



На правах рукописи

НОЗДРАЧЕВ Евгений Анатольевич

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО
БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА ПРИМОРЬЯ В СВЯЗИ С
ПРОБЛЕМОЙ ЕГО САПФИРОНОСНОСТИ**

Специальности 25.00.04 – петрология, вулканология;
25.00.09 - геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток – 2004

Диссертационная работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

Научные руководители:
член-корреспондент РАН
Ханчук Александр Иванович;
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Щека Сергей Акимович

Официальные оппоненты:
доктор геолого-минералогических наук,
Мартынов Юрий Алексеевич
(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

кандидат геолого-минералогических наук,
Съедин Владимир Тимофеевич
(Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

Ведущая организация:
Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск.

Защита состоится 10 февраля 2005 г. в 14-00 на заседании диссертационного совета Д-005.006.01 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН по адресу: 690022, г. Владивосток, Пр. 100-летия Владивостока, 159, Дальневосточный геологический институт.

Тел.: (4232) 318-750
Факс: (4232) 317-847
Email: fegi@online.marine.su

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Автореферат разослан «___» _____ 2004 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
кандидат геолого-минералогических наук

Б.И. Семеняк

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования. Исследованиями последних десятилетий прошлого столетия установлено широкое развитие обширных базальтовых плато на всём протяжении восточного края Австралии и Азии. На этой территории базальтоиды издавна привлекали к себе внимание геологов. Это обусловлено двумя причинами. С одной стороны, во всех случаях они несут включения глубинных перидотитов, что позволяет оценивать глубины и условия выплавления магм, что важно для выявления геодинамического режима формирования границы океан-континент. С другой стороны, с этими базальтоидами связываются россыпи драгоценного корунда–сапфира. В Приморье были обнаружены россыпи сапфира, а затем и проявления его непосредственно на вулканических постройках [Высоцкий и др., 2002]. Тщательные минералого-геохимические исследования проводились по базальтоидам Австралии, есть разрозненные данные по Таиланду, Камбодже, Лаосу, Вьетнаму, Китаю [O'Reilly, Zhang, 1995; Zhang, O'Reilly, 1996; Oakes et al., 1996; Nguyen et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997; Sutherland et al., 1998; Hoang, Flower, 1998; Zou et al., 2000; Sutherland, Fanning, 2001]. На российской территории наиболее изучено геологическое положение, строение комплексов и состав пород в Сихотэ-Алине [Гапеева, 1957; Малеев, 1963; Сахно, Денисов, 1963; Берсенев, Денисов, 1971; Кутолин, 1972; Щека, 1978а; 1983; 1984; Приходько и др., 1985; Попов, 1986; Есин и др., 1992б и мн. др.] и в северо-восточной части пояса [Белый, 1978; 1994; 1998; Котляр и др., 1981; Говоров и др., 1983 и др.]. Детально освещены петрология и минералогия гипербазитовых включений в базальтах [Сахно, Денисов, 1963; Аблесимов, Бехтольд, 1978; Щека, 1983; Приходько и др., 1985; Акинин, Апт, 1994 и др.]. Геохимия базальтоидов на территории Приморья изучалась лишь на уровне эмиссионного спектрального анализа [Голубева, 1975; Говоров и др., 1984 и др.]. Лишь в последние годы появились сведения по корректной геохимии, изотопии и абсолютному возрасту пород в основном для северной части Сихотэ-Алиня [Есин и др., 1992а; Мартынов, 1995; 1999; 2002; Приходько и др., 1996; Okamura et al., 1998; Рассказов и др., 2003]. В то же время практически отсутствуют сведения по летучим компонентам (Cl, F, P, S, B, CO₂) базальтоидов, хотя известно, что они оказывают определяющее влияние на состав и рудоносность магматических расплавов. Определение этих элементов химическими методами очень трудоёмко и чревато крупными ошибками анализа.

Цель и задачи работы. Основная цель работы – установление геохимических особенностей кайнозойских базальтоидов Приморья в связи с проблемой их сапфириноносности. Были поставлены следующие задачи:

1. Разработка методов рентгенофлуоресцентного определения летучих и других доступных элементов на имеющейся в институте аппаратуре. 2. Изучение поведения ряда элементов в процессе эволюции базальтоидной магмы в Приморье на протяжении 15 млн. лет. 3. Выявление петролого-геохимических индикаторов сапфириноносности базальтоидов.

Фактический материал и методика исследований. Объектом исследований послужили коллекции базальтоидов Приморья, предоставленные В.К. Поповым, С.А. Щекой, А.А. Чашиным и детально изученные в геологическом и петрологическом отношении. Кроме того, использована коллекция базальтов и трахитов из современного вулкана Пектусан (Китай), отобранная В.К. Поповым. Для проведения работы был использован рентгенофлуоресцентный спектрометр VRA-30 производства “Карл Цейс” (Йена, ГДР) с рентгенооптической схемой по Соллеру. Всего проанализировано около 120 образцов на 14 элементов (более 1500 элементо-определений). Использовались также анализы на петрогенные элементы, выполненные традиционным химическим методом и концентрации В по данным атомно-эмиссионного и F (ионометрические методы). Определения концентраций микроэлементов также были проведены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 PIONEER немецкой компании “Bruker” и показали совпадение результатов с определениями на спектрометре VRA-30 в пределах метрологических характеристик.

Научная новизна. 1. Адаптированы методики анализа под определение концентраций традиционных для рентгенофлуоресцентного метода элементов (Ti, Fe, V, Cr, Co, Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Nb) в базальтоидах на спектрометре VRA-30. Установлены или уточнены концентрации этих элементов в породах Шуфанского и Шкотовского плато, вулканов Вострцовской группы, современного вулкана Пектусан (Китай), Болоньского вулкана (Приамурье), вулкана Эребус (Антарктида). 2. Впервые использован рентгенофлуоресцентный метод для комплексного определения содержаний летучих компонентов (фосфора, серы, хлора) в базальтоидах Приморья. Установлен диапазон их концентраций в различных группах базальтов. 3. На уровне геохимии микроэлементов показана генетическая связь толеитового и щелочного магматизма. Установлено, что на территории Приморья наблюдается постепенное ощелачивание магмы от толеитовых через переходные разности к щелочным и фонолит-трахитовым составам, что наиболее показательно по концентрациям Nb, который может служить индикатором щёлочности. Концентрация Nb в исследованных базальтах составляет: в толеитовых: 3-16 г/т; в переходных: 17-30 г/т; в щелочных: 39-148 г/т. 4. Наличие отчётливой корреляции хлора и фтора с цирконием позволяет говорить о том, что в процессе развития базальтового

магматизма Приморья магматический источник одновременно с обогащением некогерентными элементами пропорционально обогащается галогенами. **5.** Установлено, что сапфиносные магмы характеризуются высокими концентрациями микроэлементов (Sr, Zr, Nb) и аномально высокими концентрациями летучих компонентов (Cl, F, P, S, V). При этом коэффициент апаитности ((K+Na)/Al) варьирует в узком диапазоне (в среднем около 0,65 ат. кол.).

Практическая ценность. Разработанные методики анализа позволяют проводить на современном уровне геохимические исследования магматических горных пород. Данные о концентрации микроэлементов в базальтоидах Приморья могут использоваться для сопоставления с вулканическими проявлениями других регионов. Выявленные геохимические особенности сапфиносных базальтоидов могут использоваться как геохимические индикаторы при поисково-разведочных работах на сапфиры и гиацинты.

Апробация работы. Результаты работы докладывались на XXI Всероссийском семинаре по геохимии магматических пород (г. Апатиты Мурманской области, 2003), на Всероссийском совещании, посвящённом 100-летию со дня рождения акад. Ю.А. Кузнецова (г. Новосибирск, 2003), на международном совещании “Тектоника, магматизм и металлогения”, IAGOD Conference (г. Владивосток, 2004) и на VII конференции “Аналитика Сибири и Дальнего Востока” (г. Новосибирск, 2004).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 5 работ.

Структура и объём диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 149 наименований. Изложена на 157 страницах, включая 68 рисунков и 25 таблиц.

Работа проводилась в лаборатории рентгеновских методов под руководством члена-корреспондента РАН А.И. Ханчука и доктора геолого-минералогических наук, профессора С.А. Щеки, которым автор выражает глубокую признательность. Автор благодарит коллектив Аналитического центра ДВГИ и его руководителя кандидата геолого-минералогических наук А.В. Игнатьева за проведение дополнительных аналитических исследований. Разработка методик анализа была бы невозможна без содействия и помощи в работе коллектива лаборатории рентгеновских методов и заведующего лабораторией кандидата геолого-минералогических наук А.А. Карабцова, которым автор выражает искреннюю благодарность.

Особую благодарность автор выражает В.К. Попову, А.А. Чашину,

С.О. Максимова за предоставленные коллекции образцов вулканических пород и многочисленные советы и критические замечания на всех этапах работы, а также Ю.А. Мартынову и В.П. Нечаеву за участие в полевых работах.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Введение

Во введении обоснована актуальность работы, сформулированы цель, задачи работы, научная новизна и практическое значение, определяются объекты исследования, приводятся используемые методики и объём аналитических работ.

Глава 1. Аппаратура и методики рентгенофлуоресцентного анализа

Большинство определений концентраций микроэлементов и летучих компонентов, приведенных в работе, проводилось на рентгенофлуоресцентном сканирующем спектрометре VRA-30 производства “Карл Цейс” (Йена, ГДР) по разработанным или адаптированным автором методикам. Все подвергнутые анализу образцы представляют застывший природный гомогенный расплав, что позволило проводить анализ прессованного на подложке из борной кислоты порошка образца как на микроэлементы, так и на летучие компоненты. Неконтролируемые потери летучих компонентов при процессах гомогенизации до настоящего времени вынуждают использовать прессованные образцы. При определении малых концентраций серы на таких образцах возможны ошибки, которые связывают с появлением на поверхности образца загрязнений [Eastell, Willis, 1990; Longrich, 1995]. Проведенное рентгенофлуоресцентное определение некоторых элементов (Nb, Zr, Sr, Rb, Ni, Co, Cr, V, Ba) не уступает по точности и воспроизводимости другим видам анализа, а выполнение анализа на одном оборудовании с использованием одинаковых стандартных образцов важно для выявления геохимических закономерностей. Определение концентраций Nb, Zr, Sr, Rb, Ni по описанной в работе методике возможно в породах с широким диапазоном вариаций состава. При разработке методик определения концентраций других элементов учитывались характерные особенности базальтоидных пород (обогащенность железом, титаном, кальцием), которые позволяют или не вводить поправку на матричные эффекты (Cl, S, P, Ba, Cr, V, Ti) или упростить введение такой поправки (Co, Fe). В работе в качестве аналитических линий при определении концентраций Ti, Fe использовались K_{β} -линии, Ba – L_{β} -линия, для остальных – K_{α} -линии. В общем случае интенсивность аналитического сигнала пропорциональна содержанию С

элемента и зависит от состава наполнителя: $I = \eta C$, где коэффициент пропорциональности η может меняться от образца к образцу. Для учёта матричного эффекта в работе при определении концентраций Nb, Zr, Sr, Rb, Ni, Co, Fe применялся классический вариант способа стандарта – фона. В этом методе предполагается, что величина η пропорциональна интенсивности $I_{нк}$ некогерентно рассеянного излучения [Бахтиаров, 1978]. В работе использована некогерентно рассеянная K_{α} -линия Rh-анода рентгеновской трубки. По стандартным образцам строились графики зависимости: $I/C = aI_{нк} + b$, где a, b – постоянные коэффициенты, I/C (имп/с)/(г/т) – удельная интенсивность. В дальнейшем по графикам определялись концентрации элементов в исследуемых образцах.

Для расчёта концентраций Cl, S, P, Ba, Cr, V, Ti применялся способ прямого внешнего стандарта. Концентрации элементов C (г/т) вычислялись по формуле: $C = I/\eta$, где I (имп/с) – интенсивность аналитического сигнала, η (имп/с)/(г/т) – удельная интенсивность. В качестве удельной интенсивности η была взята средняя удельная интенсивность на двух-трех стандартных образцах. Метрологические характеристики используемых методик доказывают их применимость для геохимических целей (табл. 1, 2).

Таблица 1 Удельные интенсивности η (имп/с)/(г/т) и рассчитанные пределы обнаружения $C_{пр}$ (г/т) Nb, Zr, Sr, Rb, Ni, Co, Fe₂O₃ для стандартного образца ВЕ-N

Параметр	Элементы						
	Nb	Zr	Sr	Rb	Ni	Co	Fe ₂ O ₃
η	7,4	6,8	5,6	4,7	1,4	1,5	945(имп/с)/(%)
$C_{пр}$	6	7	7	6	5	6	0,01%

Таблица 2 Удельные интенсивности η (имп/с)/(г/т) и рассчитанные пределы обнаружения $C_{пр}$ (г/т) Ba, V, Cr, TiO₂, Cl, S, P

Параметр	Элементы						
	Ba	V	Cr	TiO ₂	Cl	S	P
η	0,7	4,8	4,8	2620(имп/с)/(%)	0,7	0,4	0,09
$C_{пр}$	25	5	5	0,01%	25	30	65

Глава 2. Краткий геологический очерк кайнозойского вулканизма Приморья

2.1 *Общие особенности кайнозойского базальтового вулканизма Дальнего Востока.* На территории Дальнего Востока в кайнозойское время сформировались обширные плато континентальных толеитов (совгаванское, верхнебикинское, шуфанское, шкотовское и др.). Мощность плато достигает

240-270 метров. Платобазальты представляют самую раннюю фазу трещинных ареальных излияний толеитовой магмы, в них практически отсутствует пирокластическая составляющая.

Возраст молодых геологических образований Дальнего Востока определяли К-Аг, ⁴⁰Аг/³⁹Аг и U-Pb методом. Полученный ⁴⁰Аг/³⁹Аг методом возраст свежего базальта Болоньского вулкана составляет 9,6 млн. лет [Приходько и др., 1996]. Средний возраст мегакристов циркона из вулкана Подгелбаночный (Шкотовское плато), согласно U-Pb датировкам, составляет 11,2 млн. лет [Akinin et al., 2004]. Породы других вулканических комплексов датировались К-Аг методом. Возраст вулкана Медвежий (Ханкайский массив) – 11,9 млн. лет. Возраст платобазальтов Шкотовского и Шуфанского плато – 15-10 млн. лет. В интервале 12-3 млн. лет формировались типичные щелочные стратовулканы [Баскина, 1982; Мартынов, 1995; Okamura et al., 1998; Мартынов, 1999; Мартынов и др., 2002; Саранина, 2002; Рассказов и др., 2003; Akinin et al., 2004]. Датировки базальтоидов Совгаванского плато показывают, что толеит-базальтовый вулканизм проявился в интервале 14,7–8,7 млн. лет. Щелочно-базальтовая серия формировалась в интервале 7,7–5,4 млн. лет [Есин и др., 1992а; Есин и др., 1994; Мартынов, 1995; Мартынов, 1999]. Породы Нельминского плато датируются возрастом от 6,37-2,96 млн. лет [Мартынов, 1995; Мартынов, 1999; Мартынов и др., 2002].

Щелочно-базальтовые вулканы Приморья располагаются как в пределах толеитовых плато, так и вне плато и представляют существенно экструзивно-пирокластические постройки. На таких постройках широким распространением пользуются глубинные включения шпинелевых лерцолитов и мегакристы полевых шпатов, пироксенов, шпинелей, амфиболов и др.. В основном чаще встречаются вулканы с базальтами калиево-натриевыми, вулканы с существенно калиевыми лейцитовыми базальтами расположены на северо-востоке Китая [Zhang et al., 1995].

2.2 *Геологическое строение типичных щелочно-базальтовых вулканических построек.* В работе приводятся описания геологического строения Болоньского, Борисовского, Подгелбаночного, Медвежьего вулканов, экструзии кл. Старикова, Вострецовской группы вулканов, субвулканического тела Восток-2, вулканической постройки р. Сандуга.

Глава 3. Минералого-петрографические особенности кайнозойских базальтоидов

Минералого-петрографические особенности кайнозойских базальтоидов Приморья и сопредельных территорий освещены в работах многих предшественников [Баскина, 1982; Щека, 1983; Приходько и др., 1985; Попов, 1991; Мартынов, 1999 и др.]. В данной главе приводятся наиболее характерные черты пород.

3.1 Минералого-петрографическая характеристика базальтоидов.

Характерная для Приморья смена состава магм сопровождается постепенным изменением минерального состава пород. Свежие образцы из нижнего андезито-базальтового горизонта представлены афировыми разностями с редкими микрофенокристами ортопироксена, ильменита и плагиоклаза (An 40-47). На этот горизонт ложатся многократно чередующиеся потоки толеитовых базальтов, которые в основании сложены стеклом или монолитной породой, в верхней части возрастает пористость (до 60 %). Характерной особенностью потоков является обилие крупных, обычно полых, вертикальных каналов со стекловатыми стенками и пленками востита. Наличие их позволяет сделать важный вывод о флюидном режиме толеитового расплава – основным его летучим компонентом является водород, на фумарольной стадии окисляющийся до воды. Нижние части разреза плато сложены породами с преобладанием ортопироксена. В верхних частях разреза зерна ортопироксена замещаются клинопироксеном и появляется оливин. Венчает разрез плато маркирующий горизонт мегаплагиофировых пористых лав, в котором преобладающими становятся плагиоклаз и оливин, появляется керсутит. Основная масса пород горизонта (70-80 %) сложена чистым однородным стеклом. Выше этого горизонта залегают потоки щелочных базальтов. Поры и трещины в них выполнены различными (Na, K, Ca) цеолитами и кальцитом. Это указывает на “щелочной” фосфорно-галоген-карбонатный режим флюидов щелочной магмы.

В работе приводится состав минералов толеитовых разностей Совгаваньского и Нельминского плато из работы Ю. А. Мартынова (1999). Особенностью всех минералов является отчётливо выраженная зональность как фенокристов, так и микролитов. Состав плагиоклаза варьирует от An 50-61 в ядрах зёрен до An 28-31, опускаясь до An 10. Значительна примесь FeO (0,4-1,3 %), а в кислых разностях – K₂O (до 1,72 %). Железистость оливина варьирует от Fa 18-23 в ядрах до Fa 30-50 в каймах и основной массе с соответствующим возрастанием доли CaO (до 0,47 масс. %). Клинопироксены низкоглинозёмистые (0,6-3 % Al₂O₃), железистые (f = 23-41 ат. %) и низкокальциевые (13-20 % CaO), в основной массе иногда – пижониты (6-8 % CaO). В мегаплагиофировых базальтах впервые появляются мелкие (5-10 мм) включения лерцолитов. Мегакристы плагиоклаза характеризуются многократной (до 20 зон) тонкой зональностью (An 43-60) и несут мелкие включения оливина. Изредка встречаются также крупные (2-5 мм) вкрапленники клинопироксена.

Нефелиновые базальты получили развитие в основном в пределах Ханкайского массива. Среди фенокристов преобладает титанавгит, лейциты которого наряду с анортоклазом и титаномagnetитом слагают и основную массу. Оливин присутствует в виде вкрапленников (Fa 18-30) или

ксенокристов – фрагментов гипербазитовых включений (Fa 8-10). В последнем случае он обычно интенсивно реагирует с основной массой. Нефелин слагает зёрна неправильной формы и обнаруживает признаки наиболее поздней кристаллизации. Иногда вместо нефелина такие зёрна представлены анальцимом. Всегда в породах присутствуют игольчатые выделения апатита.

Лейцитовые базальты достоверно встречены только в одном вулкане – Болонском. Лейцит и оливин встречаются как в виде микрофенокристов, так и наряду с нефелином, титанавгитом, санидином, титаномagnetитом входят в состав микродолеритовой основной массы.

Полевошпатовые базальты преобладают в Прибрежной зоне Приморья. Для них характерен состав плагиоклаза An 45-65.

Пикритовые базальты встречены в единичных вулканах, где породы обогащены титанавгитом и оливином в основной массе [Щека и др., 1999].

Породы ряда фолонит-трахит широко представлены в современном вулкане Пектусан [Horn, Schmincke, 2000]. В Приморье они известны в северной части (г. Алмазная), где они являются заключительной фазой.

По составу минералов щелочных базальтов имеются лишь единичные сведения [Щека, Иванова, 1980г.]. Для них характерны те же тенденции, что и для толеитовых разностей. Железистость оливина от ядер к краям зёрен возрастает от Fa 13 до Fa 41 с нарастанием в этом направлении кальциевости – 0,18-0,41 % CaO. Пироксены – высокоглинозёмистые титан-авгиты, близкие по составу мегакристам. K-Na полевые шпаты обогащены Fe и Ca, магнетиты – Ti и Mn, ильмениты – Mg. Лейцит представлен чистой разностью, нефелин содержит заметную примесь K.

3.2 Мегакристы. Известно, что спецификой всех щелочных базальтов является присутствие крупных (до 10 см) кристаллов и их сростков (K-Na-шпатов, пироксенов, амфиболов, слюд, шпинелей, гранатов, цирконов, ильменитов). Мегакристы привлекают особый интерес в связи с тем, что иногда они (полевые шпаты, циркон) образуют сростки с сапфиром и составляют постоянную ассоциацию с мегакристами сапфира в россыпях [Волянюк и др., 1974; Stephenson, 1976; Guo et al., 1995]. В основном мегакристы гомогенны по составу. Такая гомогенизация возможна только при интенсивной циркуляции летучих, что вероятно происходит в промежуточных очагах и магмоподводящих каналах. Таким образом, значительную роль в образовании мегакристов играют летучие компоненты.

3.3 Гипебазитовые включения в щелочных базальтах. Во всех щелочных базальтах мира широким распространением пользуются обломки полнокристаллических пород варьированного состава – от дунитов до разнообразных сиенитов. Включения начинают появляться уже на стадии ощелачивания толеитовых базальтов [Щека, 1983; Приходько и др., 1985]. В вулканических постройках включения присутствуют в основном в

пирокластике и в экструзиях. Размер включений колеблется от отдельных кристаллов и их сростков в субвулканических телах до крупных (до 20 см в поперечнике) самостоятельных бомб в брекчиях. Преобладающим типом включений (более 95%) являются лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты, далее следуют ортопироксениты, клинопироксениты, единичны верлиты. Большинство включений представляет рыхлый среднезернистый агрегат изометричных, часто огранённых зёрен оливина, включающий в межзерновых промежутках мелкие (0,1-2 мм) округлые выделения шпинели и призмы пироксенов. Оливин включений характеризуется повышенной магнезиальностью и постоянными устойчивыми примесями Na, Ca, Cr, Ti, Al. Ортопироксену и клинопироксену свойственны высокие магнезиальность и глинозёмистость, умеренная кальциевость и устойчивые повышенные содержания Na. Для клинопироксена характерны также высокие хромистость и титанистость. Шпинель характеризуется небольшими вариациями хромистости и железистости [Щека, 1983]. Включения подвергаются превращениям в транспортирующей их магме. Их результат наблюдается в виде зональности минералов, реакционных кайм и частичного плавления.

3.4 Явления ликвации в щелочных базальтах. Сосуществование двух стекол различного состава в одном образце часто наблюдается в щелочно-базальтовом комплексе Приморья, что выражается в появлении глобулярных структур. Не вызывает сомнения, что в основе механизма ликвации лежит влияние своеобразной флюидной фазы. Наиболее типичный пример ликвации описан на Подгелбаночном вулкане [Щека, 1978б; Щека и др., 1999]. Вмещающий глобулы базальт относится к умеренно калиевой пикритовой разности. Состав глобул отвечает фонолиту. Фонолитовый расплав является вулканическим аналогом нефелиновых сиенитов. Последние широко представлены в современном вулкане Пектусан и сложены минералами, состав которых идентичен составу мегакристов и включений в сапфире (санидин, олигоклаз, нефелин, тантало-ниобаты). Именно поэтому явление ликвации вызывает интерес при рассмотрении проблемы сапфиросности базальтов Приморья.

Глава 4. Геохимия пород

Геохимические особенности базальтоидов несут ценную генетическую информацию о геодинамических и термодинамических условиях выплавления магм, возможном составе исходного субстрата, вещественной эволюции расплавов и в конечном итоге – об их рудоносности.

4.1 Петрохимические особенности пород. Среди базальтоидов Приморья выделяются толеитовые, щелочные и пикритовые базальты, а также породы группы фонолит-трахит. Обработка результатов анализов показала необходимость выделения группы пород, переходных от

толеитовых к щелочным, которые в разрезе плато занимают соответствующее положение. В качестве геохимических границ для этой группы нами приняты концентрации Nb (~15–30 г/т), который наиболее реально разделяет породы по щелочности. Дополнительно среди щелочных базальтов в отдельную группу выделены сапфиросные разности – породы из районов обнаружения россыпей сапфира (Востречовская группа вулканов, вулканы Медвежий и Подгелбаночный).

В сравнении с известными комплексами толеитовые базальты Приморья располагаются в толеитовом поле наряду с траппами древних платформ, океанов и островных дуг, отличаясь от них повышенной кремнезёмистостью (табл.3, рис.1). Щелочные базальты Приморья близки к аналогам юга Монголии, где толеитовые и переходные разности отсутствуют. Сапфиросные базальты (Приморье, юг Монголии, Австралия) характеризуются в целом более низкой глинозёмистостью при близкой сумме щелочей, т.е. обнаруживают пикритовую тенденцию.

Для выявления характера изменения состава пород были опробованы два разреза Шуфанского и Шкотовского плато. Основание разрезов сложено высокотитанистыми и железистыми андезито-базальтами, щёлочность и калиевость которых возрастает к кровле плато. Изменение титанистости и щёлочности пород в разрезах происходит синхронно с прогрессивным нарастанием этих показателей к заключительным фазам.

Наиболее наглядно эти закономерности отражены на сводном разрезе Шкотовского плато [Щека, 1983]. Привлечение наших и литературных данных позволяет отметить, что любые тренды, отвечающие различным начальным уровням щёлочности, с повышением железистости плавно сливаются с трендом фонолитов и трахитов (заключительные фазы излияний). Фонолит-трахитовые и пикритовые разности на петрохимических диаграммах располагаются по разобшённым полям, что, возможно, связано с ликвацией базальтового расплава.

4.2 Основные закономерности распределения микроэлементов. В работе приводятся геохимические характеристики пород, которые позволяют наиболее полно охарактеризовать изучаемый комплекс. По геохимическим характеристикам кайнозойские базальтоиды Приморья подобны их аналогам, в том числе и сапфиросным, из других районов мира [O'Reilly, Zhang, 1995; Vogel, Keays, 1997]. Концентрации изученных микроэлементов и их распределение в значительной степени контролируются петрохимическим составом пород. Большинство корреляций микроэлементов с петрогенными элементами объясняется хорошо известными изоморфными замещениями. В работе была сделана попытка рассчитать количественно некоторые из этих корреляций. Приводимые уравнения позволяют рассчитывать содержания микроэлемента по петрогенным элементам с естественной для природных объектов погрешностью.

Таблица 3 Химический состав базальтоидов

	1 (43)			2 (17)		
	ср	мин	макс	ср	мин	макс
SiO ₂	52,75	48,28	55,83	49,58	46,08	54,73
TiO ₂	1,58	1,10	2,10	1,92	1,40	2,69
Al ₂ O ₃	15,09	13,22	17,41	14,69	13,28	17,90
Fe ₂ O ₃	4,59	0,21	12,19	4,76	1,07	8,36
FeO	6,30	2,79	9,49	6,87	2,49	9,30
MnO	0,14	0,09	0,21	0,16	0,12	0,25
MgO	6,57	3,98	9,60	7,66	4,65	9,98
CaO	7,74	4,64	9,00	7,81	6,70	9,07
Na ₂ O	2,82	1,90	3,60	3,05	2,37	3,86
K ₂ O	0,74	0,43	2,16	1,46	0,81	2,05
P ₂ O ₅	0,21	0,10	0,50	0,42	0,30	0,56
H ₂ O	0,30	0,02	1,50	0,55	0,05	2,00
п.п.п.	1,21	0,29	3,55	1,38	0,22	3,75
∑	99,84	99,42	100,34	99,91	99,35	101,98
(K+Na)/Al	0,36	0,24	0,52	0,45	0,34	0,52
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,35	0,60	0,45	0,37	0,53
P ₂ O ₅ *	0,17	0,09	0,36	0,34	0,21	0,49
∑Fe ₂ O ₃ *	11,6	8,4	15,3	12,1	9,3	13,5
∑Fe ₂ O ₃ *	11,4	9,6	13,2	12,1	9,3	13,8
Ni*	152	109	238	204	93	346
Co*	41	29	49	48	33	63
Ba*	195	105	555	512	250	960
Rb*	12	2	36	30	8	51
Sr*	352	181	659	463	297	731
Zr*	93	63	213	135	99	207
Nb*	8	3	16	24	17	30
TiO ₂ *	1,67	1,29	2,14	1,90	1,68	2,06
Cr*	251	170	379	191	120	280
V*	177	160	207	186	170	200
F	183	66	241	325	234	467
Cl*	77	20	210	101	50	205
B	8	5	15	13	5	24
S*	140	35	550	135	30	440

Продолжение таблицы 3

	3 (20)			4 (18)		
	ср	мин	макс	ср	мин	макс
SiO ₂	46,18	41,39	50,35	43,03	38,69	47,55
TiO ₂	2,59	1,93	3,54	2,38	1,70	3,05
Al ₂ O ₃	14,35	12,50	17,25	13,62	11,38	15,40
Fe ₂ O ₃	4,95	1,21	10,61	5,55	2,86	8,69
FeO	6,29	1,69	9,76	6,92	3,61	10,48
MnO	0,17	0,14	0,22	0,22	0,16	0,28
MgO	9,13	4,33	13,92	9,80	6,53	12,52
CaO	8,03	6,17	9,10	8,54	5,48	10,68
Na ₂ O	3,64	2,57	4,64	4,05	2,95	4,91
K ₂ O	2,45	1,13	3,97	1,99	0,96	4,11
P ₂ O ₅	0,77	0,59	0,97	1,03	0,81	1,38
H ₂ O	0,38	0,00	1,51	0,77	0,04	1,95
п.п.п.	0,92	0,40	2,97	2,59	0,50	3,59
∑	99,79	99,37	100,46	99,98	99,04	100,66
(K+Na)/Al	0,61	0,37	0,86	0,65	0,46	0,86
Fe/(Fe+Mg)	0,41	0,31	0,58	0,41	0,36	0,49
P ₂ O ₅ *	0,67	0,50	1,00	1,00	0,65	1,39
∑Fe ₂ O ₃ *	11,9	9,9	13,5	13,2	10,7	16,4
∑Fe ₂ O ₃ *	12,0	9,9	13,3	13,2	9,5	16,2
Ni*	214	74	425	264	66	390
Co*	47	38	58	48	33	60
Ba*	740	345	1060	694	470	1170
Rb*	53	18	90	60	28	121
Sr*	862	573	1225	1229	843	1440
Zr*	238	167	306	437	219	690
Nb*	60	39	76	111	56	148
TiO ₂ *	2,29	1,81	2,70	2,33	1,83	2,90
Cr*	239	72	560	291	56	420
V*	220	165	255	201	140	250
F	550	450	650	760	460	989
Cl*	221	45	500	872	150	2200
B	23	15	30	20	5	33
S*	121	20	285	257	60	930

Продолжение таблицы 3

	5 (38)			6 (23)		
	ср	мин	макс	ср	мин	макс
SiO ₂	44,69	38,69	50,35	60,14	50,76	72,90
TiO ₂	2,49	1,70	3,54	0,70	0,17	2,12
Al ₂ O ₃	14,00	11,38	17,25	17,18	9,98	20,62
Fe ₂ O ₃	5,23	1,21	10,61	2,93	0,03	6,24
FeO	6,59	1,69	10,48	3,04	0,83	8,23
MnO	0,19	0,14	0,28	0,12	0,07	0,21
MgO	9,44	4,33	13,92	0,89	0,20	2,41
CaO	8,27	5,48	10,68	1,66	0,33	5,66
Na ₂ O	3,83	2,57	4,91	6,92	4,44	8,99
K ₂ O	2,23	0,96	4,11	5,58	3,82	6,55
P ₂ O ₅	0,86	0,59	1,38	0,14	0,04	0,44
H ₂ O*	0,57	0,00	1,95	0,09	0,03	0,18
п.п.п.	1,71	0,40	3,59	0,75	0,07	2,32
Σ	99,88	99,04	100,66	98,34	95,25	100,06
(K+Na)/Al	0,63	0,37	0,86	1,04	0,65	1,41
Fe/(Fe+Mg)	0,41	0,31	0,58	0,77	0,66	0,94
P ₂ O ₅ *	0,82	0,50	1,39			
ΣFe ₂ O ₃	12,6	9,9	16,4			
ΣFe ₂ O ₃ *	12,6	9,5	16,2			
Ni*	239	66	425			
Co*	47	33	60			
Ba*	718	345	1170			
Rb*	56	18	121			
Sr*	1036	573	1440			
Zr*	332	167	690	1353	536	2229
Nb*	84	39	148	163	71	261
TiO ₂ *	2,31	1,81	2,90			
Cr*	266	56	560			
V*	210	140	255			
F	722	450	989	1395	651	2986
Cl*	529	45	2200	1300	30	3160
B	21	5	33			
S*	183	20	930	76	15	210

Примечание к табл.3: **ср** – средние, **мин** – минимальные и **макс** – максимальные содержания элементов в рассматриваемых группах пород: **1** – толеитовые базальты, **2** – переходные базальты, **3** – щелочные базальты (исключая сапфиросные), **4** – сапфиросные щелочные базальты,

5 – щелочные базальты (включая сапфиросные), **6** – содержание элементов в фонолитах, трахитах. Концентрации петрогенных элементов приведены в масс.%, остальных элементов в г/т, (K+Na)/Al и Fe/(Fe+Mg) в ат. кол.. Обозначенные звездочкой элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом. Отсутствие данных – определение концентраций не производилось. В скобках приведено количество анализов.

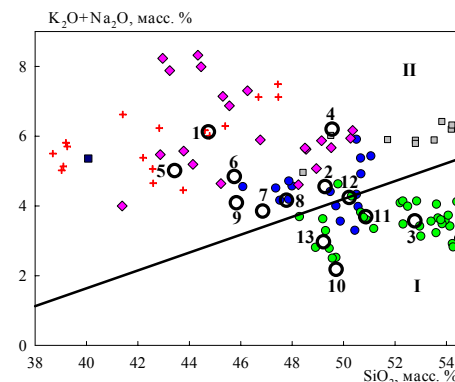


Рис. 1 Распределение составов базальтов в координатах SiO₂ – (K₂O+Na₂O). **I** – поле базальтов толеитового ряда, **II** – поле базальтов щелочного ряда [Богатиков О. А. и др., 1981]. Жирными кружками показаны средние составы: **1 – 3** – изученные в данной работе базальты Приморья: **1** – щелочные (38), **2** – переходные (18), **3** – толеитовые (43); **4** – щелочные базальты Северной и Центральной Монголии (12) и **5** – юга Монголии (9); **6** – щелочные базальты Австралии (48) и **7** – зоны Великих Африканских разломов (40); **8** – все базальты континентальной щелочно-базальтовой формации (276); **9** – щелочные базальты океанической щелочно-базальтовой формации (118); **10** – океанические толеитовые базальты (167), **11** – базальты андезитовых формаций (355); **12** – траппы молодых платформ (90); **13** – траппы древних платформ (258). **4, 5** – по В.В. Кепежинскас и др. (1973); **6** – по S. Y. O'Reilly, M. Zhang (1995); **7-9, 11-13** – по В.А. Кутолину (1972), **10** – по S.A. Shcheka (1981). В скобках приведено количество анализов.

Здесь и далее условные обозначения на графиках:

- - толеитовые базальты;
- - переходные базальты;
- ◆ - щелочные базальты;
- + - щелочные сапфиросные базальты Приморья;
- - пикритовый базальт;
- ▼ - фонолиты, трахиты;
- - сапфиросные базальты Австралии;
- - олигоценые трахибазальты Приморья.

Ni, Co и Cr отчетливо коррелируют с MgO, с меланократовостью пород: $Ni=1,8(MgO)^2-4,7MgO+97$, $r=0,64$; $Co=0,006(MgO)^2+2,5MgO+25$, $r=0,47$; $Cr=3,6(MgO)^2-32MgO+266$, $r=0,55$; $Ni=139((Ca+Fe+Mg)/Al)-59$, $r=0,59$; $Co=17,8((Ca+Fe+Mg)/Al)+13$, $r=0,67$; $Cr=159((Ca+Fe+Mg)/Al)-15$, $r=0,48$; где r – коэффициент корреляции. Для всех этих зависимостей характерно то, что сапфиросные базальты Австралии занимают те же позиции, что и приморские (рис. 2). Ванадий обнаруживает отчетливую корреляцию с Ti и меланократовостью: $V=46TiO_2+100$; $r=0,41$; $V=44((Ca+Fe+Mg)/Al)+116$; $r=0,50$; для трахизабальтов: $V=253TiO_2-86$; $r=0,93$; где r – коэффициент корреляции. Особые крутые тренды дают трахизабальты, в которых Ti и V концентрируются в стекле (рис. 3).

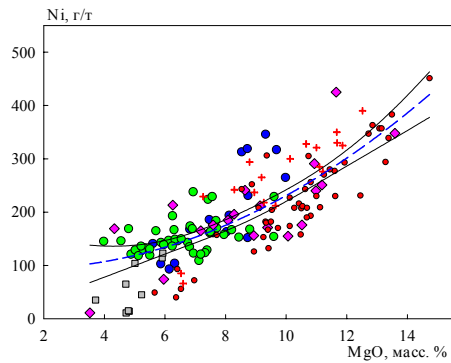


Рис. 2 Корреляции Ni и Mg в породах. Условные обозначения см. рис. 1.

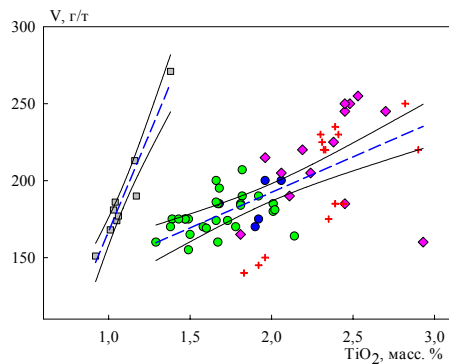


Рис. 3 Корреляции V и Ti в породах. Условные обозначения см. рис. 1.

Связи крупноионных литофилов (Ba, Rb, Sr, Nb, Zr) с петрогенными элементами опосредствованы такими же связями последних с соответствующими флюидными компонентами. Концентрации этих элементов напрямую зависят от щелочности пород, возрастая в ряду толеит – щелочной базальт. В фолонитах и трахитах для некоторых элементов эта тенденция нарушается [Лутц, 1980].

Другие аномалии связаны с аномалиями летучих компонентов в сапфиросных вулканах. Поведение Nb и Zr в значительной мере подобны – их концентрации возрастают с повышением натровости пород (рис. 4). Эти элементы отчетливо коррелируют и между собой. Базальты и лейкократовые разности образуют свои отчетливые тренды (рис. 5).

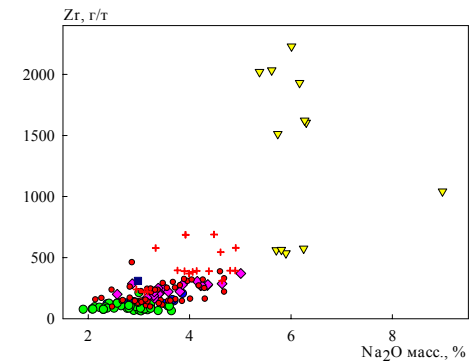


Рис. 4 Корреляции Zr и Na в породах. Условные обозначения см. рис. 1.

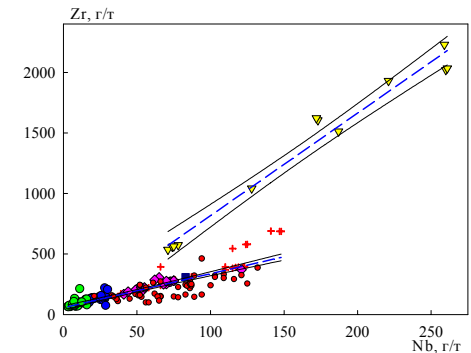


Рис. 5 Корреляции Zr и Nb породах. Для базальтов: $Zr=2,8Nb+56$; $r=0,75$; для фолонитов, трахитов: $Zr=8,5Nb-30$; $r=0,97$; где r – коэффициент корреляции. Условные обозначения см. рис. 1.

На графиках зависимости содержаний Nb и Zr от агаптитности пород появляются их аномалии, соответствующие значениям $(K+Na)/Al \sim 0,65$ и $\sim 1,2$ (рис. 6). Указанные аномалии совпадают с аномалиями рассматриваемых нами летучих компонентов.

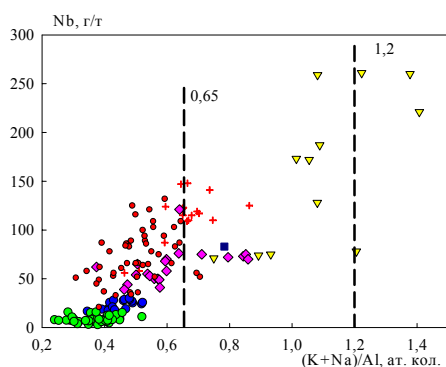


Рис. 6 Корреляции Nb с агаптитностью. Условные обозначения см. рис. 1.

4.3 Особенности распределения летучих элементов. Многочисленные исследования предшественников были направлены на изучение распределения летучих компонентов в породах различного состава, выполнены значительные объёмы работ по экспериментальному моделированию их роли в процессах петрогенезиса и рудообразования [Vogel, Keays, 1997; Signorelli, Carrol, 2002 и мн. др.]. Для рассматриваемого региона характерно отсутствие исследований, касающихся распределения летучих компонентов в базальтоидах, особенно сапфиросных.

Из-за дегазации магмы содержания летучих элементов в валовом составе излившихся вулканитов могут быть намного ниже, чем во включениях расплава в фенокристах [Metrich, Rutherford, 1992; Horn, Schmincke, 2000 и мн. др.]. Это налагает определённые ограничения при интерпретации валовых концентраций летучих элементов в вулканических породах. Помимо воды, углекислоты и фосфора, которые являются в магме главными летучими компонентами, не менее важную роль в магматических процессах играют и рассматриваемые нами Cl, F, S, В. Полученные аналитические данные по F, В пока немногочисленны, поэтому выводы по этим элементам можно считать предварительными.

Известно, что максимальные концентрации Р характерны для натровых щелочных пород. Содержания Р снижаются от щелочных к толеитовым базальтам и далее к фонолитам-трахитам. При $(K+Na)/Al \sim 0,65$ и $(K+Na)/Si \sim 0,24$ наблюдаются аномалии Р. Аномалии, соответствующие данным значениям, характерны и для Cl, F, В, S. Для Cl, F добавляются аномалии при $(K+Na)/Al \sim 1,2$ (рис. 7). Минимум концентраций

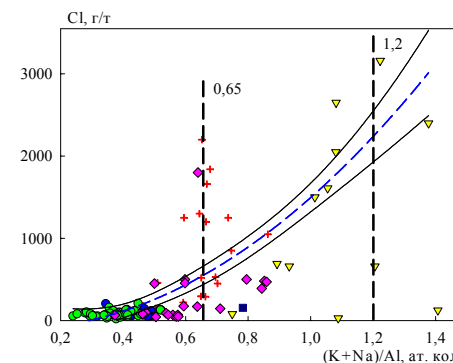


Рис. 7 Корреляции Cl с агаптитностью. $Cl = 1760((K+Na)/Al)^2 - 163((K+Na)/Al) - 102$; $r = 0,71$; где r – коэффициент корреляции. Условные обозначения см. рис. 1.

приходится на $(K+Na)/Al \sim 1$, и он совпадает с минимумом растворимости хлора, полученном в эксперименте [Metrich, Rutherford, 1992; Малинин, Кравчук, 1995; Чевычелов, 1999; Signorelli, Carrol, 2002]. В распределении S и В добавляются максимумы при $(K+Na)/Al \sim 0,4$ и $(K+Na)/Si \sim 0,13$ (рис. 8).

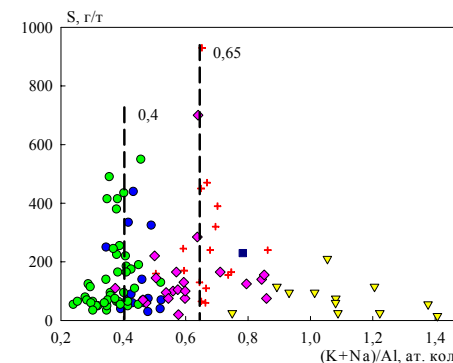


Рис. 8 Корреляции S с агаптитностью. Условные обозначения см. рис. 1.

Максимальные содержания S наблюдаются как в щелочных, так и в толеитовых базальтах при железистости 0,45 (рис. 9), что позволяет предположить максимальное удержание серы в расплавах данного состава. Среди всех корреляций летучих компонентов и микроэлементов наиболее явной является корреляция Cl с Nb и Zr, что указывает на поведение Cl в магматическом расплаве как несовместимого элемента, на недосыщенность магмы хлором и на то, что значительных потерь хлора до извержения не

происходило [Коваленко и др, 1994; Horn, Schmincke, 2000].

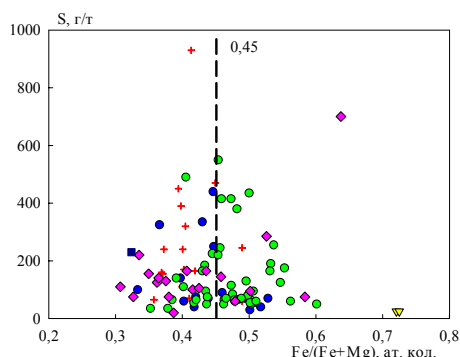


Рис. 9 Корреляции S с железистостью. Условные обозначения см. рис. 1.

Таким образом, в распределении изученных летучих элементов в генеральном плане наблюдается повышение их концентраций с ростом щёлочности пород. На фоне этого повышения выделяются их аномалии, характерные для вулканов, в которых обнаружены сапфиры.

Глава 5. Петролого-геохимическая эволюция кайнозойского базальтоидного вулканизма Приморья и минералого-геохимические критерии сапфириноности базальтов

В геологическом отношении территория Приморья входит в состав зоны взаимодействия древних континентальных плит (Евразийской и Австралийской) с Тихим океаном. Край азиатского континента окружён приконтинентальными окраинными морями, отделёнными от океана островными дугами. Согласно существующим представлениям заложение этих структур связано со сдвиговыми движениями, сопровождавшими косое скольжение плит [Уткин, 1985; Ханчук, 2000]. Этапу образования современных окраинных морей предшествовала крупная деструкция края азиатского континента, сопровождавшаяся утонением и базификацией континентальной коры с выносом к поверхности гигантских объёмов кислых магм, сформировавших Восточноазиатский вулканический пояс [Попов, 1986]. Формирование современных окраинных морей может рассматриваться как продолжение этого процесса в иных геодинамических режимах с дальнейшим утонением коры края континента, дрейфом его фрагментов в сторону океана и излиянием на поверхность более мафических базальтоидных расплавов [Ханчук и др., 1997].

5.1 Основные черты петролого-геохимической эволюции кайнозойского вулканизма Приморья. Наиболее ранние (40-20 млн. лет) проявления базальтоидного вулканизма в Приморье приурочены к грабенообразным линейным структурам, окаймляющим восточное Приморье, западный Сахалин и Японию. Породы этого этапа представлены известково-щелочными базальтами, обычно эволюционирующими до дацитов и риолитов [Попов, 1986; Мартынов, 1999; Федоров, Филатова, 2002; Tatsumi et al., 2000 и др.]. Типичные континентальные толеиты формируются в интервале 15-10 млн. лет. Начиная с 12-10 млн. лет появляются щелочные стратовулканы. Проведённые нами исследования показали, что изменение состава расплавов сопровождается соответствующими изменениями набора летучих и ряда когерентных им микроэлементов. Общеизвестно [Наумов и др., 2002], что в толеитовых магмах преобладают H_2 , H_2O и CH_4 , щелочные расплавы обогащены CO_2 , F, P и Cl. Предполагается [Маракушев и др., 2003], что источником H_2 и CH_4 являются наиболее глубокие зоны Земли, в то время, как источником “щелочных” флюидов (CO_2 , F, Cl, P) является астеносфера. С этим можно согласиться, поскольку водород обладает уникальной фильтрацией через любые типы природных пород и расплавов, а скорость фильтрации “щелочных” флюидов намного ниже. Всё перечисленное позволяет предполагать, что в Приморье водородная часть флюидного потока (плюма) достигает низов земной коры, вызывая сначала известково-щелочные, потом континентально-толеитовые выплавки (рис.10). По мере подъёма к поверхности “щелочных” флюидов в плавление вовлекаются более глубокие (верхнемантийные) горизонты и механизм выплавки приобретает фракционный характер, определяемый видом летучего компонента (CO_2 , P, Cl – Na; F, B – K).

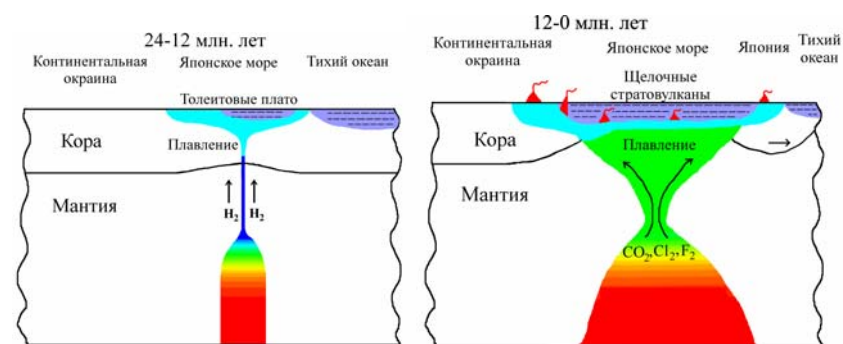


Рис. 10 Модель кайнозойского базальтоидного вулканизма в Приморье.

5.2 Минералого-геохимические индикаторы сапфиросности кайнозойских базальтоидов Приморья. О генетической связи россыпей сапфиров и гиацинтов с щёлочнобазальтовым вулканизмом свидетельствуют постоянно наблюдаемое пространственное совмещение россыпей и базальтовых полей, принадлежность крупных зёрен сапфиров и гиацинтов к ассоциации мегакристов, родственность которых базальтам не вызывает сомнения. Элементы-примеси в “базальтовых” сапфирах также специфичны [Guo et al., 1996; Высоцкий и др., 2002]. Расплавные включения в сапфирах имеют состав фонолита-трахита. Такой же состав имеет и богатая сапфирами пирокластика в Австралии [Oakes et. al., 1996]. Следовательно редкие находки сапфиров непосредственно в базальтах объясняются тем, что собственно сапфиросными являются дериваты щёлочно-базальтовой магмы – фонолиты и трахиты, являющиеся вулканическими аналогами сиенитов.

Проведённые исследования показали [Щека, Ноздрачев и др., 2003], что базальты сапфиросных вулканов обладают аномально повышенными концентрациями не только Cl, но и других летучих элементов (P, F, S, B), а также когерентных им крупноионных литофилов (Nb, Zr, Rb, Sr и др.). При этом выяснилось, что аномалиям соответствуют одинаковые значения щёлочности пород ((K+Na)/Al, (K+Na)/Si ~ 0,65 и ~ 0,24 соответственно), хотя одновременно в этих же постройках присутствуют и низкие концентрации летучих элементов.

Несомненно, что благоприятные для обнаружения сапфиров базальтоиды должны характеризоваться повышенной натровостью и флюидонасыщенностью (прежде всего Cl), а апатит должен иметь Cl-состав. Безусловно эти критерии требуют апробирования на более обширном материале.

Заключение (основные защищаемые положения)

1. Разработана методика рентгенофлуоресцентного определения P, Cl и S в магматических породах любого состава, по пределам обнаружения и ошибкам удовлетворяющая требованиям геохимических исследований.

2. Эволюция расплавов кайнозойских (после 15 млн. лет) базальтоидов протекала в направлении от континентальных толеитов к щелочным базальтоидам в соответствии с подъемом флюидно-магматических колонн (плюмов) в нижние горизонты земной коры и последующим поступлением глубинного (астеносферного) материала.

3. Смена толеитовых расплавов щелочными сопровождалась изменением состава флюидных компонентов от водородного до фосфорно-галогенно-углекислотного, что связано с более высокой скоростью миграции водорода, опережавшего фосфорно-галогенно-углекислотные флюиды.

4. Щёлочно-базальтовые вулканы, в которых обнаружены сапфиры, характеризуются аномально повышенными концентрациями флюидных компонентов (Cl, F, P, S, B), приуроченными к узкому интервалу щёлочности пород ((K+Na)/Al~0,65 ат. кол.), что является геохимическим индикатором сапфиросности базальтоидов.

Список работ по теме диссертации

1. Попов В.К., Ноздрачев Е.А., Кузьмин Я.В. Включения нефелиновых сиенитов в пемзах вулкана Пектусан: состав, генезис и геодинамические условия проявления магматизма. // Тезисы докладов XXI Всероссийского семинара “Геохимия магматических пород”. Апатиты.: 2003. С. 127-128.

2. Щека С.А., Ноздрачев Е.А., Попов В.К., Чашин А.А. К геохимии хлора в кайнозойских базальтоидах Сихотэ-Алиня. // Тезисы докладов XXI Всероссийского семинара “Геохимия магматических пород”. Апатиты.: 2003. С. 172-173.

3. Ноздрачев Е.А. Рентгенофлуоресцентное определение хлора, серы и фосфора в горных породах. // Заводская лаборатория. 2004. №9. С. 19-22.

4. Ноздрачев Е.А. Рентгенофлуоресцентное определение Ni, Co, Fe в базальтоидах на спектрометре VRA-30. // Тезисы докладов VII конференции “Аналитика Сибири и Дальнего Востока” . т. 2. Новосибирск.: 2004. С. 77-78.

5. Shcheka S.A., Nozdrachev E.A., Popov V.K., Chashchin A.A. On some features of geochemical evolution of the Cenozoic basaltoid volcanism in Primorye, Russian Far East. // Proceeding of the Interim IAGOD Conference “Tectonics, Magmatizm and Metallogeny”. Vladivostok. Dal'nauka. 2004. P.382-384.

**Дальневосточный Геологический Институт Российской
Академии Наук**

690022, Владивосток-22, пр-кт 100-летия Владивостоку, 159

Факс: (7 - 4232) 317847

Тел.: (7 - 4232) 318750

URL: <http://www.fegi.ru>

E-mail:

office@fegi.ru - ученый секретарь ДВГИ ДВО РАН Н.А.Чепкая

director@fegi.ru - директор ДВГИ, член-корреспондент РАН А.И.Ханчук