенных элементов анализировался весовым химическим методом в аналитическом центре ИТиГ, аналитики Зазулина В.Е. и Ильина Н.И.

Состав минералов определялся на микрозонде Camebax в ИВиС ДВО РАН, аналитик Чубаров, и во ВСЕГЕИ, аналитик В.К. Куранова.

Определение химического состава основной массы пород производилось микрозондовым анализом. Препараты готовились из вулканических стекол, в случаях отсутствия таковых готовились искусственные стекла сплавлением и последующим быстрым охлаждением фракций основной массы пород. Количественный подсчет вкрапленников осуществлялся на интеграционном столике по 5–7 шлифам. Для получения сопоставимых результатов выбирались однотипные по структуре и кристалличности основной массы породы.

Некоторые используемые в работе термины

Термин игнимбрит используется в работе в петрографическом смысле – это вулканические и субвулканические породы с резко выраженным протоклазом вкрапленников и пепловыми, в различной степени сваренными структурами основной массы. Морфологически последние понимаются так, как они описаны в классических работах К.С. Росса, Р.Л. Смита, М.И. Сперанской, Н.В. Короновского и др. Коигнимбритовые туфы – несортированные пепловые и кристалло-пепловые туфы, переслаивающиеся с игнимбритовыми потоками или замещающие последние по простираю. Термины магнетитовая и ильменитовая серии применяются для пород, образующихся при различных окислительно-восстановительных условиях и, как следствие, различающихся

составом рудных минералов (магнетит и ильменит, соответственно), соотношением окисного и закисного железа, железистостью темноцветных минералов и магнитной восприимчивостью.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД ЭВТЕКТОИДНОГО И КОТЕКТОИДНОГО ТИПОВ В ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ВОСТОКА АЗИИ

Мезозойско-кайнозойские известково-щелочные вулканические и плутонические породы на Востоке Азии распространены от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. По возрасту пород и продольной зональности выделяются три разновозрастные системы (мегапояса). С запада на восток выделяются: Удско-Большехинганская (J_3-K_1), Охотско-Сунгарийская (K_{1-2}), Сихотэ-Алинская (K_2-Pg). Эти системы пространственно разобщены, местами частично совмещены (рис. 1). По отношению к Тихоокеанской окраине в пределах мегапоясов выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся окислительными условиями кристаллизации пород и другими признаками [17].

Эвтектоидный тип представлен преимущественно игнимбритами. Эти породы особенно широко распространены во внешней зоне альб-сеноманского мегапояса, образуя вместе с коигнимбритовыми туфами обширные покровы, которые во времени оторваны от последовательно дифференцированных образований базальт-андезит-риолитового состава, распространенных ограниченно в основании вулкано-генного разреза. Вулканическими породами эвтектоидного типа в основном сложены такие крупные вулканические поля во внешней зоне, как Хингано-Юрин-Каменушинская группа вулкано-тектонических депрессий, Баджальская, Ям-Алинская, Эзопская и Куйдусунская вулканические зоны. Во внутренних зонах породы эвтектоидного типа встречаются реже, в виде отдельных изолированных покровов.

С покровами игнимбритов эвтектоидного типа ассоциируются крупнообъемные субвулканические массивы. Это лакколитообразные тела мощностью до 3–5 км, имеющие однотипную морфологию и значительные размеры, сопоставимые с размерами крупных гранитоидных плутонов. Например, Тарынский массив имеет площадь 1800 км², Верхнеаллахский – 800 км². Эндоконтактовые зоны субинтрузивов образованы породами с игнимбритовыми структурами. К центру субинтрузивов они сменяются флюидалными и массивными структурами основной массы. В центральных частях массивов обычно присутствуют бескорневые тела гранит-порфиоров [15]. Па-

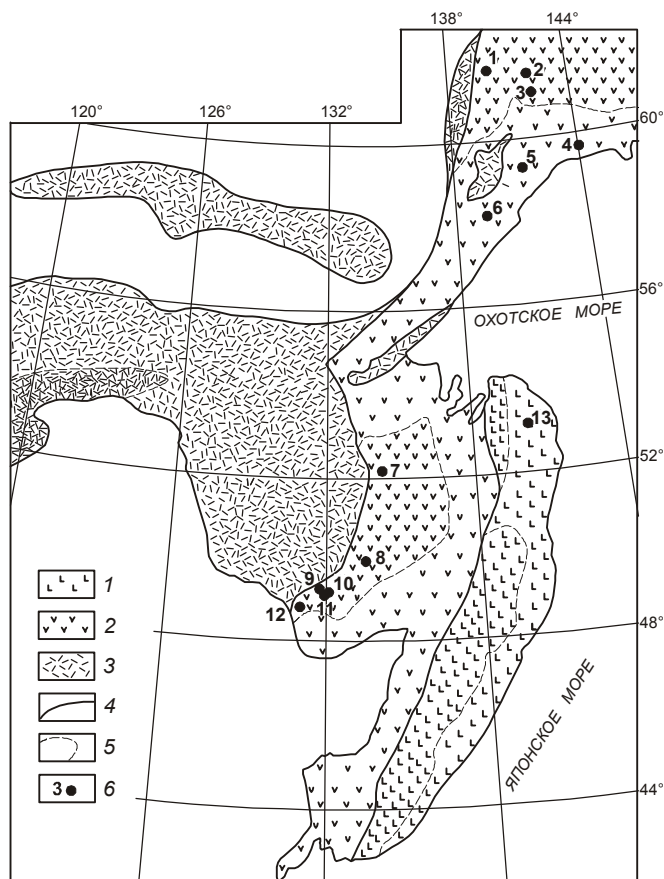


Рис. 1. Схема районирования мезозой-кайнозойских вулканоплутонических образований юга Дальнего Востока.

1–3 – области распространения разновозрастных вулканических и плутонических образований (мегапояса): сеноман-олигоценый (1), альб-сеноманский (2), позднечетвертично-раннемиоценовый (3); 4 – границы мегапоясов; 5 – граница внутренней (редкий крап) и внешней (густой крап) зон; 6 – основные объекты исследований с отбором представительных проб: 1–3 – Куйдусунская зона, субинтрузивы: Верхнеаллахский (1), Мукулакинский (2), Атарбайский (3); 4–6 – Ульяновский прогиб: Юровский блок (4), центральная зона (5), южный фланг, тоттинский комплекс (6); 7 – Ям-Алинская зона; 8 – Баджальская зона; 9–11 – вулканотектонические депрессии: Таланджинская (9), Каменушинская (10), Юринская (11), Хингано-Олонойская (12); 13 – Нижнеамурская зона, месторождение Белая Гора.

рагенезисы минералов и состав вкрапленников субвулканических фаций, исключая гранит-порфиры, такие же, как и в покровах игнимбриков. В гранит-порфирах произошла эпимагматическая перекристаллизация и дораствание первично дробленных вкрапленников.

Формирование отдельных вулканических просядков происходило чаще одноактно. В то же время, в таких крупных вулканических зонах, как Баджальская и Куйдусунская, вулканизм носил циклический характер [2].

Породы котектоидного типа на Востоке Азии широко распространены во внутренних зонах вулканических поясов, реже встречаются во внешних зонах в основании вулканогенного разреза. В разрезе породы котектоидного типа обычно переслаиваются с андезитами и базальтами. С ростом щелочности пород обычно растет контрастность разрезов и непрерывно дифференцированные серии постепенно сменяются бимодальными. Лавы ассоциируют с субвулканическими телами характерной блоковой формы, а игнимбрики – с пластовыми и лакколитообразными массивами флюидальных пород с маломощной игнимбриковой эндоконтактовой оторочкой. От сходных в морфологическом отношении субинтрузивов, сложенных породами эвтектоидного типа, кроме петрографического состава их отличают меньшие размеры тел и ограниченное развитие пород с игнимбриковыми структурами.

ПОРОДЫ ЭВТЕКТОИДНОГО ТИПА

Эвтектоидный тип – это, как правило, густо-вкрапленниковые породы, с содержанием вкрапленников от 20 до 70 %. Вкрапленники имеют оскольчатую форму. В субинтрузивах степень протеклаза вкрапленников уменьшается к центру массивов. Такая же тенденция изменения протеклаза вкрапленников отмечается в мощных потоках игнимбриков.

Для этих пород, как и игнимбриков в целом, характерна коррозия вкрапленников основной массой и присутствие ксенолитов вмещающих пород.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, биотитом, каликатровым полевым шпатом, кварцем, ильменитом или магнетитом и иногда оливином и амфиболом. Обычно одновременно в разных пропорциях присутствуют вкрапленники 6–7 минералов.

В эвтектоидном типе выделяются ранняя и поздняя ассоциации вкрапленников. Основанием для выделения раннего, габбрового по составу парагенезиса основного плагиоклаза с ромбическим и моноклинным пироксенами и, реже, оливином служит тот факт, что эти минералы часто образуют достаточно крупные (до 4 мм) включения, напоминающие фрагменты полнокристаллической породы основного состава. Морфология и состав минералов разрозненных вкрапленников и минералов в сростках одинаковые. Вкрапленники обычно имеют короткопризматический габитус, типичный для вулканических пород, но иногда наблюдаются более мелкозернистые, явно ксеногенные включения призматически-зернистой структуры, напоминающие родственные включения диоритового состава в гранитах, а также сложные сростки – включения, в которых центральная зона с призматической структурой размером 2–3 мм окайм-

ляется агрегатом более крупных короткопризматических зерен плагиоклаза и пироксенов.

Плагиоклаз в габбровой ассоциации резко преобладает. Состав плагиоклазов характеризуется повышенной основностью (от битовнита и лабрадора в центре зерен до андезина и олигоклаза во внешних зонах) и резко отличается от нормативного состава для данного типа пород. Среди пироксенов преобладает гиперстен, менее распространен авгит (табл. 1, рис. 2).

По данным гомогенизации расплавных включений, кристаллизация плагиоклаза происходила при температуре 1200–1250°C (рис. 3) [15]. По двупироксеновым термометрам, температура кристаллизации пироксенов варьирует от 1150°C до 1280°C [7, 8, 15].

Поздняя (гранитная по составу) ассоциация вкрапленников представлена кварцем, калинастровым полевым шпатом и биотитом. Кварц образует характерные кристаллы бипирамидального габитуса. Калинастровый полевой шпат по составу близок к анортоклазу. Биотит наблюдается в виде отдель-

ных, обычно деформированных вкрапленников. Вкрапленники гранитной ассоциации образуют в основном разобщенные катаклазированные зерна, которые интенсивно корродируются (иногда до полного растворения) основной массой. Прямые петрографические признаки, указывающие на близкоодновременную кристаллизацию этих минералов, отсутствуют, но есть ряд достаточно убедительных косвенных данных. Во-первых, эти минералы никогда не встречаются в пироксен-плагиоклазовых сростках, во-вторых, их количество характеризуется постоянным соотношением (кварц – 39 %, калинастровый полевой шпат – 54 % и биотит – 7 %), характерным для относительно сухой Ab-Q-Or котектики [25]. В основных по составу породах эти минералы исчезают, а в предельных риолитах доминируют. На более позднее образование этого парагенезиса вкрапленников указывают температуры образования кварца (1050°–1070°), определенные гомогенизацией расплавных включений (рис. 3). Согласно этим данным, разница температур кристаллизации

Таблица 1. Химический состав вкрапленников пород эвтектоидного типа, мас. %.

Компоненты	Биотит							
	231	400-4	234	170-2	219-1	163-3	Л-33	Л-51
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.77	34.90	34.76	37.31	36.67	36.64	32.66	37.80
TiO ₂	6.31	5.23	5.55	5.40	5.06	6.48	8.41	6.10
Al ₂ O ₃	12.47	12.40	12.50	12.60	12.20	12.97	15.79	14.34
FeO*	26.50	29.33	26.71	21.85	22.68	24.36	13.48	14.25
MnO	0.00	0.16	0.15	0.14	0.35	0.37	0.27	0.10
MgO	7.46	5.38	8.70	10.23	10.21	8.92	14.81	14.81
CaO	0.07	0.23	0.00	0.29	0.37	0.35	0.90	0.00
Na ₂ O	0.51	0.62	0.31	0.00	0.60	0.57	0.02	0.43
K ₂ O	8.66	8.79	7.67	8.99	8.82	8.26	3.88	9.15
Cr ₂ O ₃	0.23	0.16	0.00	0.27	0.08	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.03	97.21	96.34	97.08	97.03	96.90	90.22	101.08

Компоненты	Ромбический пироксен						Моноклинный пироксен		
	231	400-4	219-1	681	706	Л-51	231	400-4	Л-33
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	47.68	48.18	47.97	49.55	48.83	54.52	49.18	51.56	52.27
TiO ₂	0.11	0.16	0.00	0.12	0.12	0.1	0.00	0.71	0.18
Al ₂ O ₃	0.23	0.00	0.33	2.25	2.25	0.53	0.48	0.40	0.70
FeO*	38.46	38.50	37.30	35.52	34.33	18.63	20.91	12.80	7.99
MnO	0.86	0.69	0.72	0.62	0.53	1.73	0.52	0.25	0.95
MgO	10.84	10.99	11.75	12.90	12.84	24.04	8.36	11.34	14.18
CaO	1.35	1.44	1.39	0.16	0.18	1.12	20.51	19.94	21.03
Na ₂ O	0.41	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	2.81	0.20
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00
Сумма	99.99	99.99	99.99	101.20	99.35	100.70	99.99	99.99	97.52

Примечание. 163-3, 170-2, 219-1 – Верхнеаллахский субинтрузив; 231, 234, 400 – Атарбайский субинтрузив; Л-33, Л-51 – Ульяновский прогиб, тоттинский комплекс; 681, 706 – Тарынский субвулканический массив, верховья р. Индигирки. FeO* – суммарное железо, пересчитанное на FeO.

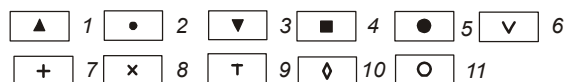
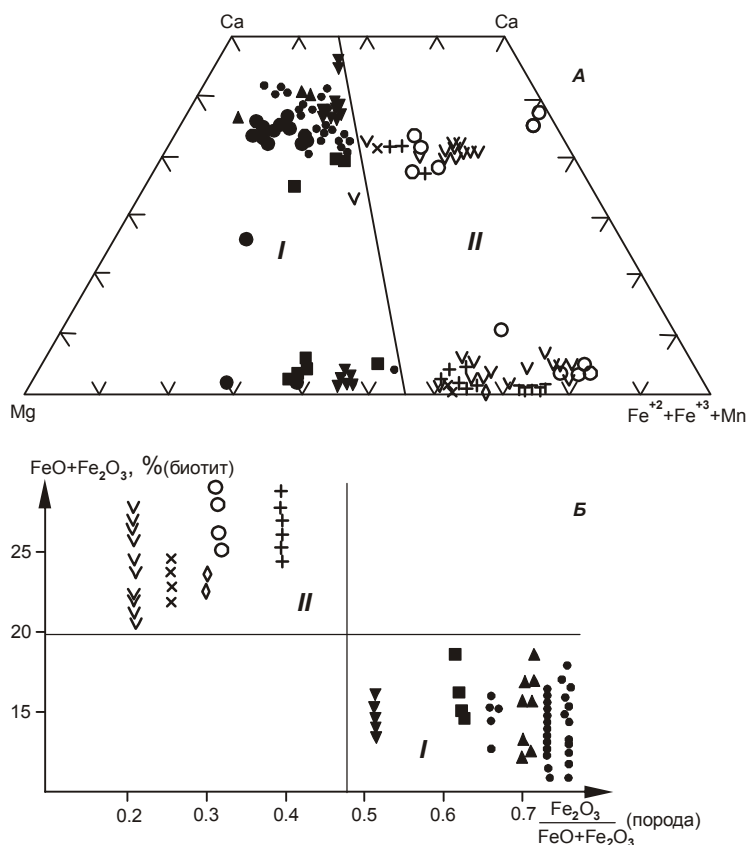


Рис. 2. Диаграммы составов вкрапленников вулканических и субвулканических пород кислого состава.

А – пироксенов, Б – биотитов. 1–5 – породы магнетитовой серии: Ульяновский прогиб (1–3) – центральная часть (1), Юровский блок (2), южная часть, тотинский комплекс (3); колчанский комплекс (Нижний Амур) (4); Токраусская впадина (Центральный Казахстан) (5); 6–11 – породы ильменитовой серии (внешние зоны): баджалский комплекс (6), 7–8 – Куйдусунский вулканоген, дациты Атарбайского (7) и Верхнеаллахского (8) субинтрузивов; Тарынский субинтрузив (9); аскольдинский комплекс Омсукчанского прогиба (10); богопольский комплекс Якутинской структуры центрального Сихотэ-Алиня (11). Котектоидный тип (1, 2, 4), эвтектоидный тип (3, 5–11). I, II – поля составов соответственно магнетитовой и ильменитовой серий. Кроме авторских использованы анализы из работ [3, 7, 10, 19, 21, 28].

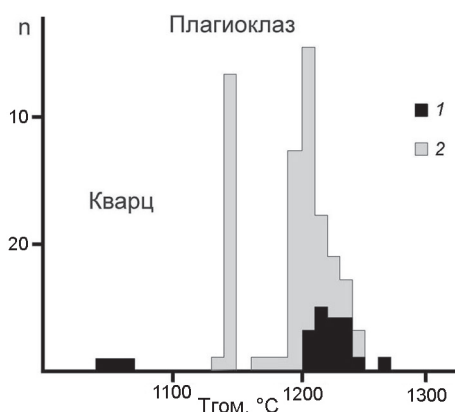


Рис. 3. Температуры гомогенизации первичных (1) и вторичных (2) расплавных включений в минералах пород эвтектоидного типа.

габбрового и гранитного парагенезисов вкрапленников составляет около 200°C.

Основная масса пород в покровах – типично игнимбритовая, в субинтрузивах – игнимбритовая с переходами к флюидалной и массивной. По степени кристалличности она варьирует от витрофировой до микроаплитовой с преобладанием фельзитовой структуры. Микроаплитовая структура характерна для внутренних зон субинтрузивных массивов. Е.Б. Яковлевой [31] было отмечено, что в породах флюид-пор-

фирового комплекса состав основной массы постоянен и не зависит от валового состава пород. Микронзондовым анализом основной массы витрофировых пород и искусственных стекол установлено, что состав ее отвечает предельным риолитам (SiO_2 – 76–77 %, табл. 2, рис. 4Б). Эти данные свидетельствуют о том, что остаточная магма после кристаллизации вкрапленников габбрового парагенезиса уже имела состав предельного риолита.

Исходя из процентного содержания минералов габбрового парагенезиса, валового химического состава пород (использовался средний состав субвулканических дацитов Тарынского массива, в которых вкрапленники представлены преимущественно габбровой ассоциацией) и состава предельных риолитов (использовался состав риолитов Каменушинского интрузива, не содержащих вкрапленники габбрового парагенезиса), нами был рассчитан модельный химический состав габбровой ассоциации вкрапленников. По результатам расчетов, вкрапленники габбрового парагенезиса имеют следующий состав (в %): SiO_2 – 50; TiO_2 – 1.67; Al_2O_3 – 20.8; FeO^* – 7.5; MnO – 0.1; MgO – 3.45; CaO – 7.14; Na_2O – 3.67; K_2O – 2.12. Валовый химический состав вкрапленников габбрового парагенезиса, полученный исходя из процентного содержания и микронзондовых анализов отдельных

Таблица 2. Химический состав пород эвтектоидного типа в парах: порода (п.) – основная масса (о.м.), мас. %.

Компоненты	231		400-4		170-2		95		Л-51	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	68.36	75.33	67.80	75.98	65.49	76.37	76.69	76.80	64.37	76.03
TiO ₂	0.26	0.04	0.30	0.04	0.50	0.21	0.12	0.21	0.43	0.24
Al ₂ O ₃	13.00	12.32	15.0	12.25	15.10	12.81	12.49	16.21	16.10	14.69
Fe ₂ O ₃	0.51	0.89	1.10	0.96	0.57	1.77	0.83	0.80	2.26	1.18
FeO	1.32		1.58		3.45		1.00		1.18	
MnO	0.01	0.00	0.04	0.01	0.09	0.03	0.03	0.00	0.7	0.00
MgO	0.50	0.06	0.40	0.04	1.21	0.57	0.22	0.14	2.05	0.16
CaO	2.94	0.54	3.00	0.51	2.87	1.25	0.33	0.35	3.2	0.97
Na ₂ O	1.85	2.34	3.60	1.77	3.54	1.99	3.50	2.03	3.75	3.87
K ₂ O	3.90	3.33	3.30	3.13	4.17	4.79	4.67	3.36	3.17	2.87
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.05	0.00	0.13	0.00	0.02	0.00	0.12	0.00
п.п.п.	3.56	0.00	3.90	0.00	2.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.25	94.89	100.30	94.70	99.30	99.83	99.90	99.90	97.33	100.01

Примечание. 231, 400-4 – витроигнимбрит, Атарбайский субинтрузив; 170-2, 95 – искусственные стекла основной массы: дацит, Верхнеаллахский субинтрузив (170-2), риолит, Каменушинский субинтрузив (95); Л-51 – витрофировый кристаллокластический дацит, тотгинский комплекс, Ульяновский прогиб (среднее из 7 анализов).

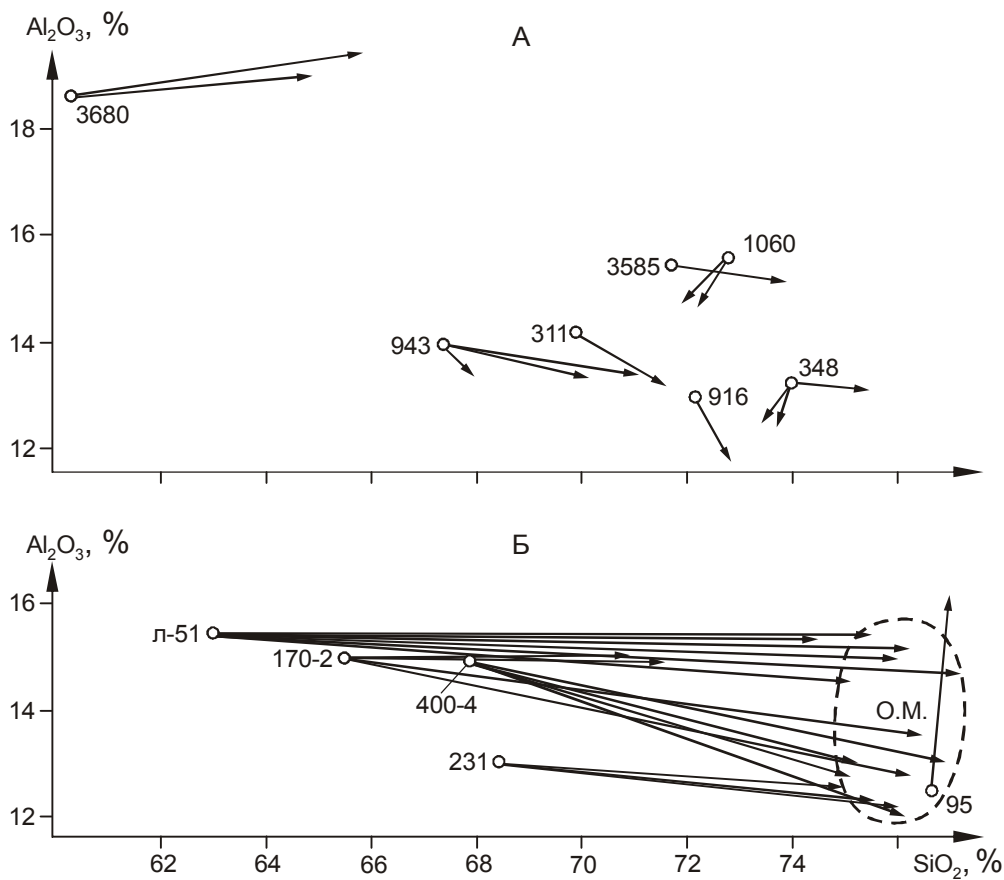


Рис. 4. Изменение состава вулканитов в парах: вал (кружок) – основная масса (конец стрелки).

А – котектоидный, Б – эвтектоидный типы. Штриховой линией околнурена область составов основной массы пород эвтектоидного типа. Номера проб см. табл. 2, 4.

минералов, оказался близок к расчетному, но поскольку при таком методе трудно оценить состав плагиоклаза, имеющего переменный состав, отдано было предпочтение модельному составу.

В конкретных покровах и субинтрузивах химический состав пород обычно выдержан. В субвулканических интрузивах, несмотря на их гигантские размеры, вариации кремнезема обычно находятся в пределах 2 %, реже достигают 5 %, но, в целом, породы эвтектоидного типа образуют непрерывный спектр от андезидацита ($\text{SiO}_2 - 62\%$) к предельному риолиту ($\text{SiO}_2 - 76\%$) с исключительно выдержанными линейными трендами петрогенных элементов (рис. 5). Весьма характерно, что содержания оксидов петрогенных элементов габбрового парагенезиса располагаются на продолжении этих трендов. Особенно хорошее совпадение наблюдается для глинозе-

ма и суммы щелочей. Отсюда можно сделать вывод, что расчет валового химического состава вкрапленников габбрового парагенезиса произведен достаточно точно и он постоянен во всех породах, независимо от их химического состава. Незначительные отклонения от трендов наблюдаются в распределении содержаний кальция, магния и титана, но при сравнении рисунков 5А и 5Б можно видеть, что эти отклонения носят систематический характер и, следовательно, связаны с некоторыми погрешностями в расчетах, главным образом, с точностью подсчета содержаний вкрапленников. Примечательно, что выявленные закономерности проявляются как в вулканических породах отдельно взятой вулканической зоны (рис. 5А), так и при сопоставлении субинтрузивных образований из разновозрастных пространственно разобщенных структурно-фациальных зон (рис. 5Б).

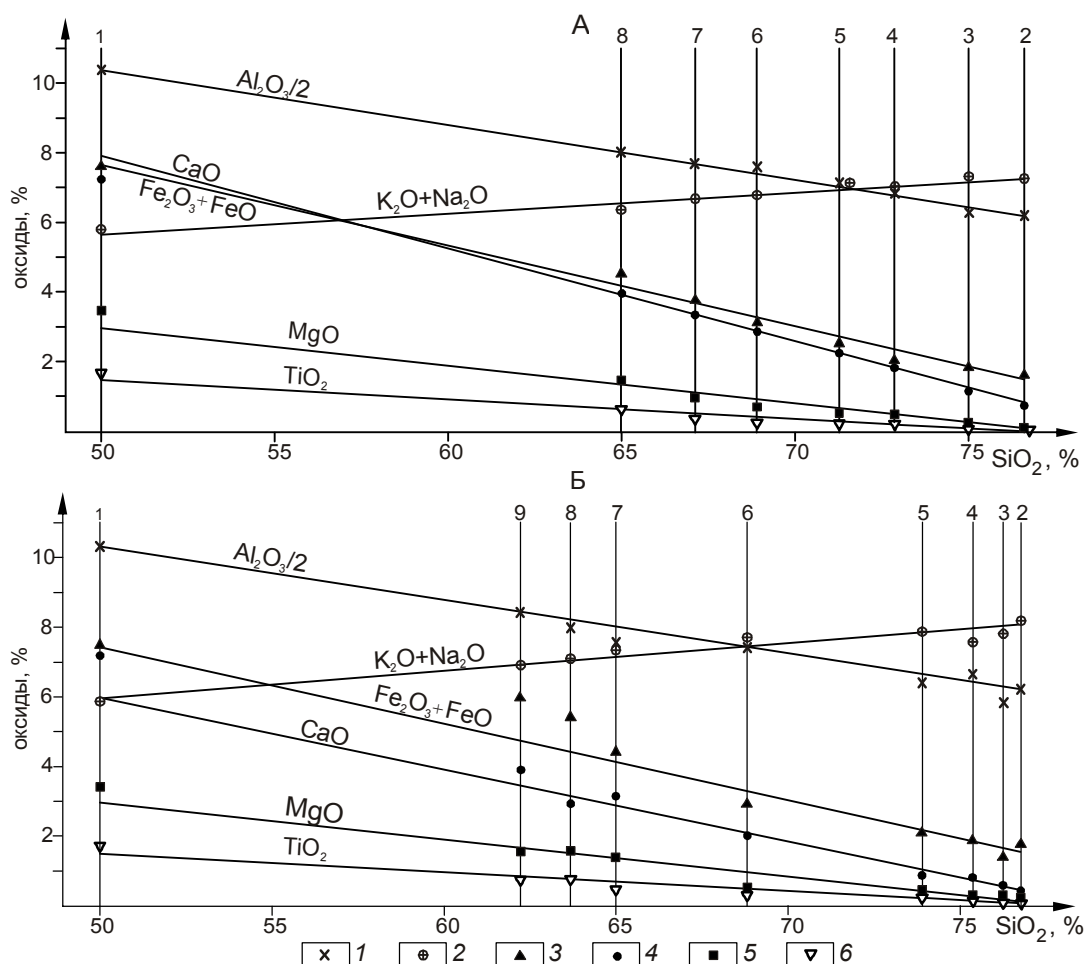


Рис. 5. Диаграмма средних содержаний петрогенных элементов в породах эвтектоидного типа.

А – баджалский вулканический комплекс, выборки (2–8) составлены по материалам [2] с интервалом 2% SiO_2 ; 1 – химический состав вкрапленников габбровой ассоциации. Б – субвулканические породы: Каменушинский (1), Юринский (2), Мукулаkitский (3), Таланджинский (4), Атарбайский (5), Верхнеаллахский (6), Тарынский (7) субвулканические массивы; игнимбриты тотгинского комплекса, Ульяновский прогиб (8); дайка кристаллоигнимбритов, Карамкенское месторождение (9). 1 – Al_2O_3 ; 2 – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; 3 – $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; 4 – CaO ; 5 – MgO ; 6 – TiO_2 .

Важная особенность пород эвтектоидного типа заключается в том, что количество вкрапленников в этих породах растет с уменьшением содержания SiO_2 . Эта особенность порфиرو- и кристаллокластических игнимбритов отмечалась и другими исследователями [1, 12]. Особенно оказалась устойчивой связь SiO_2 с содержанием вкрапленников габбрового парагенезиса. В породах андезидацитового состава содержание вкрапленников достигает 65 % и представлены они исключительно габбровым парагенезисом. В предельных риолитах пироксены и плагиоклазы встречаются лишь в качестве аксессуаров. На рис. 6 расчетная прямая А – А показывает зависимость процентного содержания вкрапленников габбрового парагенезиса от содержания SiO_2 . При ее построении принималось, что породы с содержанием SiO_2 – 50 % (содержание SiO_2 в рассчитанном валовом составе габбровой ассоциации вкрапленников) должны на 100 % состоять из вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, а в предельных риолитах (SiO_2 – 76 %) содержание вкрапленников габбрового парагенезиса должно приближаться к нулю. Реальное количество вкрапленников габбровой ассоциации и содержание SiO_2 в конкретных покровах и субинтрузивах оказалось в хорошем соответствии с расчетным. Данная диаграмма еще раз подтверждает верность расчета химического состава габбрового парагенезиса вкрапленников.

Индикаторными признаками пород эвтектоидного типа являются: а) наличие ранней габбровой ассоциации вкрапленников; б) постоянный в породах разной основности состав основной массы, отвечающий сухой гранитной эвтектике; в) наличие обратной линейной зависимости между содержаниями вкрапленников габбровой ассоциации и SiO_2 . Петрохимическим признаком пород эвтектоидного типа является постоянство содержания Na_2O в породах разной основности и выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов.

ПОРОДЫ КОТЕКТОИДНОГО ТИПА

Среди пород котектоидного типа преобладают афировые разности, а в порфириновых породах содержание вкрапленников редко достигает 30 %. Между количеством вкрапленников и их размерами отмечается положительная корреляция. Корреляция между количеством вкрапленников и содержанием SiO_2 в породах отсутствует. Котектоидный тип включает два подтипа: подтип текучих лав и связанных с ними субинтрузивов, с характерными для этих пород флюидальными, полосчатыми и, реже, массивными текстурами, и подтип игнимбритов.

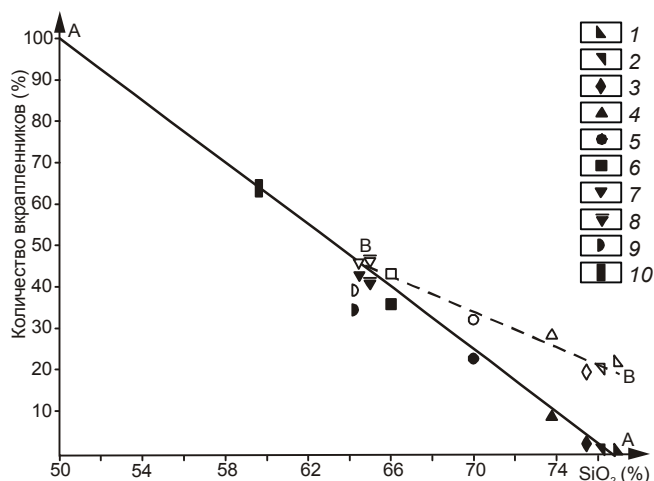


Рис. 6. Зависимость количества вкрапленников и SiO_2 в породах эвтектоидного типа.

1–8 – игнимбриты субвулканических массивов: Каменушинский (1), Мукулакитский (2), Яуринский (3) Таланджинский (4), Атарбайский (5), Верхнеаллахский (6), Тарынский (центральная часть – 7, северная часть – 8) [23]; игнимбриты тоттинского комплекса, Ульяновский прогиб (9); дайки кристаллоигнимбритов, Карамкенское месторождение (10, данные [5].) Залитые значки – габбровая ассоциация вкрапленников, не залитые – суммарное содержание вкрапленников габбрового и гранитного парагенезисов. А – А – расчетная прямая содержаний вкрапленников габбрового парагенезиса, пунктирная линия – вариационная прямая содержаний вкрапленников в породах, содержащих габбровый и гранитный парагенезисы вкрапленников.

В лавах вкрапленники характеризуются идиоморфными очертаниями без следов дробления. Для них характерны гломеропорфировые и сериальные структуры, свидетельствующие о кристаллизации на месте, реже отмечаются разновидности с трахитоидным расположением вкрапленников и со следами их вращения. В игнимбритах вкрапленники имеют оскольчатую форму, присутствуют ксенолиты вмещающих пород. Основная масса – игнимбритовая, в различной степени “сваренная”, с фьямме или без них. Чем выше степень “сваренности” основной массы пород, тем слабее выражен в них протоклаз вкрапленников. Состав вкрапленников в породах котектоидного типа и их количественное соотношение не зависят от условий кристаллизации пород (лавы, игнимбриты) и полностью определяются химическим составом пород. Они представлены кварцем, плагиоклазом, калинадровым полевым шпатом, биотитом. В дацитах исчезают кварц и калинадровый полевой шпат. В основных по составу дацитах наряду с плагиоклазом и биотитом иногда появляется роговая обманка и еще реже пироксен. Однако одновременно в

породах котектоидного типа обычно присутствуют один – два, максимум три минерала.

Полевые шпаты являются основными минералами вкрапленников. В конкретных вулканогенных зонах, в зависимости от соотношения в породах калия и натрия, присутствуют или калинагровый полевой шпат, или плагиоклаз, реже – оба полевых шпата. Состав плагиоклаза варьирует от андезина до олигоклаза. Разница в составе центральных и внешних зон обычно не превышает 10–15 % анортита. В целом состав плагиоклаза находится в соответствии с основностью пород, поэтому его модалный состав (в отличие от пород эвтектоидного типа) близок к нормативному.

Биотит – типичный минерал в субщелочных и щелочных породах. Это высокотитанистая разновидность. Вкрапленники амфибола и пироксенов встречаются в виде единичных зерен в основных по составу дацитах. Содержание железа в них, как и в биотитах, определяется окислительными условиями (рис. 2, табл. 3).

Оценки температуры кристаллизации вкрапленников в породах котектоидного типа по различным минералогическим термометрам варьируют от 875°C до 1200°C [10, 15, 19].

Структура основной массы в породах котектоидного типа закономерно изменяется с изменением химического состава пород. В дацитах и трахидацитах она микролитовая, иногда трахитоидная, в риолитах – микропойкилитовая с элементами сферолитовой и аксиолитовой. Типично фельзитовые и микроаплитовые структуры с выдержанным соотношением кварца и полевых шпатов для них не характерны.

Химический состав основной массы в породах котектоидного типа, в отличие от эвтектоидных пород, непостоянен и так же, как и состав вкрапленников, изменяется с изменением валового состава пород (рис. 4А, табл. 4).

Таким образом, главная особенность петрографического состава пород котектоидного типа – это близкий состав вкрапленников и основной массы и их направленное раскисление от основных пород к более кислым, что свидетельствует об относительно равновесных условиях кристаллизации вдоль котектической линии.

Различия в химическом составе пород котектоидного и эвтектоидного типов проявляются главным образом в форме трендов в рамках серий. Кислые вулканические породы котектоидного типа на вариационных петрохимических диаграммах образуют прерывистые изогнутые тренды с хорошо выраженной пантеллеритовой тенденцией. Для эвтектоидных пород характерны однонаправленные линейные тренды (табл. 5, рис. 5). На полевошпатовой диаграмме (рис. 7) составы пород котектоидного типа группируются вдоль экспериментальной котектической линии, породы с вкрапленниками плагиоклаза – выше котектической линии, а с калишпатов – ниже этой линии, фигуративные точки составов основной массы пород концентрируются вдоль котектических линий.

Породы эвтектоидного типа на полевошпатовой диаграмме (рис. 7) образуют выдержанные, накладывающиеся друг на друга линейные тренды, перпендикулярные линии котектики. Такая ориентировка трендов, как было замечено ранее, обус-

Таблица 3. Химический состав вкрапленников представительных проб пород котектоидного типа, мас. %.

Компоненты	Биотит					Амфибол	Пироксен			
	1085	3320	3585-1	3680	1060	1089-1	1089-1	1*	2*	3*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	34.78	35.47	36.49	36.37	37.34	41.33	50.15	51.94	51.25	51.10
TiO ₂	3.76	4.59	3.48	4.84	5.97	2.75	0.54	0.52	0.56	0.64
Al ₂ O ₃	13.03	13.46	14.31	14.05	14.23	11.00	3.98	2.59	3.28	3.42
FeO	15.84	12.65	12.61	11.65	13.4	11.30	7.55	9.09	9.97	8.87
MnO	0.79	0.22	0.47	0.16	0.53	0.30	0.2	0.44	0.28	0.27
MgO	13.79	16.62	16.11	16.48	15.93	14.45	13.92	15.05	16.00	17.51
CaO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	11.08	22.02	19.85	17.89	19.98
Na ₂ O	0.33	0.48	0.90	0.78	1.04	2.22	0.23	0.47	0.49	0.48
K ₂ O	9.26	9.17	8.36	9.12	8.13	0.90	0.01	0.00	0.25	0.15
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00
H ₂ O	3.79	3.91	3.94	3.97	н.о.	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	95.40	96.74	96.71	97.45	96.31	97.30	98.64	99.99	99.97	102.43

Примечание. Центральная часть Ульинского прогиба: 3320, 3680 – хакаринская серия; 1085, 1089-1, 3385 – амкинская серия. Нижний Амур: 1060 – колчанская свита. Юровский блок Ульинского прогиба – средние составы по толщам (коллекция Б.Р. Григоряна, 1991 г.): 1* – верхнегырбыканская, 2* – гырбыканчикская, 3* – хоторчанская.

Таблица 4. Химический состав вулканических и субвулканических пород котектоидного типа в парах: порода (п.) – основная масса (о.м.), мас.%.

Компоненты	916		943		311		348	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72.27	72.72	67.87	67.36	69.70	71.54	74.45	73.32
TiO ₂	0.21	0.06	0.36	0.22	0.22	0.14	0.18	0.14
Al ₂ O ₃	12.97	11.74	14.00	13.47	14.26	13.32	13.25	12.93
Fe ₂ O ₃	0.98	1.33	2.06	2.53	1.39	1.31	1.05	0.85
FeO	1.02		0.69		0.90		0.35	
MnO	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05	0.05	0.10	0.04
MgO	0.55	1.00	0.75	1.11	1.31	1.21	0.08	0.15
CaO	1.34	0.84	3.50	2.94	1.12	1.26	0.58	0.87
Na ₂ O	3.75	3.66	3.00	4.15	3.97	3.42	1.90	2.85
K ₂ O	3.58	4.11	2.34	1.27	2.82	2.58	3.93	3.10
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.00	0.00
п.п.п.	3.72	4.54	5.88	6.50	3.96	5.40	0.00	0.00
H ₂ O*	0.56	0.14	1.97	0.74	0.56	0.40	0.00	0.00
Сумма	100.4	100.10	99.55	99.63	99.87	100.00	94.80	94.25

Компоненты	3680		3585		1060			Л-18-1	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	о.м.	п.	о.м.
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	60.28	64.89	71.66	73.85	72.61	71.44	71.70	7208	78.5
TiO ₂	0.75	0.59	0.38	0.48	0.52	0.28	0.33	0.26	0.00
Al ₂ O ₃	18.68	19.00	15.55	15.12	15.85	15.37	15.24	15.10	12.60
Fe ₂ O ₃	3.29	1.89	0.93	0.61	1.40	1.15	0.95	1.60	0.37
FeO	1.42		0.37		1.08			0.57	
MnO	0.09	0.00	0.10	0.10	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00
MgO	1.56	1.18	0.58	0.10	1.59	0.00	0.00	1.41	0.00
CaO	3.75	1.98	0.49	0.28	1.50	0.41	0.35	1.66	0.99
Na ₂ O	3.87	4.10	4.81	6.70	3.76	3.626.91	3.34	3.96	5.42
K ₂ O	4.40	5.97	3.19	2.72	0.230	0.00	6.99	1.09	0.94
P ₂ O ₅	0.27	0.00	0.15	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00
п.п.п.	1.39	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	1.69	0.00
H ₂ O*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	0.00
Сумма	99.75	99.60	99.50	99.96	100.11	99.18	98.89	99.53	98.82

Примечание. Месторождение Валунистое (Чукотка): 916 – риодацит, 943 – игнимбрит дацита. Ульинский прогиб: 311 – дацит, 348 – риодацит, 3680 – игнимбрит трахиандезита, 3585 – игнимбрит трахириолита, л-18 – риодацит. Месторождение Белая Гора (Нижний Амур): 1060 – риодацит.

ловлена постоянством в таких породах содержащий Na₂O.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на значительное количество выявленных закономерностей, построить непротиворечивую модель образования пород эвтектоидного типа оказалось сложно. С близкой вероятностью могут рассматриваться модель смешения, кристаллизационная модель и модель частичного плавления с образованием магмы состава гранитной эвтектики, насыщенной в той или иной степени реститом.

Исключительно выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов в породах эвтектоидного типа, соединяющих составы габбровой ассоциации вкрапленников и состав предельных рио-

литов, и линейная зависимость содержания вкрапленников габбрового парагенезиса от содержания SiO₂ в породах указывают на то, что состав пород любого покрова или субинтрузива может быть получен смешением этих предельных составов. Модель смешения может объяснить наблюдаемое петрохимическое разнообразие пород эвтектоидного типа, но в этом случае для образования раннего габбрового парагенезиса вкрапленников следует допустить неполное смешение основной и кислой магм. Вместе с тем, вариации содержаний кремнезема в субвулканических массивах, при их порой гигантских объемах, достигают максимум 5 %, а обычно находятся в пределах точности химического анализа, что указывает на гомогенность расплава в момент его кристаллизации.

Таблица 5. Содержания петрогенных (вес.%) и редких ($n \cdot 10^{-4}$ %) элементов в представительных пробах вулканических и субвулканических пород эвтектоидного типа.

Компоненты	118-2	128	202-5	202-6	400-6	438-2	680	740-3	6307-2	6310-2	6187-2	Л-33	Л-40	Л-51
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	77.29	77.15	65.98	65.98	69.80	68.60	64.59	65.46	76.46	76.53	76.00	66.68	63.37	63.06
TiO ₂	0.13	0.09	0.54	0.54	0.30	0.30	0.86	1.04	0.15	0.06	0.19	0.45	0.41	0.45
Al ₂ O ₃	12.00	11.50	15.20	15.20	15.30	15.30	16.43	15.37	12.60	11.66	12.83	17.22	15.69	15.50
Fe ₂ O ₃	0.18	0.17	0.82	0.82	1.00	1.00	1.13	1.12	1.15	1.31	1.57	2.24	1.95	2.59
FeO	1.38	0.95	3.63	3.63	2.01	2.30	4.53	4.09	0.86	1.65	0.39	1.15	1.08	1.01
MnO	0.03	0.03	0.09	0.09	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02	0.08	0.06	0.08
MgO	0.25	0.25	1.45	1.45	0.40	1.70	1.54	1.48	0.14	0.48	0.14	1.87	2.09	2.20
CaO	0.49	0.49	3.13	3.13	2.30	2.40	3.02	2.81	0.25	0.56	0.25	2.70	3.45	3.45
Na ₂ O	2.31	3.77	3.60	3.60	3.70	3.70	3.40	3.61	1.58	3.14	1.76	4.00	3.27	3.99
K ₂ O	4.09	4.27	3.79	3.79	4.20	4.00	3.67	3.89	5.23	5.36	5.50	0.83	3.35	2.99
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.16	0.16	0.06	0.06	0.24	0.21	0.10	0.10	0.01	0.10	0.16	0.11
Сумма	98.18	98.69	98.39	98.39	99.12	99.4	99.47	99.14	98.55	100.90	98.66	99.50	99.61	99.65
Rb	188	147	135	167	121	108	120	120	206	247	163	104	101	121
Sr	22	13	330	239	250	246	180	180	7	7	52	454	974	541
Y	28	26	23	32	22	15	-	-	-	37	-	17	16	16
Nb	11	14	9	11	8	8	-	-	49	46	28	10	11	10
Zr	139	138	215	222	179	175	-	-	237	244	245	159	200	156
La	26	18	50	65	43	44	50	50	34	46	20	39	40	40
Ce	50	54	81	105	70	70	90	89	69	93	43	66	67	65
Nd	26	19	36	47	31	30	45	44	39	52	25	26	26	26
Sm	6.2	4.3	7.9	10.1	6.6	5.8	10.4	9.8	10.2	12.4	6.9	4.4	4.2	4.3
Eu	0.14	0.06	1.15	0.85	0.88	0.95	0.37	1.34	0.18	0.19	0.79	1.37	1.03	0.97
Gd	6.1	5.3	7.1	8.5	4.8	4.8	10	9.3	9.9	12	8	3.1	2.95	3
Tb	1	1	1.2	1.44	0.83	0.82	1.56	1.45	1.7	1.83	1.4	0.54	0.51	0.52
Yb	4.3	4.5	3.6	4.3	2.8	2.6	4.2	4.1	5.6	5.3	5.1	1.7	1.69	1.58
Lu	0.66	0.68	0.52	0.62	0.41	0.38	0.61	0.59	0.82	0.77	0.75	0.2	0.26	0.24
Hf	5	5	6	6.4	5	4.8	10	8.5	10.6	9	8	4.2	5.12	4.06
Ta	1.4	1.4	1	1.2	0.85	0.8	1.3	1.2	3.7	3.5	2.2	0.6	0.64	0.89

Примечание. 1–6 – Куйдусунский вулканоген (игнимбриты субвулканические), субвулканические массивы: Мукулактский (1, 2), Верхнеаллахский (3, 4), Атарбайский (5, 6); 7–8 – Тарынский субинтрузив (дациты); 9–11 – Хингано-Олонойская депрессия: риолиты нижнеобманийской (9, 10) и верхнеобманийской (11) свит; 12–14 – Ульинский прогиб: кристаллоигнимбриты дацитов, тоттинский комплекс. Серии: 1–11 – ильменитовая, 12–14 – магнетитовая.

Анализируя систему Ab-An-Or применительно к гранитоидам батолита Сьерра-Невада, Д.Преснал и П. Батман [35] пришли к выводу, что в условиях относительной сухости системы и давлении менее 10 кбар повторные эпизоды котектоидного плавления пород коры (состав андезита и кислее) дают спектр расплавов, хорошо соответствующих тренду пород батолита Сьерра-Невада. Заметим, что тренд пород батолита Сьерра-Невада в точности повторяет тренд пород эвтектоидного типа (рис. 7).

Петрографические особенности пород эвтектоидного типа находят объяснение, если принять, что в таких дозированных составах (независимо от происхождения) кристаллизация расплава происходила многостадийно со значительным перепадом температуры и давления. При температуре 1150–1200°C происходила кристаллизация минералов габбрового парагенезиса, избыточных по отношению к гранитной эвтектике. Такая температура кристаллизации воз-

можно только в относительно сухих условиях, при этом образующийся анхивтектический остаточный расплав сосуществует с ранними минеральными фазами в температурном интервале около 200°. После охлаждения системы до 1000–900°C происходит кристаллизация кварца, калинатрового полевого шпата и биотита, наличие последнего указывает на возросшее давление H₂O. Судя по содержанию кварца в гранитной ассоциации вкрапленников (39%), P_{H₂O} составляло на этом этапе 1.5 кбар [25]. После внедрения в верхние промежуточные камеры остаточный расплав в связи с изменившимся давлением становился неравновесным по отношению к вкрапленникам (включая гранитную ассоциацию), о чем свидетельствуют сильная коррозия вкрапленников, нередко до полного растворения, и более высокое содержание кварца в основной массе пород по сравнению с вкрапленниками гранитной ассоциации. Последовавшая декомпрессия привела к дроблению

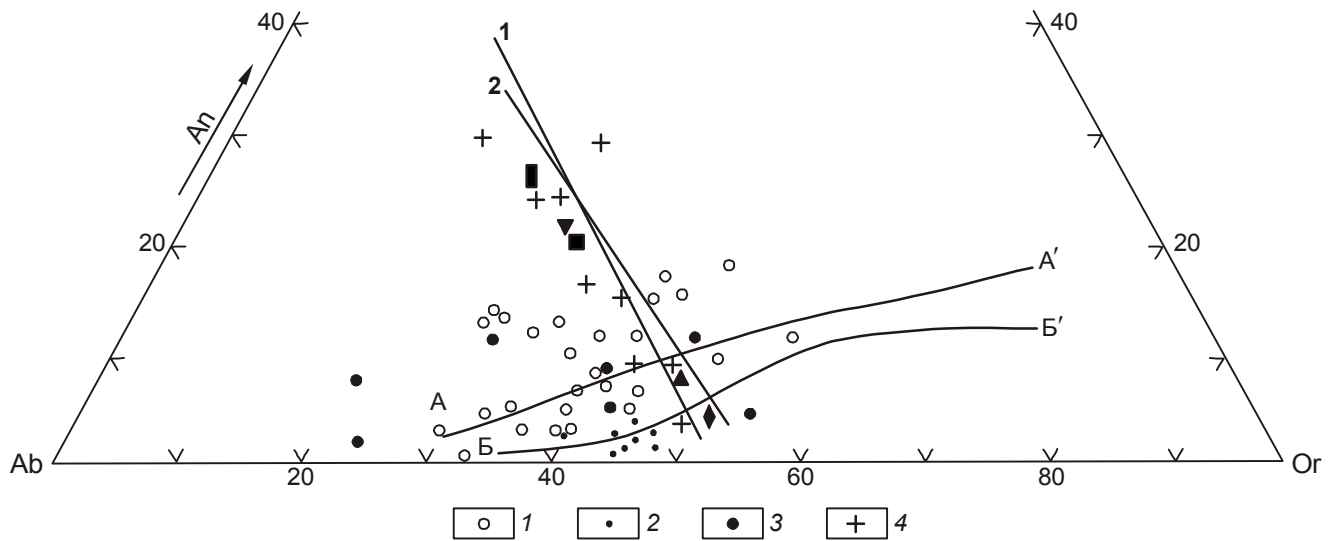


Рис. 7. Диаграмма Ab-An-Or.

1–3 – фигуративные точки пород котектоидного типа: 1 – кислые вулканические и субвулканические породы центральной части Ульинского прогиба, 2 – то же, Нижнебурейского вулканического поля, 3 – основная масса; 4 – фигуративные точки пород эвтектоидного типа (баджальский вулканический комплекс). Остальные условные знаки см. на рис. 6). Котектические линии: AA' – по [37], BB' – по [41]. Вариационные линии: 1 – батолит Сьерра-Невада [35], 2 – гранитоиды Яно-Колымской складчатой области [22].

вкрапленников, вспениванию и застеклованию остаточного расплава.

Такой многостадийный механизм кристаллизации вулканических пород пока не подтвержден экспериментальными исследованиями. Согласно данным Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [4], плагиоклаз и пироксены устойчивы на ликвидусе в сухих условиях при давлении 9 кбар, при более высоких давлениях к перечисленным минералам добавляются кварц и гранат, в риодацитах при давлении 9 кбар в условиях ликвидуса устойчивы кварц и полевой шпат. При давлении 1–3 кбар происходит кристаллизация плагиоклаза, биотита и амфибола. При давлении ниже 1 кбар темноцветные минералы вообще не кристаллизуются, а происходит последовательное образование плагиоклаза, кварца и калишпата [26, 27]. Модель Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда предполагает глубинное образование и сухие условия кристаллизации кислой магмы. Вместе с тем, исследуемые породы, судя по большим объемам и высокому (0.705–0.710) значению первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, имеют, скорее всего, коровое происхождение [17].

Многие исследователи [25, 29, 30, 32] отмечали двухстадийное образование гранитов, наиболее четко проявленное в адамеллитах и гранодиоритах, которые часто состоят из ранних выделений основного плагиоклаза и темноцветных минералов, кварца и ортоклаза, погруженных в кварц-полевошпатовый гранофировый агрегат. Гранофировый базис характе-

ризуется выдержанным соотношением кварца (40%) и полевого шпата, которое не зависит от состава пород и отвечает сухой кварц-полевошпатовой эвтектике [25]. Неравновесность состава и полихронность минеральных фаз отмечается в интрузиях порфирового типа. Часть авторов двухфазность состава гранитоидов объясняет кристаллизационной дифференциацией [25, 29]. Другая группа исследователей [30, 33, 38] склонна объяснять двухфазность состава гранитов как смесь релитовых кристаллов, суспензированных в легкоплавком гранитном расплаве.

А. Уайт и Б. Чаппель [38, 39] выделяют среди гранитоидов I типа высокотемпературный и низкотемпературный подтипы. По их данным, низкотемпературный подтип характеризуется неравновесным составом за счет неполной переработки релита. Показателем неполного плавления является наличие унаследованных цирконов, разнородных мафитовых агрегатов и сростков, а также высокая основность плагиоклазов. Высокотемпературные гранитоиды отличаются равновесным минеральным составом, отсутствием включений основного состава и унаследованных цирконов, содержат плагиоклаз, состав которого близок к нормативному для данного типа пород, широким набором пород (SiO_2 – 46–76 %) со сложными трендами распределения петрогенных и малых элементов.

Петрографическая аналогия низкотемпературных гранитов с эвтектоидным типом вулкаников, а

высокотемпературных – с котектоидным достаточно очевидна.

Неполное сепарирование низкотемпературной выплавки от рестита хорошо объясняет петрографические особенности и вариации петрохимического состава вулканических пород эвтектоидного типа. Вроде бы имеются геологические подтверждения этой модели, например, устойчивая связь химического состава пород эвтектоидного типа с составом вмещающих пород. В таких вулканических зонах, как Хингано-Олонойская и Яурин-Каменушинская, расположенных среди кристаллических пород кислого состава, породы эвтектоидного типа имеют состав предельных риолитов, максимум – риодацитовый, в структурах, расположенных среди терригенных ком-

плексов (Баджальская, Ям-Алинская, Тарынская), – преимущественно дацитовый.

Реститовой природе габбрового парагенезиса вкрапленников противоречит состав и морфология вкрапленников – типичные для вулканических пород. Это противоречие снимается, если рассматривать гломеропорфировые каркасные структуры вкрапленников в качестве промежуточной стадии преобразования ксенолитов [11]. В целом систему ксенолиты – автолиты – гломеропорфировые сростки минералов Ю.П. Масуренков интерпретирует как реликты в различной степени преобразованного субстрата из зоны магмообразования. Заметим, что на фазовой диаграмме диопсид – форстерит – анортит состав вкрапленников габбрового параге-

Таблица 6. Содержания петрогенных (вес. %) и редких ($n \cdot 10^{-4}$ %) элементов в представительных пробах вулканических пород котектоидного типа.

Компоненты	1006-9	3140-1	5120	3585	3680	3320	1060	1061
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75.36	74.61	73.5	71.66	60.28	62.78	72.61	73.58
TiO ₂	0.19	0.28	0.21	0.38	0.75	0.55	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	12.00	13.50	13.68	15.55	18.68	17.90	15.85	15.05
Fe ₂ O ₃	2.66	1.61	1.52	0.93	3.29	3.78	1.40	2.41
FeO	0.43	0.29	0.75	0.37	1.42	0.83	1.08	0.50
MnO	0.01	0.10	0.09	0.10	0.09	0.14	0.09	0.05
MgO	0.05	0.38	0.56	0.58	1.56	1.38	1.59	1.29
CaO	0.42	0.44	0.79	0.49	3.75	2.68	1.50	1.50
Na ₂ O	3.60	3.94	3.68	4.81	3.87	3.88	3.76	3.88
K ₂ O	4.60	3.98	4.02	3.19	4.40	4.68	0.23	0.89
P ₂ O ₅	0.08	0.60	0.05	0.12	0.27	0.24	0.07	0.17
Сумма	99.98	99.73	98.85	98.18	98.36	98.84	100.11	100.23
Rb	-	89	75	70	113	125	120	103
Sr	-	110	137	108	686	544	224	223
Y	-	13	4	14	15	11	36	26
Nb	-	5	3	4	5	5	18	18
Zr	-	161	55	246	225	215	276	291
La	242	29	25	42	30	28	45	37
Ce	421	50	37	67	54	52	72	67
Nd	205	23	15	29	26	26	41	33
Sm	38	5.1	2.8	5.4	6.1	6.1	7.9	6.4
Eu	0.58	0.82	0.56	1.22	1.54	1.48	1.59	1.6
Gd	29	4.6	2.7	4.8	5.4	5.6	6.06	4.5
Tb	4.2	0.7	0.47	0.8	0.88	0.89	1.05	3.8
Yb	6.6	2.2	1.37	2.8	2.1	2	3.54	2.8
Lu	0.86	0.32	0.2	0.41	0.3	0.28	0.54	0.42
Hf	14.3	4.4	3.7	5.8	4.5	5.6	6.6	7.1
Ta	4	0.5	0.5	0.7	0.4	0.3	1.8	1.1

Примечание. 1 – Хингано-Олонойская депрессия, риолит, солонечная свита; 2–6 – Ульяновский прогиб (2–3 – тапская толща: игнимбрит трахириолита (2), трахириолит (3)); 4 – трахириолит, нютская толща; 5–6 – сухореченская толща, игнимбрит трахиандезита; 7–8 – риодациты колчанской свиты, месторождение Белая Гора, нижний Амур. Серии: 1– ильменитовая, 2–8 – магнетитовая. Прочерк – нет данных.

Таблица 7. Содержания РЗЭ в дацитах эвтектоидного типа магнетитовой и ильменитовой серий.

Магнетитовая серия												
	Л-32			Л-33			Л-51					
	пл	ом	вал	пл	ом	вал	пл	ом	вал			
La	10.55	17.74	15.77	17.51	41.04	39.31	19.97	38.83	39.54			
Ce	17.83	53.77	22.54	28.08	79.89	65.58	29.47	74.47	65.17			
Pr	1.79	5.07	2.91	2.74	8.43	7.66	2.74	8.05	7.61			
Nd	6.01	18.91	9.78	9.12	29.30	26.34	8.67	27.98	25.91			
Sm	0.83	3.35	1.52	1.29	4.69	4.45	1.10	4.43	4.29			
Eu	0.88	0.42	0.30	1.19	0.93	1.37	1.46	0.81	0.97			
Gd	0.90	4.07	1.74	1.40	4.96	3.11	1.24	4.54	3.01			
Tb	0.08	0.47	0.17	0.15	0.57	0.54	0.11	0.53	0.52			
Dy	0.45	2.71	1.09	0.76	3.19	2.30	0.57	2.90	2.23			
Ho	0.07	0.52	0.20	0.15	0.63	0.57	0.11	0.58	0.54			
Er	0.23	1.55	0.68	0.43	1.88	1.56	0.32	1.76	1.51			
Tm	0.02	0.21	0.08	0.06	0.28	0.24	0.04	0.26	0.23			
Yb	0.20	1.45	0.75	0.41	1.93	1.66	0.30	1.87	1.58			
Lu	0.02	0.21	0.10	0.06	0.31	0.25	0.05	0.29	0.24			

Ильменитовая серия												
	176			400-5А			862			863-1		
	пл	ом	пл	ом	вал	пл	ом	вал	пл	ом	вал	вал
La	15.98	4.87	17.68	35.53	39.08	22.97	37.28	47.40	21.25	30.57	41.19	18.30
Ce	55.35	10.11	33.48	73.10	77.68	43.82	82.32	103.12	40.72	66.11	89.30	27.78
Pr	2.60	0.97	3.59	8.27	8.56	4.75	9.72	12.12	4.48	7.94	10.57	3.89
Nd	9.06	3.44	12.55	29.91	30.41	17.17	37.05	47.10	16.62	30.53	41.29	13.38
Sm	1.46	0.52	2.21	5.62	5.28	3.06	7.39	9.20	3.18	6.38	8.34	2.04
Eu	0.31	0.27	1.27	0.61	0.75	2.34	1.17	1.70	2.09	1.32	1.47	0.48
Gd	2.40	0.58	2.51	6.27	5.97	3.23	8.26	10.34	3.54	7.38	9.39	2.21
Tb	0.19	0.05	0.31	0.85	0.76	0.39	1.06	1.29	0.46	1.06	1.26	0.24
Dy	1.02	0.33	1.77	5.01	4.43	1.93	5.82	7.04	2.60	6.23	7.14	1.28
Ho	0.20	0.05	0.35	1.01	0.89	0.35	1.09	1.29	0.48	1.21	1.37	0.24
Er	0.61	0.18	1.01	2.96	2.60	0.88	2.91	3.43	1.31	3.35	3.70	0.72
Tm	0.08	0.02	0.14	0.44	0.38	0.11	0.40	0.45	0.18	0.47	0.50	0.09
Yb	0.63	0.17	0.96	2.90	2.51	0.67	2.55	2.89	1.13	2.94	3.19	0.68
Lu	0.09	0.02	0.14	0.43	0.38	0.09	0.36	0.41	0.16	0.42	0.45	0.09

Примечание. Л32, л33, л51 – Ульяновский прогиб; 176, 400-5а Куйдусунская зона (176 – Верхнеаллахский массив, 400-5а – Атарбайский массив); 862, 863 – верховья Индигирки, Тарынский массив. пл – плагиоклаз; ом – основная масса; вал – порода.

незиса располагается точно в центре поля составов микровключений с каркасными структурами (микрореликтолитов [11]).

Для проверки реститовой и кристаллизационной моделей образования вкрапленников габбрового парагенезиса было изучено распределение редкоземельных элементов отдельно в валовых пробах пород, в основной массе и вкрапленниках плагиоклаза из однотипных по химическому составу и составу вкрапленников дацитов эвтектоидного типа. Первую выборку составили эвтектоидные породы ильменитовой серии, а вторую – аналогичные породы, но магнетитовой серии (табл. 7). В тех и других вкрапленники габбрового парагенезиса в среднем составляют 32 %, а гранитного – 8 %.

Кривые распределения нормированных содержаний РЗЭ морфологически оказались близкими

друг другу, исключение составил европий (рис. 8). В породах магнетитовой серии, формирующихся в окислительных условиях, нормированные содержания Eu оказались на уровне других РЗЭ, а в породах ильменитовой серии четко обозначился Eu минимум. В основной массе всех пород так же хорошо выражен Eu минимум, но глубина его оказалась одинаковой в породах магнетитовой и ильменитовой серий. Вкрапленники полевых шпатов, наоборот, отличаются повышенным содержанием Eu, при этом в породах магнетитовой серии оно значительно выше, чем в породах ильменитовой серии (рис. 8). Eu – элемент переменной валентности. Он может находиться в трехвалентной форме, в этом случае его физические свойства не отличаются от других РЗЭ и ведет он себя как несовместимый элемент. Может он находиться и в двухвалентном состоянии, поэтому, как и

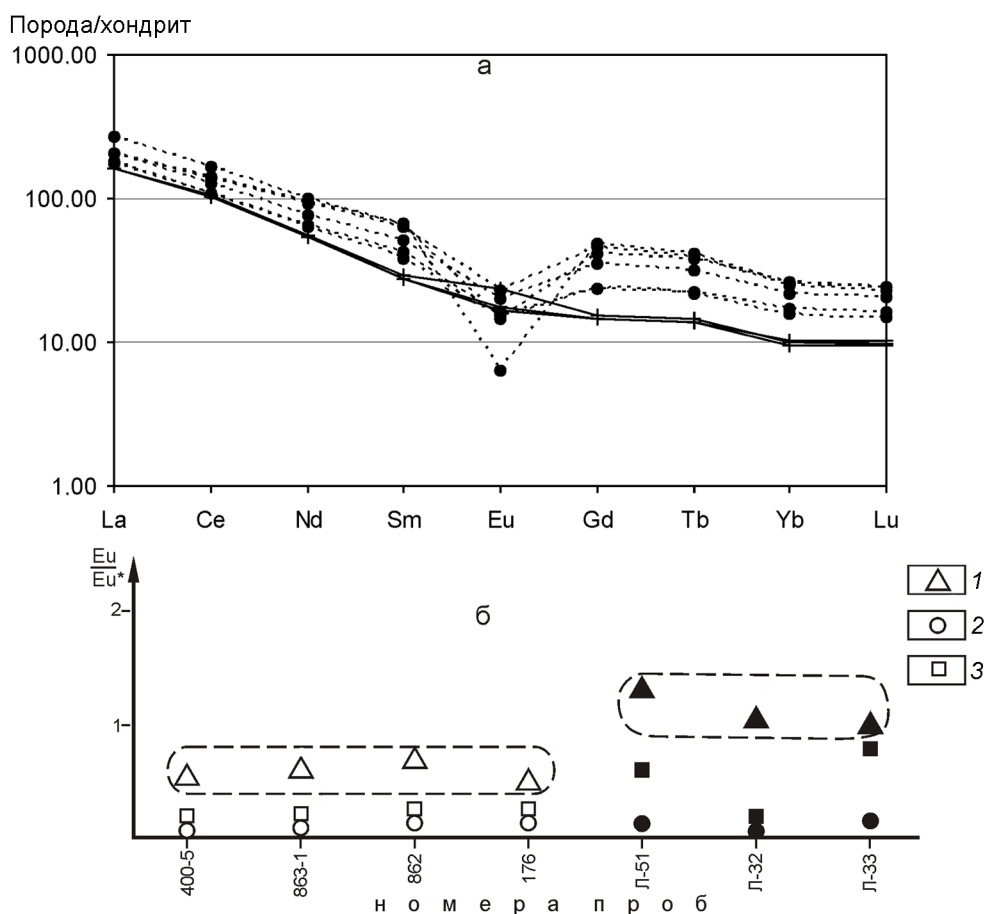


Рис. 8. Распределение а) нормированных по хондриту [32] содержаний РЗЭ; б) Eu / Eu^* во вкрапленниках, в основной массе и в валовом составе дацитов эвтектоидного типа.

1 – вкрапленники плагиоклаза, 2 – основная масса, 3 – валовые пробы. Залитые значки – породы магнетитовой серии, не залитые и крестик – ильменитовой серии.

железо, является показателем окислительных условий и используется в качестве диагностического признака для разделения пород магнетитовой и ильменитовой серий [17, 18]. Основным концентратом Eu являются полевые шпаты, при этом коэффициент распределения кристалл–расплав растет от основных к более кислым плагиоклазам [6, 36]. Поскольку в наших выборках представлены породы с близким петрографическим составом, то влияние кислотности пород на величину европиевой аномалии исключается.

Двухвалентный европий ведет себя как совместимый элемент и при плавлении субстрата должен концентрироваться в рестите, а расплав, соответственно, должен обедняться этим компонентом [36]. Такое поведение Eu объясняет более низкое его содержание в полевых шпатах и, соответственно, в породах ильменитовой серии в целом по сравнению с магнетитовой серией. Если допустить, что габбровый парагенезис, в котором плагиоклаз является пре-

валирующим минералом, является реститом, то плагиоклазы ильменитовой серии должны были бы иметь более высокие содержания Eu по сравнению с полевыми шпатами магнетитовой серии, на самом деле наблюдается обратное соотношение (рис. 8). Отсюда можно заключить, что, во-первых, кристаллизация вкрапленников габбрового парагенезиса происходила из расплава, во-вторых, аномалии Eu – функция окислительно-восстановительных условий и, следовательно, не связаны с фракционированием плагиоклазов.

Котектоидный тип кислых вулканических и субвулканических пород отличается отсутствием реститовых включений, отсутствие или незначительное количество вкрапленников, комплементарные соотношения между составами вкрапленников и основной массы пород. Перечисленные признаки свидетельствуют, что магма, из которой образовался данный тип пород, была относительно высокотемпературной

и формировалась при полном плавлении субстрата, возможно при воздействии базальтовой магмы. В пользу последнего указывает низкое (0.703–0.707) первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах котектоидного типа и парагенетические отношения их с андезитами и базальтами [17].

Кристаллизация вкрапленников в породах котектоидного типа происходила при постепенном снижении температуры и смещении остаточного расплава в сторону гранитной эвтектики. Вкрапленники в породах лавового комплекса кристаллизовались *in situ* или при подъеме вблизи поверхности. Большинство структурных и петрографических признаков этих пород свидетельствуют, что магма в момент излияния была дегазированной и относительно вязкой. Кристаллизация вкрапленников в игнимбритах котектоидного типа происходила в промежуточной камере до ее вспенивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди вулканических и субвулканических пород кислого состава по петрографическому составу выделено два типа – эвтектоидный и котектоидный. Породы эвтектоидного типа образуют в мезозой-кайнозойских вулканогенных поясах континентальной части Востока Азии мощные игнимбритовые покровы, с которыми ассоциируют крупнообъемные субвулканические массивы. Породы эвтектоидного типа характеризуются тремя минеральными парагенезисами: габбровый вкрапленников (ранняя фаза), гранитный вкрапленников и основной массы. Габбровый парагенезис по составу примерно соответствует габбро-анортозитам, а гранитный парагенезис и основная масса пород имеют составы, отвечающие кварц-полевошпатовой эвтектике. В породах разной основности состав основной массы и парагенезисов вкрапленников остаются постоянными, изменяется лишь процентное соотношение этих фаз. Валовый состав пород эвтектоидного типа имеет линейную зависимость от количества вкрапленников габбровой ассоциации.

Котектоидный тип объединяет лавовый и игнимбритовый комплексы пород. Это афировые или редковкрапленниковые породы. Составы основной массы и вкрапленников в них комплементарны друг другу и валовому составу пород.

Автор выражает признательность С. В. Рассказову и А. В. Колоскову за прочтение рукописи и содержательные замечания, способствующие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975. 284 с.
- Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканооструктуры (Приморье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 34 с.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 333 с.
- Красильников А.А., Лейбова Л.М., Юдин С.С. Интрузивные игнимбриты Карамкенского рудного поля // Магматизм Северо-Восточной Азии. Ч. 3. Магадан, 1976. С. 269–272.
- Леснов Ф.П. Геохимия редкоземельных элементов в плагиоклазах // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 917–936.
- Максимов С.О. Магматизм и особенности пороодообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70–103.
- Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. 1975. № 1. С. 3–24.
- Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.
- Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Мишин Л.Ф. Игнимбриты: особенности состава и основные проблемы генезиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 4. С. 82–96.
- Мишин Л.Ф. Лавовый и игнимбритовый комплексы кислых вулканитов и комагматичные им два морфологических типа субвулканических интрузивов // Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника: Тез. IV палеовулканол. симпоз. Хабаровск, 1979. С. 171–172.
- Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
- Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
- Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Мезозойский кислый магматизм Востока России // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы Второго Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 140–144.
- Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
- Мишин Л.Ф. Распределение европия в окраинно-континентальных вулканических поясах (на примере Востока Азии): Материалы Всерос. науч. конф. Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Иркутск, 2007. С. 163–167.
- Полин В.Ф., Коновалова Н.П. Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 3–19.
- Пономарчук В.А., Сотников В.И., Берзина А.Н. Изотопно-

- геохронологическая неоднородность гранит-порфиров Жирекенского Cu-Mo-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 6. С. 679–683.
21. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.
 22. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 362 с.
 23. Рудич К.Н. Магматизм хр. Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 180 с.
 24. Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 179 с.
 25. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 286 с.
 26. Хитаров Н.И., Наганетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см² // Геохимия. 1969. № 1. С. 8–14.
 27. Хитаров Н.И., Наганетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия. 1969. № 3. С. 273–288.
 28. Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 201–299.
 29. Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. М.: Недра, 1983. 270 с.
 30. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 231 с.
 31. Яковлева Е.Б. О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулканитов кислого состава Казахстана // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 1971. С. 57–63.
 32. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 33. Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // Geol. Rdsch. 1987. V. 76. P. 51–79.
 34. Piwinski A.J., Wyllie P.I. Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith Oregon // J. Geol. 1968. V. 76. N 2. P. 205–234.
 35. Presnall D.C., Bateman P.C. Fusion relationships in the system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-SiO₂-H₂O and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. P. 3181–3202.
 36. Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Essex: London Group UK Lid., 1993. 352 p.
 37. Tuttle O.F., Bowen N.Z. Origin of granite in the light of experimental studies // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. V. 74. P. 1–153.
 38. White A.J.R., Chappel B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics. 1977. V. 43, N S. P. 7–22.
 39. White A.J.R., Chappel B.W. Discrimination of Low- and High Temperature I type Granites // Resource Geology. 2004. V. 54, N 3. P. 215–226.
 40. Wyllie P.I. Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics. 1968. V. 43, N 1. P. 41–73.
 41. Yoder H. S., Stewart D. B., Smith C. R. Annual report of the Director of the Geophys. Laboratory, 1956–57. Carnegie Inst. Washington Year book. 1957. N 56.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

L.F. Mishin

Eutectoid and cotectoid petrographic types of acid volcanic and subvolcanic rocks of the marginal-continental volcanic belts, as exemplified by eastern Asia

As exemplified by the marginal-continental volcanic belts of eastern Asia, the petrography and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks of acid composition are investigated. The cotectoid and the eutectoid type are distinguished among them. The eutectoid type is characterized by its nonequilibrium mineralogical composition, which includes an early “gabbro” paragenesis of impregnations (pyroxene, basic plagioclase, occasional olivine and amphibole), “granite” paragenesis of impregnations (soda-potash feldspar, quartz, and biotite), and the bulk of the composition represented by dry quartz-feldspathic eutectics. A linear dependence is noted between the quantity of impregnations of gabbro paragenesis and SiO₂. The whole petrochemical variety of the eutectoid type rocks is determined by the quantitative ratio of gabbro paragenesis impregnations to the bulk of the composition. The cotectoid rocks are dominated by rare-impregnation and aphyric differences; melanocratic inclusions and xenogenic minerals are absent in them. In the cotectoid-type rocks the compositions of impregnations and of the bulk are complementary with respect to the bulk composition of the rocks and give evidence of equilibrium cotectic crystallization.

Key words: petrography, geochemical and petrochemical composition, petrogenesis, volcanic belts, volcanic rocks of acid composition, eastern Asia.