

Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова

на правах рукописи

Щербаков Юрий Дмитриевич

УДК (550.4+552.11):552.333(571.66)

**ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-
КОМЕНДИТОВОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ**

Специальность

25.00.09 - геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
д.г.-м.н. А.Б. Перепелов

г. Иркутск

2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. Геологическое строение Камчатки и вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, объекты и методы исследований.....	16
1.1 Основные черты геологического строения и магматического развития активной континентальной окраины Камчатки в кайнозое.....	16
1.2 Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки, структура и этапы развития.....	25
1.3 Объекты исследований и фактический материал.....	28
1.4 Методы исследований.....	29
1.5 Классификация пород нормально-щелочных и умеренно-щелочных вулканических серий Срединного хребта Камчатки.....	33
Выводы.....	41
ГЛАВА 2. Геолого-структурная позиция и геологическое строение вулканических центров Камчатки с проявлениями пород щелочно-базальт- трахит-комендитовой серии	42
2.1 Вулканический центр Белоголовский.....	43
2.2 Вулканический центр Большой-Кекунайский.....	48
2.3 Возраст вулканических центров.....	52
2.4 Общие закономерности развития вулканических центров.....	61
Выводы.....	61
ГЛАВА 3. Петрография и минералогия пород вулканических центров и их вулканогенного фундамента	63
3.1 Породы вулканического центра Белоголовский.....	63
3.2 Породы вулканического центра Большой-Кекунайский.....	81
3.3 Редкоземельные силикаты из трахитов вулкана Большой.....	88
3.4 Редкоэлементный состав минералов по данным LA-ICP-MS.....	98
Выводы.....	104
ГЛАВА 4. Геохимия и вещественная эволюция пород вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский.....	106

4.1 Геохимия серии пород Белоголовского вулканического центра.....	107
4.2 Геохимия пород вулканического центра Большой-Кекукнайский	128
4.3 Распределение элементов платиновой группы в породах вулканических центров.....	138
4.4 Умеренно-щелочной вулканизм внутриконтинентальных рифтовых зон и океанических островов.....	144
Выводы.....	146
ГЛАВА 5. Условия образования умеренно-щелочных магм вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский.....	147
5.1 Условия образования и кристаллизации умеренно-щелочных магм..	147
5.2 Происхождение трахитов и комендитов их генетические связи.....	148
5.3 Источники магм по изотопным данным.....	158
5.4 Модель происхождения умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки.....	184
Выводы.....	192
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	194
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	198
ПРИЛОЖЕНИЕ 1.....	214

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии широко освещается в научной литературе в связи с необходимостью установления источников умеренно-щелочного и щелочного магматизма в различных геодинамических обстановках, определения условий и направленности эволюции магм такого типа с формированием кислых щелочных агпатитовых расплавов. Проявления щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма (ЩБТК) характерны, главным образом, для внутриконтинентальных рифтовых зон [Scaillet, 2003; Ulusoy и др., 2012; White и др., 2012] и океанических островов [Carracedo, 1999; Cousens, 2003], и значительно реже наблюдаются на определенных этапах развития зон конвергенции литосферных плит - в развитых островодужных системах и на активных континентальных окраинах [Коваленко, Козловский, Ярмолюк, 2010]. Общие петролого-геохимические признаки участия в формировании магм ЩБТК серии обогащенного мантийного вещества или астеносферной мантии находятся в противоречии с представлениями о процессах надсубдукционного магмогенеза в зонах перехода «океан-континент». Стандартные условия развития надсубдукционного магматизма предполагают отсутствие его прямой связи с астеносферной мантией и обусловлены протеканием процессов магмообразования в результате отделения флюидов от субдуцированной океанической литосферы, флюидного метасоматоза и плавления вещества надсубдукционной деплетированной мантии. Следует предполагать, что проявления ЩБТК магм в зонах конвергенции литосферных плит должны быть связаны с особыми условиями магмообразования, отличными от условий как надсубдукционного, так и внутриплитного магмогенеза. Их формирование в зонах перехода «океан-континент» отражает, вероятно, гетерогенный характер источников магматического вещества, природа которых в таких структурах должна быть исследована с позиций современных представлений о процессах астеносферно-литосферного взаимодействия и мантийно-корового рециклинга. Породы ЩБТК серии в таких обстановках должны обладать специфическими и индикаторными изотопно-геохимическими

признаками гетерогенных источников магм, а продуцируемые этими магмами ассоциации вулканических пород должны иметь оригинальные минералогическо-геохимические характеристики. Эти предположения касаются и конечных кремнекислых членов ЩБТК серии – трахитов, комендитовых трахитов и комендитов, условия формирования которых и генетические связи между собой с одной стороны достаточно хорошо изучены для обстановок внутриконтинентальных рифтовых зон [Çubukçu и др., 2012; Leat, MacDonald, Smith, 1984; Özdemir и др., 2006; Scaillet, 2003; Scaillet, Macdonald, 2006] и океанических островов [Araña, Vadiola, Hernán, 1973; Carracedo, 1999], а с другой не получили необходимого обоснования для обстановок зон конвергенции литосферных плит.

Ярким примером развития ЩБТК магматизма в обстановках активных континентальных окраин является позднекайнозойский вулканический пояс Срединного хребта Камчатки. Обнаружение в строении этого пояса позднеплиоцен-раннеплейстоценовых вулканических комплексов ЩБТК типа связано с проведением геолого-съёмочных работ и тематических научных исследований [Волынец и др., 1984; Волынец и др., 1990; Патока, Успенский, 1977]. Развитие ЩБТК магматизма в Срединном хребте в поздеплиоцен-раннеплейстоценовое время ограничено структурами двух крупных вулканических центров, это вулканический центр Белоголовский и окружающие его фрагменты эродированных вулканических сооружений на северо-западном фланге Ичинской группы вулканов, а также вулканический центр Большой-Кекунайский в тыловой западной зоне пояса. Указанные вулканические центры являются в данной диссертационной работе **главными объектами исследований.**

Актуальность проведённого исследования заключается в предоставлении новых сведений о времени развития и геологической позиции ЩБТК серии вулканического пояса Срединного хребта по отношению к этапам развития надсубдукционного магматизма, а также в получении данных о минералогическо-геохимических и изотопно-геохимических особенностях пород с

реконструкциями источников, условий зарождения и процессов эволюции умеренно-щелочных магм К-Na типа в геодинамической обстановке активной континентальной окраины Камчатки. Актуальность работы выражается также в установлении генетических связей различных типов пород в составе серии с процессами дифференциации [Флеров и др., 2014] и в первой находке и определении условий формирования редкоземельной минерализации в трахитах Камчатки [Щербаков и др., 2014].

Новыми и актуальными являются доказательства методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ изотопного датирования позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста ЩБТК вулканизма Срединного хребта и установление редкоэлементных характеристик породообразующих минералов из пород серии с получением оригинальных коэффициентов распределения редких элементов для системы «минерал/расплав».

На основе изотопных данных ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и особенностей распределения в породах элементов платиновой группы предложена модель образования К-Na умеренно-щелочных магм Камчатки с участием гетерогенных источников вещества – деплетированной литосферной мантии «тихоокеанского» типа и астеносферной мантии «индийского» типа с участием метасоматизированной надсубдукционной мантии.

Целью работы является создание общей петрологической модели происхождения позднеплиоцен-раннеплейстоценовой щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в геодинамической обстановке активной континентальной окраины, установление источников вещества, условий магмообразования и процессов формирования дифференцированного ряда пород ЩБТК серии, в том числе кислых умеренно-щелочных расплавов К-Na типа – трахитов, комендитовых трахитов и комендитов.

Основные задачи исследования:

1. Установить время развития, масштабы проявлений и геолого-структурную позицию щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки, показать пространственно-

временные закономерности проявлений умеренно-щелочных магм в структуре пояса по отношению к вулканизму надсубдукционного геохимического типа.

2. Определить составы минеральных парагенезисов пород ЩБТК серии Камчатки, установить общие закономерности и направленность процессов кристаллизации К-На умеренно-щелочных магм в эволюции вулканических центров с оценкой роли кристаллизационной дифференциации в формировании ряда пород «трахибазальт–трахиандезит-трахит-комендит», установить условия формирования аксессуарных редкоземельных минералов в трахитах.

3. Провести геохимическую типизацию пород ЩБТК серии с установлением вещественных особенностей пород К-На умеренно-щелочного типа для геодинамической обстановки активной континентальной окраины Камчатки, определить общие закономерности вещественной эволюции расплавов и установить индикаторные редкоэлементные характеристики пород серии по отношению к вулканическим породам «островодужного» геохимического типа.

3. Установить условия образования кремнекислых умеренно-щелочных расплавов в составе ЩБТК серии Камчатки – трахитов, комендитовых трахитов и комендитов с позиций процессов дифференциации магм.

4. Установить источники магм ЩБТК серии Камчатки на основе изотопно-геохимических данных и данных о распределении в породах элементов платиновой группы.

5. Показать минералого-геохимические особенности пород ЩБТК серии активной континентальной окраины Камчатки в сравнении с одноименными вулканическими ассоциациями обстановок внутриконтинентальных рифтовых зон и океанических островов.

6. Провести реконструкцию условий происхождения К-На умеренно-щелочных магм активной континентальной окраины Камчатки с позиций современных представлений о литосферно-астеносферном взаимодействии и мантийно-коровом рециклинге вещества.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положены геологические материалы, полученные автором лично при проведении

научных экспедиционных исследований на территории Камчатки в составе отрядов ИГХ СО РАН, совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН и геологического факультета МГУ в 2010-2013 годах, а также материалы предшествующих исследований, в интерпретации которых автор принимал непосредственное участие. В ходе экспедиционных работ были созданы оригинальные коллекции проб и образцов вулканических пород Срединного хребта Камчатки и использованы коллекции научного руководителя работы общим объемом более 220 проб. Получены данные о химическом и редкоэлементном составе большинства проб коллекции. Изучено около 120 шлифов. Микрозондовыми исследованиями определены составы минеральных парагенезисов в 12 образцах пород. Определены изотопные возраста 4 образцов пород ЩБТК серии и вулканогенного фундамента изученных вулканических центров, получены изотопные данные для 15 проб исследованных вулканических сооружений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Установлены особенности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) для 14 проб. В ходе исследований методом LA-ICP-MS получены первые данные о распределении микроэлементов в пороодообразующих минералах вулканических пород Камчатки (8 образцов).

Исследования проводились во время обучения автора в магистратуре Иркутского госуниверситета (2010 г.) и в очной аспирантуре Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (2011-2014 гг.). Диссертационное исследование выполнялось согласно планам НИР ИГХ СО РАН и при проведении научных работ, поддержанных проектами Президиума СО РАН № 13 «Магматизм границ скольжения литосферных плит: изотопно-геохимические характеристики, источники, особенности эволюции» и № 79 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени», научной школы № НШ-6153.2012.5 «Химическая геодинамика эндогенных геологических процессов» и государственного контракта Минобрнауки № 16.515.12.5007 «Изучение индикаторной роли новейшего вулканизма в процессах горообразования и

изменения климата в Центральной Азии». Необходимые данные были получены автором также при участии в выполнении проектов РФФИ, руководителем которых являлся А.Б. Перепелов: № 11-05-01009_a «Магнезиальный андезитовый вулканизм южного фланга Центральной Камчатской Депрессии: происхождение и эволюция примитивных магм на конвергентных и деструктивных границах литосферных плит», № 14-05-00717_a «Происхождение и гетерогенность источников кайнозойского вулканизма Центральной и Западной Камчатки на этапах смены геодинамических режимов», № 13-0512026-офи_м «Эпохи, обстановки и источники внутриплитного магматизма в фанерозойской истории Сибири и ее складчатого обрамления».

Исследования проводились с применением петрографических, микрозондовых минералогических, петрогеохимических и изотопно-геохимических методов. Изучение структур пород, их минерального состава и фотосъемка проводилась с использованием современных поляризационных микроскопов. Составы минералов и силикатной матрицы пород были установлены с помощью WDS и EDS рентгеновских микроанализаторов, а при определении составов пород и содержаний в них редких элементов использовался широкий круг количественных аналитических методов – RFA, MAES, ICP-MS с использованием аттестованных методик и контролем качества анализов по международным стандартным образцам. Изотопный состав пород ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 и TMC-ICP-MS NEPTUN (Германия). Микрозондовые и аналитические исследования проводились в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск), в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск). Изотопное датирование $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом вулканических пород Камчатки проводилось в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Автором освоен LA-ICP-MS метод микроэлементных исследований минералов (ИГХ СО РАН) и методы анализа

полученных данных с использованием программы GLITTER. Обработка результатов анализов составов пород и минералов и графические построения выполнялись с использованием лицензионного программного обеспечения Microsoft, StatSoft, Corel, Golden Software, Adobe, Open Sources R. В работе использованы данные по теме исследований из литературных источников и материалы из Государственных геологических фондов России.

Научная новизна. Доказан позднеплиоцен-раннеплейстоценовый временной интервал развития щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки. Показано, что миграция центров вулканизма такого типа происходила в этом временном интервале с северо-востока на юго-запад вдоль тыловой зоны вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Определен более ранний возраст трахиандезит-трахит-комендитового вулканизма по отношению к щелочно-базальтовому для каждого из изученных вулканических центров. Методами баланса масс и микроэлементного моделирования показано, что формирование трахиандезит-трахит-комендитового ряда пород в составе ЩБТК серии определяется протеканием процессов кристаллизационной дифференциации или «фильтр-прессинга» в малоглубинных магматических камерах с участием минерального парагенезиса $Pl-Kfs-Cpx-Orx-Bt-Mgt-Ilm-Ap$ и преобладающей ролью полевошпатового компонента. Впервые для активной континентальной окраины Камчатки в K-Na щелочных трахитах вулкана Большой обнаружены минеральные парагенезисы с участием редкоземельных силикатов. Установлено, что редкоземельные силикаты (чевкиниты) формируются в условиях длительного процесса кристаллизации трахитового расплава в восстановительных условиях. На основе анализа изотопных характеристик и особенностей распределения элементов платиновой группы в породах ЩБТК серии установлена роль в формировании умеренно-щелочных магм гетерогенных источников вещества - деплетированной литосферной мантии «тихоокеанского» типа и астеносферной мантии «индийского» типа с участием метасоматизированной надсубдукционной мантии. Показано, что источником магм ЩБТК серии могло быть вещество

субдущированного и высокобарически преобразованного вещества океанической литосферы, формирующее мантийный диапир (плюм). Подъем и плавление этого вещества в процессе рециклинга на этапе прекращения субдукционных процессов и образования «slab-window» под вулканическим поясом Срединного хребта вызвали развитие ЩБТК вулканизма.

Практическая значимость исследования определяется возможностью использования полученных данных изотопного датирования пород ЩБТК серии с целью региональных корреляций магматического и геодинамического развития активной континентальной окраины Камчатки и использования этих данных при создании геологических карт нового поколения. Геохимические характеристики пород ЩБТК серии, в частности данные о распределении в породах элементов платиновой группы, могут учитываться при проведении металлогенического районирования территории. Первые оригинальные данные по коэффициентам распределения редких элементов для системы «минерал/расплав» для умеренно-щелочных вулканических пород Камчатки могут быть использованы при моделировании процессов происхождения пород такого типа. Разработанная модель формирования умеренно-щелочных магм в обстановке активной континентальной окраины может быть использована при палеогеодинамических реконструкциях.

Апробация результатов исследования.

По теме диссертационной работы опубликовано 2 статьи в центральных российских журналах из списка ВАК и базы цитирования Web of Sciences (ж. Доклады Академии наук, ж. Вулканология и сейсмология), а также 9 тезисов докладов в материалах российских конференций.

Результаты исследований докладывались автором лично на следующих российских конференциях и симпозиумах: Всероссийская научно-техническая конференция «Геонауки», посвящённая 80-летию Факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии ИрГТУ (ИрГТУ, Иркутск, 2010 г.); Научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2010);

Всероссийская научно-техническая конференция «Геонауки-60. Актуальные проблемы геологии, планетологии и геоэкологии» (ИрГТУ, Иркутск, 2012 г.); Всероссийское совещание (с участием иностранных ученых) «Современные проблемы геохимии», посвященное 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2012 г.); IV Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и экологии Дальнего Востока России» (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2012 г.); Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Геонауки–2013: актуальные проблемы изучения недр» (ИрГТУ, Иркутск, 2013 г.); IV Всероссийская научно-практическая конференция «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии» (ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2013г.); Вторая Всероссийская конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. 2014).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, общим объёмом 231 страница, включая 66 рисунков, 39 таблиц и список литературы из 145 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма отдела геохимии эндогенных процессов Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН в 2010-2014 гг. Автор выражает свою признательность коллективу лаборатории, а также сотрудникам других научных и аналитических подразделений института за помощь и поддержку в выполнении исследований, а именно сотрудникам лабораторий геохимии основного и ультраосновного магматизма, геохимии изотопов, оптического спектрального анализа и стандартных образцов, химико-аналитической лаборатории и рентгеновских методов анализа. Проведение микрозондовых минералогических исследований было выполнено в сотрудничестве со специалистами ГИН СО РАН – к.г.-м.н. Канакиным С.В и ИГМ СО РАН – к.г.-м.н. Кармановым Н.С. Высококачественные аналитические данные получены благодаря труду и высокому профессионализму химиков-аналитиков и специалистов Чувашовой

Л.А., Коваль Л.П., Пахомовой Н.Н., Кожарской М.Г., к.х.н. Смирновой Е.В., Ложкина В.И., д.т.н. Васильевой И.Е., к.г.-м.н. Зарубиной О.В., к.ф.-м.н. Брянского Н.В., д.т.н. Финкельштейна А.Л., д.т.н. Шабановой Е.В., Климовой А.К. Проведение экспедиционных работ и отбор представительных коллекций материалов по объектам исследования были бы невозможны без помощи и участия Яковлева Д.М. и Пузанкова М.Ю., коллекции геологических материалов которых использованы при проведении петролого-геохимических работ. В работе использованы данные из коллекции О.Н. Волынца (ИВиС ДВО РАН), который являлся инициатором работ по этому направлению и провел первые петролого-геохимические исследования умерено-щелочного вулканизма Срединного хребта Камчатки в период с 1979 по 1998 года.

Автор выражает признательность докторам геолого-минералогических наук Антипину В.С., Перетяжко И.С., Горновой М.А., Медведеву А.Я., Плечову П.Ю., Макрыгиной В.А., Воронцову А.А. и кандидатам геолого-минералогических наук Флерову Г.Б., Дрилю С.С., Цыпуковой С.С., Палесскому С.В., Травину А.В., Чашину А.А. и Щербакову В.Д., а также всех соавторов совместных научных статей и докладов по теме работы за научное сотрудничество и обсуждение материалов. Автор благодарит кандидата физ.-мат. наук Н.В. Брянского за неоценимую помощь в освоении метода LA-ICP-MS аналитических исследований.

Автор благодарен академику РАН М.И. Кузьмина за поддержку и ценные рекомендации при проведении исследований.

В заключении, автор выражает свою признательность и благодарность д.г.-м.н. Перепелову А.Б., под научным руководством которого была выполнена данная диссертационная работа.

Защищаемые положения:

1. Умеренно-щелочной щелочно-базальт-трахит-комендитовый вулканизм проявлен в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время после завершения в среднем плиоцене вулканизма надсубдукционного геохимического типа. Тектонический контроль проявлений

умеренно-щелочных магм в структуре тыловой зоны вулканического пояса определяется развитием кулисообразных разломных зон и не имеет рифтогенной природы.

2. Вещественные признаки пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии имеют гетерогенный характер и выражены в относительно высоких концентрациях в них высокозарядных и редкоземельных элементов (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf, Th, U, P, REE), свойственных породам внутриплитных обстановок, а также в повышенных концентрациях литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Pb), характерных для надсубдукционных магм, и в специфически низких содержаниях элементов платиновой группы (Pt, Pd), отражающих особые условия их формирования в обстановке конвергенции литосферных плит.

3. Происхождение трахитов, комендитовых трахитов и комендитов в составе умеренно-щелочной серии обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации трахиандезитовых и затем трахитовых магм в малоглубинных магматических камерах с фракционированием главных породообразующих (Ol, Орх, Срх, Pl, Fsp, Kfs, Vt) и акцессорных минеральных фаз (Mgt, Ilm, Ap) и преобладающей ролью полевошпатового компонента. Трахибазальты не являются родоначальными для пород трахиандезит-трахит-комендитового ряда составов и не связаны с ними процессами дифференциации.

4. Источники умеренно-щелочных магм вулканического пояса Срединного хребта Камчатки имеют гетерогенное происхождение и отвечают составам деплетированной литосферной мантии «тихоокеанского» MORB типа и рециклированной литосферы с вещественными характеристиками близкими к MORB «индийского» типа. Образование умеренно-щелочных магм в обстановке активной континентальной окраины происходило в результате подъема обогащенного астеносферного вещества в область деплетированной литосферной мантии на этапе прекращения субдукции и в условиях деструкции океанической плиты.

СОКРАЩЕНИЯ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В РАБОТЕ

LA-ICP-MS – лазерная абляция с индукционно связанной плазмой

LOI - Loss Of Ignition, потери при прокаливании

TAS – Total Alkali-Silica, сумма оксидов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (мас.%)

Mg# - коэффициент магнезиальности, $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ мол.%

HFSE - High Field Strange Elements, высокочарядные элементы

LILE - Large Ion Lithophile Elements, крупноионные литофильные элементы

REE (РЗЭ) – Rare Earth Elements, редкоземельные элементы

LREE - Light Rare Earth Elements, лёгкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm)

HREE - Heavy Rare Earth Elements, тяжёлые редкоземельные элементы (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y)

HIMU – High- μ , «высокоурановая» мантия или мантийный компонент с высокими значениями U/Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) по [Zindler, Hart, 1986]

PREMA - PREvalent MAnTle, преобладающая мантия

EM – Enriched Mantle, обогащенная мантия

EM I – обогащённая мантия I-го типа

EM II – обогащённая мантия II-го типа

DM – Depleted Mantle, деплетированная мантия

D-DMM – деплитированная мантия MORB типа

IAB – Island Arc Basalts, базальты островных дуг

T – температура, P – давление

ЭПГ – элементы платиновой группы

Минералы и миналы: Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Fsp – «тройные» полевые шпаты, анортоклазы, Kfs – K-Na полевой шпат, Amph – амфибол, Bt – биотит, TiMgt – титаномagnetит, Ilm – ильменит, Sp – шпинель, Ap – апатит, Chv – чевкинит, Fo – форстерит, Fa – фаялит, Tf – тефроит, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросиллит, Qtz – кварц, GM (о.м.) – Ground Mass, основная масса.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Главные объекты исследований данной диссертационной работы – вулканические центры Белоголовский и Большой-Кекунайский, в пределах которых ранее установлено развитие щелочно-базальт-трахит-комендитовых серий пород [Волынец и др., 1984; Волынец и др., 1990; Патока, Успенский, 1977], локализованы в структуре неоген-четвертичного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Положение этого пояса в тыловой зоне активной континентальной окраины Камчатки или развитой островодужной системы определяется общей историей ее геодинамического развития в кайнозое. В данной главе рассмотрены основные черты геолого-тектонического строения Камчатки и собственно вулканического пояса Срединного хребта, а также приведены материалы по объектам и методам исследований и принятым нормам классификации изученных вулканических пород.

1.1 Основные черты геологического строения и магматического развития активной континентальной окраины Камчатки в кайнозое

В изложении данных о геологическом строении и магматическом развитии Камчатки в кайнозое использованы материалы предшествующих исследований [Леглер, 1977; Аккреционная тектоника..., 1993; Богданов, Хаин, 2000; Богданов, Чехович, 2000, 2002; Авдейко и др., 2001, 2002, 2006; Коваленко, 2010; Перепелов, 2008, 2014].

Согласно сводке [Коваленко, 2010] геологическое строение Камчатки характеризуется широким развитием покровно-складчатых структур и залегающих на них с несогласием неоавтохтонных вулканогенных и осадочных толщ. В покровно-складчатой структуре Камчатки участвуют экзотические комплексы пород, сформированные в мезозое и кайнозое в различных геодинамических условиях.

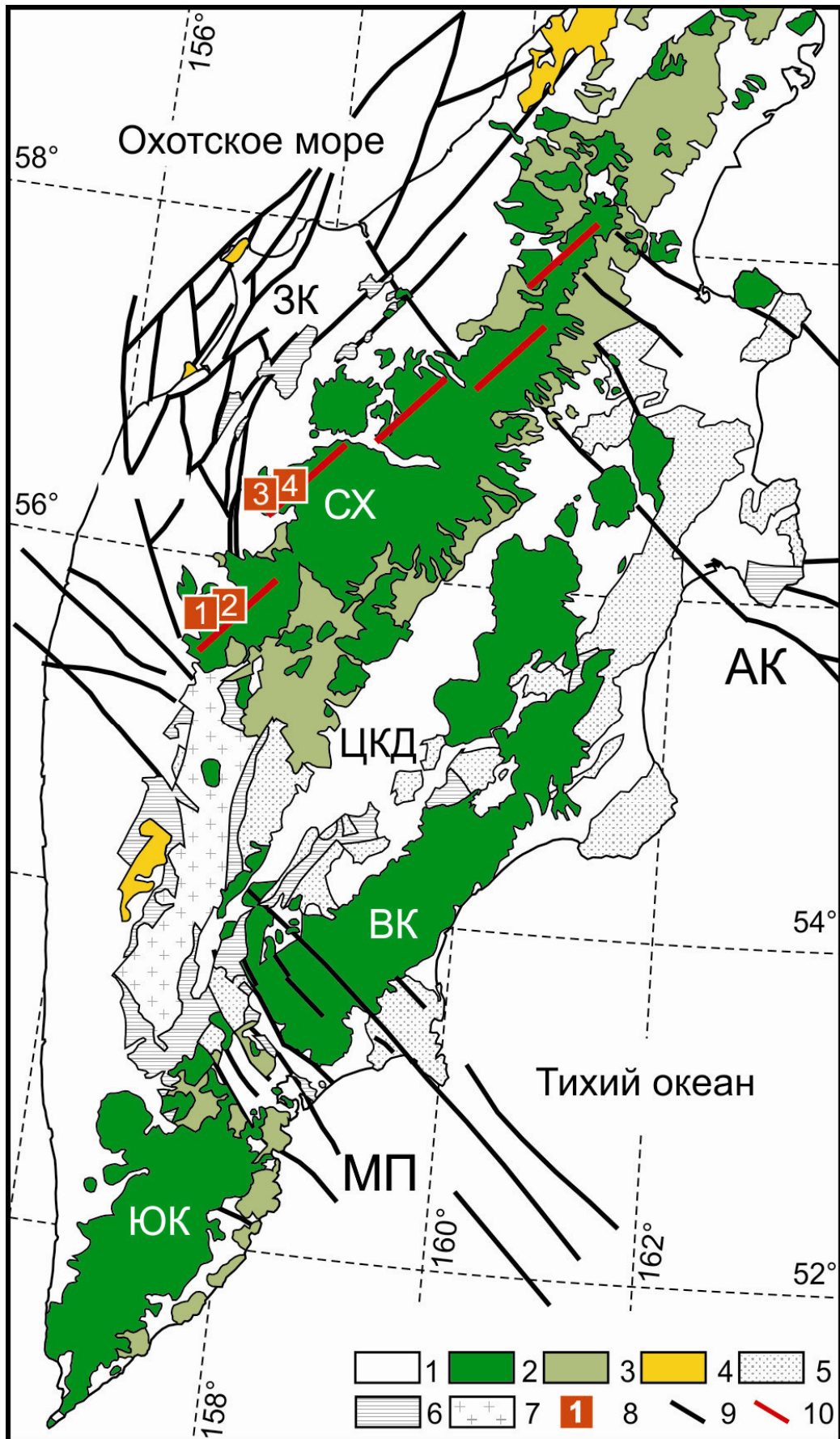


Рисунок 1.1.1. Геологическое строение Камчатки и районы проявления щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии на схеме вулканических поясов Камчатки.

Условные обозначения к Рисунку 1.1.1. Схема составлена на основе Геологической карты и карты полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1:1500000 (ВСЕГЕИ, 2005) с изменениями. Условные обозначения: 1 – современные и неогеновые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 3 – миоценовые вулканогенные толщи; 4 – палеоценовый Удова-Утхолокский вулканический пояс Западной Камчатки (ЗК); 5 – палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные комплексы; 6 – поздне меловые вулканогенные и терригенно-осадочные комплексы; 7 - палеозой(?) - мезозойские гранитно-метаморфические комплексы; 8 – исследованные вулканические центры Срединного хребта Камчатки (1 – вулканический центр Белоголовский и 2 – вулкан Носичан, 3 – вулкан Большой и 4 – вулкан Кекукнайский вулканического центра Большой-Кекукнайский); 9 – разломные дислокации, 10 – кулисообразные разломные зоны Срединного хребта, вблизи которых проявлен умеренно-щелочной вулканизм. Поперечные разломные структуры: МП – Малко-Петропавловская, АК – Алеутско-Камчатская.

Современная структура полуострова Камчатки представляет собой область сочленения континентальной окраины (Западная и Южная Камчатка) и северного сегмента Курило-Камчатской островодужной системы (Восточная Камчатка) (Рисунок 1.1.1, 1.1.2). Граничными структурами для континентальной окраины и островодужной системы являются Центрально-Камчатская депрессия, Малко-Петропавловская зона разломных дислокаций и зона сочленения с Алеутской островной дугой, формирование которых в позднем кайнозое связано, прежде всего, с трансформными и коллизионными режимами геодинамического развития обстановки зоны перехода «океан-континент». Континентальной окраине Камчатки свойственны не только повышенные мощности коры, выступы гранитно-метаморфического фундамента, субплатформенные и рифтогенные структуры, рудные и нефтегазовые месторождения, но и специфические вещественные типы магматизма. В этом отношении представляется важным продемонстрировать результаты предшествующих геологических исследований и геохимической типизации магматизма континентальной окраины Камчатки и показать его связь с этапами геодинамической эволюции структуры.

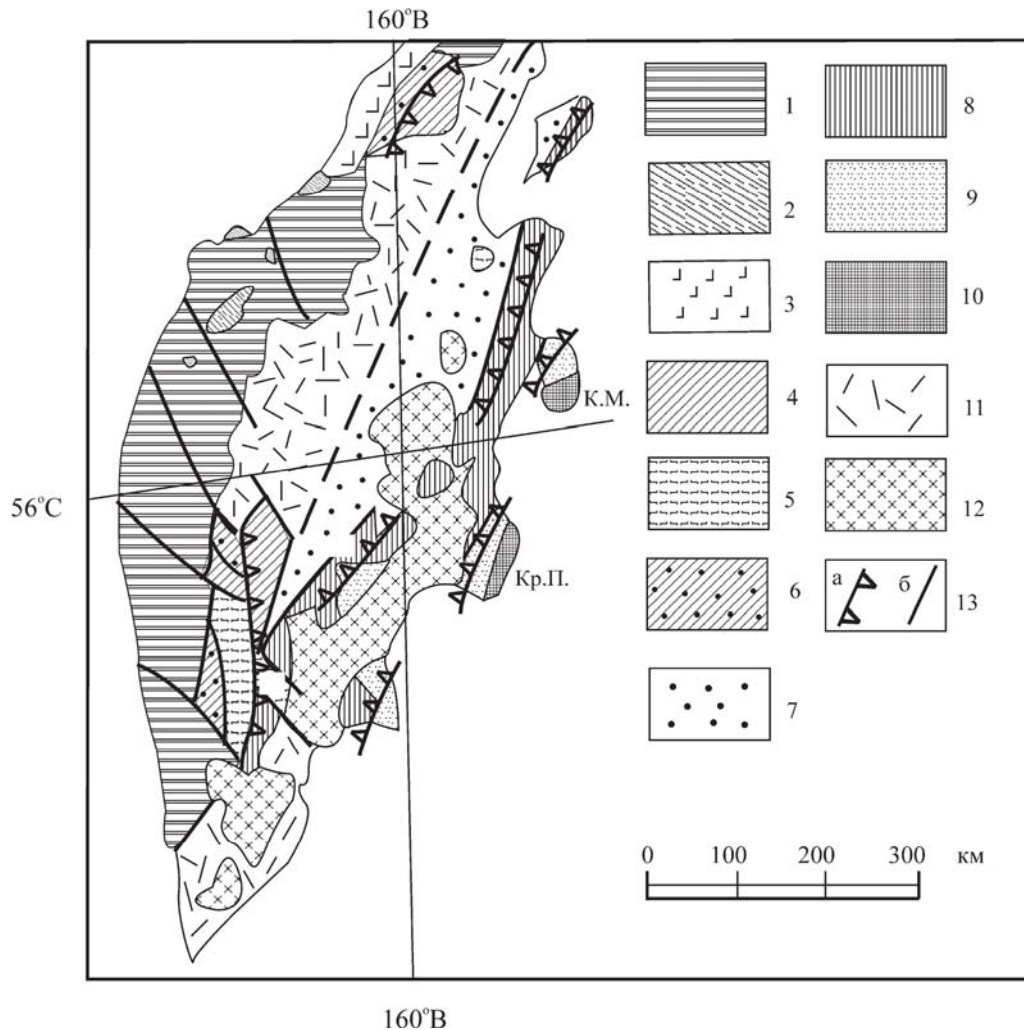


Рисунок 1.1.2. Схема тектонического строения Камчатки по данным [Аккреционная тектоника..., 1993; Богданов, Хаин, 2000] с дополнениями.

1-2 - Западно-Камчатская зона: 1 - кайнозойские осадочные толщи, 2 - выступы вулканогенно-осадочных и кремнистовулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей (J₃-K); 3 - Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс (кинкийский сегмент, E₂); 4 - Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнистовулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островных дуг и окраинных морей (K₂-E₁); 5 - выступы метаморфических пород (PZ-MZ); 6 - лесновские и хозгонские флишевые толщи (K-E₁); 7 - Центрально-Камчатский прогиб (осадочные толщи (E-N)); 8 - Восточно-Камчатская зона - офиолиты (K₂), вулканогенно-осадочные толщи островных дуг (K₂-E₁) и флишеидные толщи (ветловский комплекс) (E); 9 - Тюшевский прогиб (кайнозойские осадочные толщи); 10 - Зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнистовулканогенные толщи островных дуг (K₂-E) и блоки сложного строения (K-N)); 11 - Центрально-Камчатский вулканический пояс (E₃-Q); 12 - Восточно-Камчатский вулканический пояс (Q); 13 - разрывные нарушения: а - надвиги, б - субвертикальные разломы; К.М. - полуостров Камчатский мыс, Кр.П. - Кроноцкий полуостров.

Как окраинно-континентальная структура территория Западной и Южной Камчатки начинает развиваться с палеоцен-эоценового времени в завершение процессов коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит и формирования надсубдукционного Западно-Камчатского вулканического пояса [Богданов, Чехович, 2000, 2002; Федоров и др., 2008, 2011]. При этом на протяжении всего кайнозоя континентальная окраина Камчатки продолжает оставаться магматически и тектонически активной. В позднем эоцене и раннем олигоцене на территории субплатформенной области Западной Камчатки, характеризующейся мощным терригенно-осадочным чехлом, проявляется магматизм E-MORB-гавайитового внутриплитного геохимического типа (WPB) [Перепелов и др., 2010], фиксирующий этап реализации процессов рассеянного рифтогенеза. В то же время и в пространственной ассоциации с рифтогенным магматизмом здесь развивается K-щелочной и субщелочной магматизм, представленный, в частности, абсарокитами, трахибазальтами и шонкинитами [Волынец и др., 1987, 1993]. Во многом полярные геохимические характеристики рифтогенного и калиевого щелочного магматизма (HFSE, LILE) предполагают участие в формировании магм не только астеносферного мантийного источника вещества, но и вещества метасоматизированной в результате предшествующих субдукционных процессов литосферной мантии.

В среднем миоцене в результате начала процессов субдукции океанической плиты Кула формируется окраинно-континентальный вулканический пояс Срединного хребта и Южной Камчатки. С этого времени процессы рифтогенеза в тыловой области Западной Камчатки прекращаются, а среди магматических комплексов вулканического пояса в строении крупных страто- и кальдера-вулканов фиксируется развитие умеренно- и высококалиевых известково-щелочных серий пород «островодужного» геохимического типа (IAB) [Волынец, 1993; Перепелов, 2014]. Модель формирования магм такого типа предполагает, как известно, участие в процессах плавления вещества деплетированной надсубдукционной мантии и гидратированных флюидов.

Начиная с позднего миоцена, в регионе происходит тектоническая перестройка. В результате коллизии с континентальной окраиной внутриокеанических островных дуг субдукционные процессы прекращаются [Леглер, 1977; Авдейко и др., 2002, 2006]. С этого времени и вплоть до раннего плиоцена в тыловых зонах континентальной окраины вновь активизируются процессы рифтогенеза. На территории Западной Камчатки эпизодически проявляются базанит-щелочно-базальтовые магмы, формирование которых связывается с подъемом астеносферного вещества в условиях растяжения и утонения литосферы [Перепелов и др., 2007]. В то же время в пределах окраинно-континентального вулканического пояса Срединного хребта и Южной Камчатки значительное место начинает занимать высококалийный известково-щелочной, шшонит-латитовый (щитовые и стратовулканы) и палингенный гранитоидный магматизм, свидетельствующий о вовлечении в процессы магмообразования вещества глубоко метасоматизированной литосферной мантии и вещества нижних горизонтов коры континентального типа [Антипин и др., 1987; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014]. Кроме того, в этот период в результате коллизии по вектору поперечных разломных систем происходит смещение центральных сегментов континентальной окраины на запад-северо-запад.

С началом в позднем миоцене новых субдукционных процессов, а именно субдукции более молодой Тихоокеанской океанической плиты, помимо формирования фронтального островодужного вулканического пояса Восточной Камчатки, происходит активизация развития сегментированного окраинно-континентального пояса Срединного хребта и Южной Камчатки. С этого времени и вплоть до голоцена среди магматических комплексов окраинно-континентального вулканического пояса фиксируются проявления как умеренно-калийных, так и высококалийных серий пород надсубдукционного геохимического типа. Следует отметить, что субплатформенная область Западной Камчатки в позднеплиоцен-четвертичное время характеризуется крайне слабой магматической активностью.

Особое место в магматическом развитии окраинно-континентального пояса в сегменте Срединного хребта и Западной Камчатки на новейшем плиоцен-четвертичном этапе занимает щелочно-оливин-базальтовый, щелочно-базальт-трахит-комендитовый и щелочно-базальт-гавайитовый магматизм [Волынец, 1993; Volynets, 1994; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014]. Начиная с позднего плиоцена, магматизм такого типа приводит в вулканическом поясе Срединного хребта к формированию крупных щитовых вулканов, дифференцированных экструзивно-дайковых комплексов и зон ареального вулканизма. Эти объекты являются главными в данной диссертационной работе. Геохимические характеристики щелочно-базальтового вулканизма континентальной являются переходными между IAB и WPB типами магм. Геодинамический режим, определяющий формирование таких «конвергентных», переходных между IAB и WPB геохимическими типами магм, может рассматриваться в рамках моделей поступления астеносферного вещества в область метасоматизированной литосферной мантии в связи с образованием «slab-window» в субдуцированной океанической литосфере, а также с плавлением эклогитизированного слэба в условиях его погружения в область астеносферной мантии или с плавлением вещества нижних горизонтов континентальной коры при ее деламинации.

Геохимические исследования и типизация позднекайнозойских магматических комплексов пород континентальной окраины Камчатки демонстрируют их отчетливые вещественные отличия в сравнении с породами фронтальных надсубдукционных вулканических поясов Курило-Камчатской островодужной системы. Это выражается в их существенном обогащении LILE компонентами, изотопных характеристиках и минеральном составе [Churikova et al., 2001]. На уровне серий пород такие различия прослеживаются в преимущественном развитии в пределах континентальной окраины высококалийных известково-щелочных, шошонит-латитовых и К-щелочных серий, а также в проявлении здесь WPB типов магм и развитии вещественно конвергентных IAB-WPB магматических ассоциаций. Изотопные характеристики

пород континентальной окраины демонстрируют при этом нередко более радиогенный изотопный состав источников магм [Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014]. Только лишь в тыловых зонах исследуемой области Курило-Камчатской провинции в породах повышенной щелочности Западной Камчатки и Срединного хребта установлены нефелин-лейцитовые, нефелин-содалитовые и энигматит-эгириновые минеральные парагенезисы [Волынец и др., 1984; Волынец, 1993; Перепелов и др., 2007; Перепелов, 2014].

Реконструкции геодинамического развития окраинно-континентальной структуры Камчатки в позднем кайнозое, таким образом, не могут быть проведены исключительно в рамках модели конвергенции литосферных плит. Установленные связи вещественных типов магматизма с определенными этапами геодинамического развития территории накладывают достаточно жесткие ограничения на разрабатываемые модели взаимосвязи магматизма и геодинамики исследуемого региона. Представляется, что рассматриваемый ранее как «аномальный» для островодужных систем магматизм, отличающийся по вещественным характеристикам от «надсубдукционного» геохимического типа, может найти свое определенное и свойственное только лишь ему место при детализации геологических и петролого-геохимических исследований и ревизии геодинамического развития зон перехода «океан-континент», в частности Камчатки. Существующие в настоящее время модели геодинамического развития Камчатки в кайнозое [Леглер, 1977; Авдейко и др., 2002, 2006; Перепелов, 2014] имеют общие черты в части времени и места начала и прекращения субдукционных процессов и становления вулканических поясов. Согласно этим моделям на границе позднего неогена и четвертичного времени в истории геодинамического развития Камчатки происходила крупная перестройка, связанная с завершением развития раннего миоцен-плиоценового этапа субдукции и началом современной плиоцен-четвертичной субдукции Тихоокеанской океанической литосферной плиты (Рисунок 1.1.3).

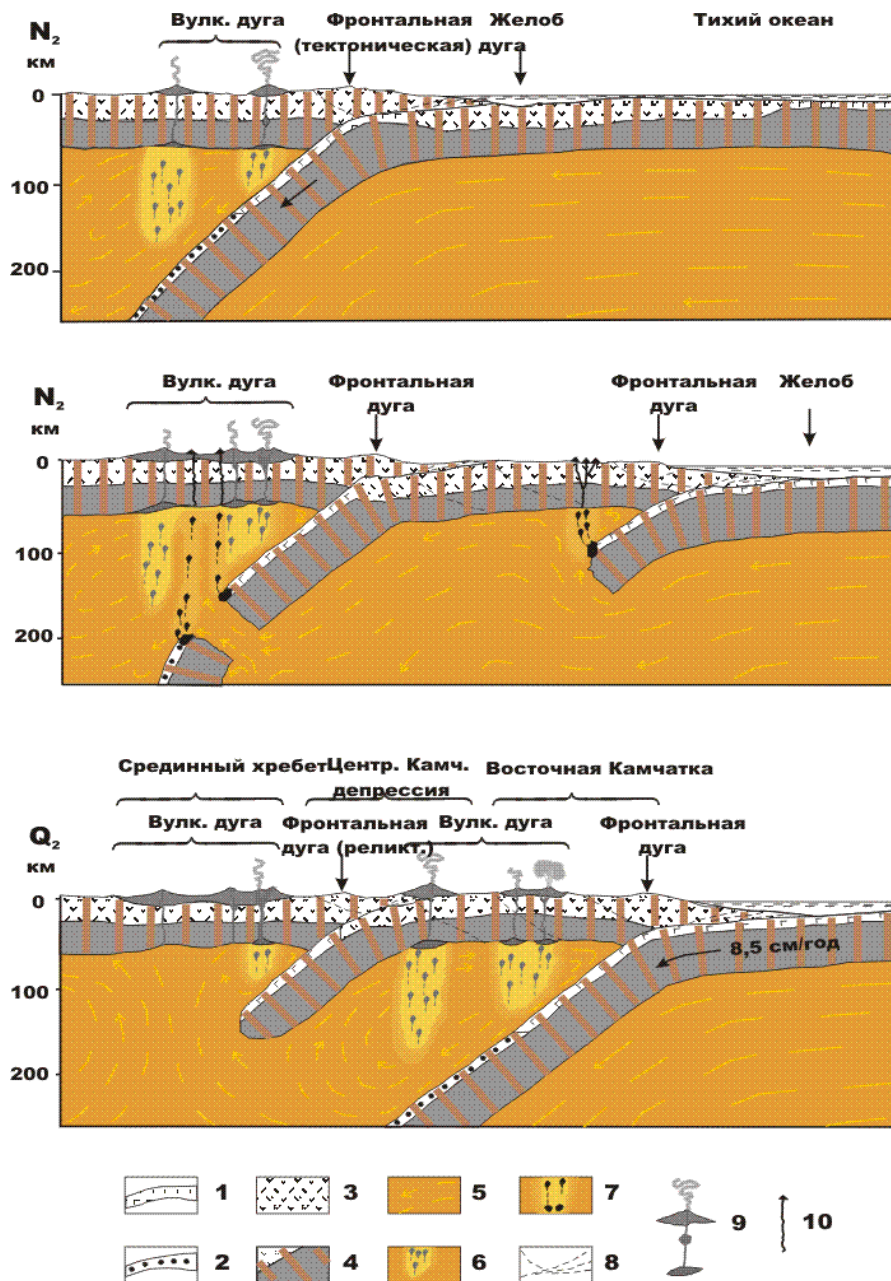


Рисунок 1.1.3. Концептуальная модель развития Курило-Камчатской островодужной системы на участке между сочленением ее с Алеутской островной дугой и Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций по [Авдейко и др., 2001].

1 – океаническая кора, 2 – эклогиты, 3 – континентальная кора, 4 – литосфера, 5 – астеносфера (стрелками показано направление конвективных течений), 6 - зоны магмообразования в мантийном клине (перевернутые капли показывают пути подъема магмы в астеносфере и участки формирования магматических очагов у подошвы литосферы), 7 - зоны выплавления и подъема магм внутриплитного геохимического типа, 8 - разломы и зоны разломов, в том числе аккреционный меланж. 9 - вулканы и вулканические комплексы островодужного типа с подводными каналами и магматическими очагами; 10 - подводные каналы и вулканы внутриплитного геохимического типа.

1.2 Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки, структура и этапы развития

Согласно представлениям, которые лежат в основе данного исследования, вулканический пояс Срединного хребта Камчатки образован в результате преимущественно надсубдукционных магматических процессов и остается активным с миоцена и по настоящее время. Ниже приведены данные о строении пояса и истории его формирования по монографии [Геодинамика..., 2006] и далее в соответствии с представлениями автора.

Большая часть площади Срединного хребта Камчатки, совпадает с Срединно-Камчатской вулканической зоной северо-восточного простирания. Общая протяженность Срединного хребта – 700 км при средней ширине 100 км интервал мощности земной коры составляет 35-40 км [Геодинамика..., 2006] (Рисунок 1.1.1, 1.1.2). В истории его формирования выделяются два крупных этапа, которые в свою очередь можно разделить на подэтапы. Наиболее ранним является поздний-олигоцен – среднемиоценовым. В его начале происходит формирование анавгайского комплекса, который расчленяется на две свиты - крапивнинскую (нижняя часть) и березовскую (верхняя часть), в нижней части преобладают андезиты и андезибазальты, реже встречаются эффузивы базальтов, а также их туфы, туфопесчаники и алевролиты. Что касается березовской свиты, то нижняя ее часть состоит из андезитов и дацитов, а верхняя состоит из вулканогенно-осадочных пород. На поздних этапах развития толщи появляются интрузии диоритов, диорит порфиритов и гранодиорит-порфиров. С анавгайским комплексом генетически связаны интрузивные тела габбро-диорит-гранодиоритового ряда. В среднем миоцене происходит накопление погадайкинской свиты, сложенной туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами, туффитами и туфами кислого состава, которая несогласно перекрывает березовскую свиту.

Датируемый поздним миоценом – поздним плиоценом второй этап связан с формированием алнейской серии сложенной двумя ассоциациями пород. Первая ассоциация – это контрастная вулканическая базальт-андезит-риолитовая

формация, вторая – интрузивная диорит-гранодиорит-порфировая. Вулканические образования представлены потоками и субвулканическими телами базальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов, покровами игнимбритов и отдельными горизонтами туфов. Для них характерна гомодромная последовательность проявления с подчиненным количеством умеренно-кислых вулканитов. Интрузивные фации представлены небольшими телами диоритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров.

Плиоцен четвертичный стадию развития вулканизма, можно разбить на два этапа. На первом, поздний-миоцен-среднеплиоценовом, этапе происходит формирование алнейской серии, состоящей из контрастной базальт дацитовой толщи вулканитов известково-щелочного ряда, которая получила наибольшее распространение в восточной части Срединного хребта, где представлена чередующимися потоками базальтов, андезитов, дацитов, горизонтами игнимбритов, туфов, туфоконгломератов, экструзиями и дайками андезитов, дацитов и риолитов. Поздний плиоцен-четвертичный вулканизм, проявленный на западных склонах и водораздельной части Срединного хребта, ознаменовал собой начало второго этапа. Наиболее широко плиоцен-четвертичный магматизм проявлен в центральной части Срединного хребта. На начальном этапе формируется комплекс платоэффузивов и щитообразных вулканов, а также отдельных страто- и кальдера-вулканов. В этот период наряду с известково-щелочными вокруг вулкана Ичинский накапливаются нормально- и умеренно-щелочные эффузивы. Возникновение вулканических построек, сложенных хорошо дифференцированными сериями пород (от базальтов до риолитов), относится к среднечетвертичному периоду. На южном фланге структуры происходит формирование крупных центров кислого вулканизма – вулканы Хангар и Ичинский, которые являются действующими и в наше время.

В позднеплейстоцен-голоценовое время происходит формирование щитовых вулканов и зон ареального вулканизма, породы которых, преимущественно базальты, составляют недифференцированные базальтоидные

комплексы с участием нормально-щелочных и умеренно-щелочных разностей K-Na типа.

В связи с получением в последнее время новых данных изотопного датирования вулканических пород Срединного хребта [Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014] и современными представлениями об истории взаимодействия и движения литосферных плит в Северо-Западном сегменте Тихого океана, здесь приводится также более общая и уточненная схема развития этой структуры, которой автор придерживается в данном исследовании.

На раннем этапе развитие вулканического пояса Срединного хребта происходило одновременно с формированием вулканического пояса Южной Камчатки, и было связано с субдукцией океанической плиты Кула или Изанаги под континентальную окраину Западной Камчатки. В плиоценовое и четвертичное время (N₂-Q) магматическое развитие пояса, теперь уже тылового вулканического пояса, продолжилось в условиях субдукции Тихоокеанской океанической плиты одновременно с формированием фронтального вулканического пояса Восточной Камчатки и активизацией вулканизма на Южной Камчатке. Вулканический пояс Срединного хребта выделяется в структуре Камчатки не только своей ~ 25 миллионной историей развития, но и многообразием проявленных здесь вещественных типов магматических комплексов и серий пород. Помимо характерных для активных континентальных окраин умеренно-калиевых, высококалиевых и шошонитовых серий островодужного (IAB) типа, происхождение которых связывается с надсубдукционными процессами магмообразования, на территории вулканического пояса Срединного хребта в плиоцен-четвертичное время достаточно широко развит и вещественно специфический вулканизм. Он представлен K-Na умеренно-щелочной серией пород - щелочно-базальт-трахит-комендитовой (ЩБТК) и щелочно-оливин-базальтовой с внутриплитными и переходными WPB-IAB геохимическими характеристиками, соответственно. Среди базальтоидов этих серий установлены субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты. В пределах вулканического пояса Срединного хребта K-Na

умеренно-щелочной магматизм в ассоциации с IAB и переходными WPB-IAB комплексами пород проявляется на двух дискретных во времени этапах - N_2-Q_1 и Q_3-Q_4 . Магматизм первого из этих этапов в южной и центральной зоне пояса представлен ЩБТК сериями вулканических центров Белоголовский и щелочно-базальт-трахитовой серией вулкана Большого в вулканическом центре Большой-Кекунайский. Следующий этап умеренно-щелочного магматизма проявлен в плейстоцен-голоценовое время на всем протяжении вулканического пояса, от лавового плато Голодьяк на юге до вулкана Ховхойтун на севере (~ 400 км), в виде щитовых и моногенных вулканических построек ареального типа. K-Na щелочно-базальтовый и субщелочной магматизм этого этапа развивается в ассоциации с IAB геохимическим типом магм, но без пространственной и временной дискретности с ним в единых вулканических центрах.

1.3 Объекты исследований и фактический материал

Главными объектами исследований данной диссертационной работы являются структуры двух крупных вулканических центров вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Это вулканический центр Белоголовский на северо-западном фланге Ичинской группы вулканов, который включает также окружающие фрагменты эродированных вулканических сооружений, к примеру, вулкан Нюлкандя, а также вулканический центр Большой-Кекунайский, состоящий из двух крупных вулканических сооружений, с экструзивным комплексом трахитов на юго-восточной периферии этого центра (Рисунок 1.1.1).

Согласно итогам предшествующих исследований [Патока, Успенский, 1977; Волынец и др., 1981-1986, 1990] вулканические породы K-Na умеренно-щелочного типа развиты только в пределах тыловых зон вулканического пояса Срединного хребта Камчатки и отсутствуют в строении других вулканических поясов. В 2001, 2005 и 2007 годах научным руководителем работы А.Б. Перепеловым совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН и геологического факультета МГУ было проведено доизучение вулканов Белоголовский, Нюлкандя и других вулканических сооружений, входящих в состав Ичинской группы, а также вулканов Кекунайский и Большой на западном фланге Срединного хребта.

Коллекция проб и образцов пород А.Б. Перепелова по указанным вулканическим центрам была передана автору для детальных петролого-геохимических исследований. В 2010 году автором совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН автором был исследован экструзивный комплекс трахитов на юго-восточной периферии, а также лавово-пирокластические и экструзивно-дайкиевые комплексы собственно вулкана Большой, в его восточном и центральном секторах. Общий объем коллекции превышает 220 образцов вулканических пород. В 2011 и 2014 годах автором в составе отрядов ИГХ СО РАН были исследованы андезит-дацит-риолитовые вулканические комплексы адакитового и известково-щелочного типа в южном сегменте Центральной Камчатской депрессии и на Южной Камчатке на фланге Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (Рисунок 1.3.1). Данные по этим комплексам используются с целью установления специфических геохимических особенностей пород ЩБТК серии в сравнении с надсубдукционным и примитивным по составу магматизмом активной континентальной окраины.

В результате проведенных аналитических исследований получены данные о химическом и редкоэлементном составе большинства проб используемых коллекций. Изучено около 120 шлифов. Микронзондовыми исследованиями определены составы минеральных парагенезисов в 12 образцах пород. Определены изотопные возрасты 4 образцов, получены изотопные данные для 15 проб исследованных вулканических сооружений (Sr, Nd, Pb). Установлены особенности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) для 13 проб. В ходе исследований методом LA-ICP-MS получены первые данные о распределении микроэлементов в породообразующих минералах вулканических пород Камчатки (4 обр.).

1.4. Методы исследований.

Аналитические исследования пород и минералов проводились в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, в Институте земной коры СО РАН, в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, в Геологическом

институте СО РАН и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН.

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование вулканических пород выполнено методом ступенчатого прогрева с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Micromass 5400 (Micromass UK Limited) в ИГМ СО РАН. Основные условия метода изложены в работе [Травин и др., 2009]. Материалом для датирования являлась тонкокristаллическая и стекловатая основная масса вулканических пород, а также в ряде случаев и полевые шпаты из них.

Изучение составов породообразующих минералов, микрокристаллической основной массы и интерстиционных выделений в базальтоидах выполнено методами EDS и WDS микроанализа. Исследования минералов в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН выполнялись на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd., Япония), оснащенный 5-ю волновыми спектрометрами с кристаллами-анализаторами LiFH, LiF, PETJ, PETH, TAP, TAPH, LDE1 и LDE2. Измерения проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, с использованием электронного пучка минимального диаметра (<1 мкм) или 10 микрон. Время набора импульсов составило 10 секунд на пике с измерением фона с двух сторон от линии длительностью 5 секунд. В качестве калибровочных стандартов использовались альбит (Na), ортоклаз (K), гранат O-145 (Al), гранат C-153 (Cr), голубой диопсид (Si, Ca), оливин (Mg), родонит (Mn), рутил (Ti), шпинель NiFeO_4 (Fe) с $K\alpha$ -линией рентгеновского излучения, как аналитической.

В Геологическом институте СО РАН составы минералов базальтоидов определены на электронном микроскопе «LEO 1430VP» (Carl Zeiss, Германия) с помощью энергодисперсионного анализатора «Inca Energy 300» (Oxford Instruments Ltd.) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе ~ 0,5 нА (размер зонда <1 мкм, время набора спектра 50 сек.). Составы основной массы определялись растровым микроанализом на участках размером 500x500 и 800x800 мкм.

Содержания породообразующих оксидов в породах определялись на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия).

Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проводилась по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Финкельштейн и др., 1984; Афонин и др., 1984; Afonin et al., 1992]. Разделение F_2O_3/FeO выполнено методом титрования.

Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). При ICP-MS анализе микроэлементного состава разложение проб проводили в открытых системах. Пробу массой 100 мг помещали в тefлоновые бюксы, заливали смесью кислот (5 мл HF марки «ОСЧ», 2 мл HNO_3 двукратно перегнанной марки «ОСЧ» и 1 мл $HClO_4$ марки «Superior») и оставляли на ночь при комнатной температуре. Содержимое бюкса выпаривали для отгонки SiF_4 , добавляли 1 мл воды, 1 мл HNO_3 и 2-3 капли H_2O_2 . Смесью вновь выдерживали 12 часов, далее выпаривали до влажных солей, переносили в колбу на 100 мл и доводили до метки водой. В обоих способах использовалась вода, очищенная с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Франция). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях [Смирнова и др., 2004]. Для нивелирования матричного эффекта и учета нестабильности или флюктуаций сигнала в течение процедуры съемки спектров использовался внутренний стандарт ^{103}Rh (2 нг/мл). Спектральные помехи уменьшали путем выбора аналитических изотопов, свободных от наложений посторонних масс. Для градуирования зависимости интенсивности от концентрации элемента использовали многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1-4, SPEX, США). Для съемки спектров растворы образцов разбавляли в 5000 раз при кислотности 2% HNO_3 . Величины пределов обнаружения (ПО) оценивали по 3σ критерию для процедурной холостой пробы с пересчетом на твердую пробу при соответствующем факторе разбавления готовых растворов. Эти параметры варьировали в зависимости от «чистоты» холостой пробы и степени разведения растворов. В реальных условиях анализа

величины ПО различных элементов составляли для ELEMENT 2 от 0,1 n до 0,001 мкг·г⁻¹, а для РЗЭ пределы обнаружения не превышали 0,0n мкг·г⁻¹, что значительно ниже уровня определяемых содержаний в анализируемых образцах. Величины относительного стандартного отклонения, оцененные по повторным измерениям в стандартных образцах (с содержаниями микроэлементов, близкими к анализируемым породам) варьировали от 0,3 - 0,8% (Sr, Zr, Cs, Nd, La) до 7-8 % (Cr, Zn, Tm). Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2 через каждые 5-6 проб.

Методика исследований изотопного состава пород включала в себя следующее. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в тefлоновых бюксах в смеси кислот HNO₃-HF-HClO₄ с использованием микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводилось с использованием смол EIChroM Industries, II (США). Выделение суммы редкоземельных элементов и разделение Sm и Nd проводилось с использованием одноразовой смолы TRU Spec и многоразовой смолы Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Выделение Sr осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr Spec по методике [Pin et al., 1994]. Выделение Pb произведено с использованием смолы BioRad-AG1X8 по методике [Krogh, 1973] с незначительными изменениями. Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Fisher Scientific, США). Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов SRM-987, JNd-1 и NBS-981. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$, а для неодима к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Изотопные отношения Pb скорректированы с учетом масс фракционирования для NBS 981. Кроме того, при подготовке части проб к изотопному анализу был использован метод двойного изотопного разбавления с измерениями изотопных отношений на приборе TMC-ICP-MS NEPTUN фирмы Finnigan (Германия), Thermoelectron (США).

Содержания элементов платиновой группы и Re в вулканических породах Камчатки определены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по методике [Палесский и др., 2009; Козьменко и др., 2011].

В породообразующих минералах вулканических пород концентрации редких элементов установлены методом LA-ICP-MS. Для этого использовалась система лазерной абляции UP213A/S фирмы PerkinElmer (США) и квадрупольный масс-спектрометр с индукционно связанной плазмой NexION 300Q фирмы Agilent Technologies Inc. (США). Для контроля измерений использовались международные стандартные образцы NIST 610, 612 и 614 и «внутренние стандарты», а именно величины концентраций в минералах Si, Ca, P и Ti, предварительно полученные при проведении микронзондовых исследований EDS методом.

1.5 Классификация пород нормально-щелочных и умеренно-щелочных серий вулканических центров Срединного хребта Камчатки

Классификация пород вулканических центров Большой-Кекунайский и Белоголовский выполнена на основе рекомендаций Петрографического комитета [Петрографический кодекс., 2009], Международной классификации [Igneous rock classification., 2002] и других общепринятых классификационных норм [Macdonald, 1974; Miyashiro, 1974]. Были установлены главные классификационные признаки как пород К-Na умеренно-щелочной щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулканических центров, так и пород нормально-щелочной серии, принадлежащих вулканогенному фундаменту центров и комплексам более поздних этапов магматического развития исследованных структур. Таблицы составов пород приведены в Главе 4.

В строении вулканического центра Белоголовский выделяются трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахириолиты, комендитовые трахиты и комендиты. Составы этих пород, согласно построениям по Петрографическому кодексу России [Петрографический кодекс..., 2009], принадлежат умеренно-щелочной серии (Рисунок 1.5.1.). В связи с тем, что такие параметры, как содержания Na_2O и K_2O в трахибазальтах варьируют в достаточно

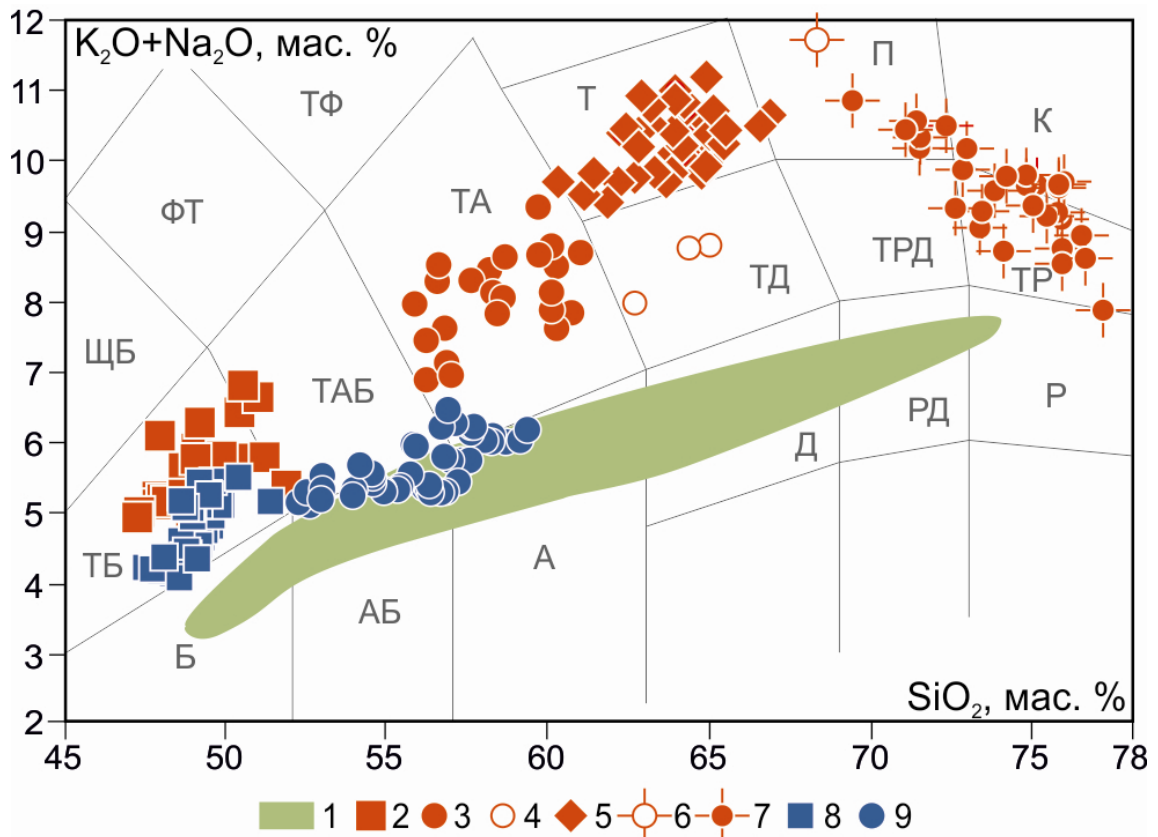


Рисунок 1.5.1. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по [Петрографический кодекс..., 2009] для пород вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – поле составов пород нормальной щелочности ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента Белоголовского центра; 2-7 – точки составов пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой умеренно-щелочной серии Белоголовского центра (2 – трахибазальты, 3 – трахиандезиты, 4 – трахидациты, 5 – трахиты, 6 – комендитовые трахиты, 7 – комендиты), 8-9 точки составов пород плейстоценовых «рассошинского» вулканического комплекса и щитовых вулканов заключительного этапа развития Белоголовского центра (8 – трахибазальты, 9 – трахиандезиобазальты, андезибазальты и андезиты).

широких пределах, они в соответствии с рекомендациями Международной классификации [Igneous rock classification..., 2002] могут быть классифицированы в качестве или гавайитов [$(\text{Na}_2\text{O} - 2) > \text{K}_2\text{O}$ мас.%] или трахибазальтов [$(\text{Na}_2\text{O} - 2) < \text{K}_2\text{O}$ мас.%]. Но преимущественное развитие в строении Белоголовского центра умеренно-щелочных базальтоидов, отвечающих по составу трахибазальтам, заставляет отказаться от двойной терминологии. Трахибазальтами названы породы основного состава с содержаниями SiO_2 в диапазоне 47-52 мас.%, и суммарным содержанием щелочных оксидов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

в интервале ~4.7 до 7.0 мас.%. Их минеральный состав ($Ol+Crpx+Pl+Mgt$) находится в соответствии с установленными нормами [Петрографический кодекс..., 2009]. К трахиандезитам в составе умеренно-щелочной серии, согласно Рисунку 1.5.1, отнесены породы среднего состава с содержанием кремнезема от 55.8 до 61 мас.% и суммарной щелочностью от ~6.8 до 9.3 мас. %. Редкие находки трахиандезибазальтов в составе этой серии показывают близость их составов или к трахибазальтам или к трахиандезитам и в отдельную группу при анализе вещественных особенностей пород не выделяются. В связи с этим, в эволюционном ряду пород умеренно-щелочной серии на уровне трахиандезибазальтовых составов обнаруживается значительный разрыв.

Содержания SiO_2 для трахитов заключены в интервале от ~60.3 до 66.9 мас.%, а суммарное содержание Na_2O и K_2O варьирует для них от ~9.3 до 11.1 мас.%. Составы пород, фигуративные точки которых располагаются на диаграмме Рисунка 1.5.1 в поле трахидацитов, имеют интервал содержаний SiO_2 от 62.7 до 65.0 мас.% и отличаются от трахитов более низкой щелочностью (Na_2O+K_2O от 8.0 до 8.8 мас.%). При классификации кислых по составам пород умеренно-щелочной серии также использованы рекомендации Петрографического кодекса России [Петрографический кодекс..., 2009] и дополнительно классификация по [Macdonald, 1974]. Среди них выделены комендитовые трахиты, трахириолиты и комендиты (Рисунок 1.5.1). Составы этих пород заключены в интервале кремнекислотности ~68-77 мас.% SiO_2 и в диапазоне суммарных содержаний оксидов щелочных элементов (Na_2O+K_2O) от 7.9 мас.% до 11.8 мас.%. На классификационной диаграмме Рисунка 1.5.1 они занимают поля составов пантеллеритов, комендитов и трахириолитов, и демонстрируют общее снижение щелочности с возрастанием SiO_2 . Комендитовые трахиты в единичных находках выделяются согласно классификации [Macdonald, 1974] (Рисунок 1.5.2) и отличаются от трахитов своей более высокой, а от комендитов и трахириолитов, напротив низкой кремнекислотностью (Рисунок 1.5.1), а также более высокими концентрациями Al_2O_3 и щелочных оксидов. Пантеллериты в составе умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский не обнаружены. Все

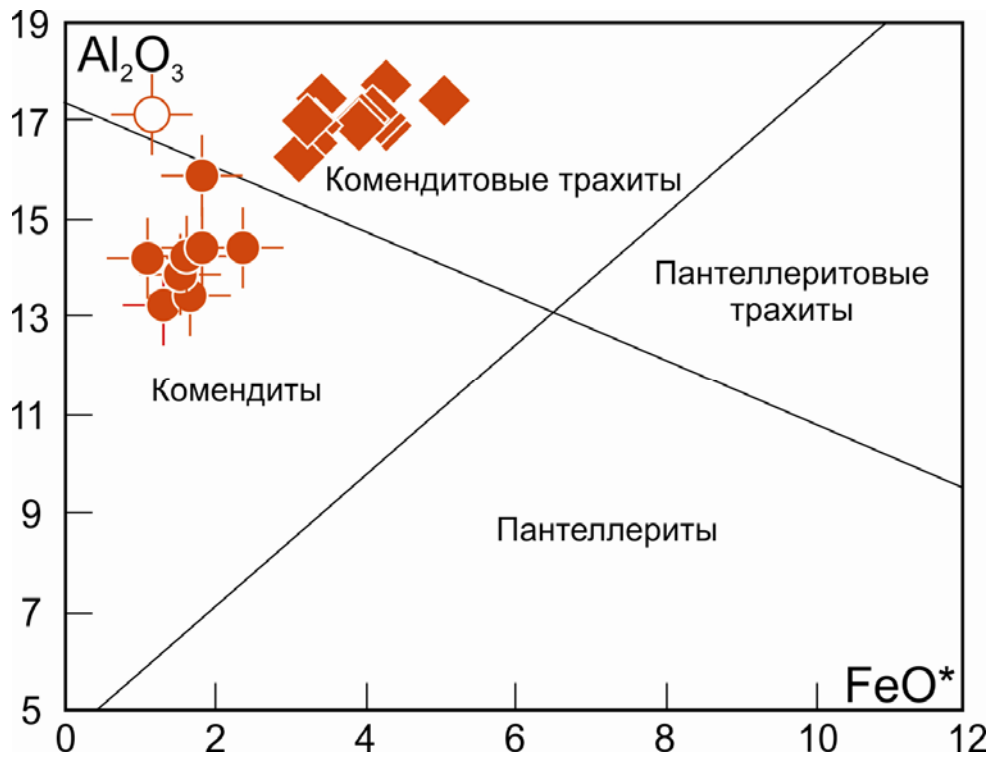


Рисунок 1.5.2. Классификационная диаграмма для кислых пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулкана Белоголовский [Macdonald, 1974].

Условные обозначения см. на Рисунке 1.5.1.

составы кислых умеренно-щелочных пород центра, в отличие от пантеллеритов, обладают низкой железистостью. Трахириолиты и комендиты образуют тесную группу составов и разделяются по величинам коэффициента агпаитности $[(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 \text{ мас.}\%]$. К комендитам отнесены умеренно-щелочные кислые породы с величиной агпаитности в диапазоне 0.94-1.04. Трахириолиты имеют более низкую суммарную щелочность или более высокую глиноземистость с величинами коэффициента агпаитности в интервале 0.82-0.88.

На диаграмме SiO_2-FeO^*/MgO для эволюционного ряда трахибазальтов и трахиандезитов умеренно-щелочной серии наблюдается отчетливая толеитовая тенденция в распределении составов (Рисунок 1.5.3). При этом положение точек составов пород К-Na умеренно-щелочной серии на классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 (Рисунок 1.5.4) указывает на значительную роль в их эволюции калия. Точки составов трахибазальтов вулканического центра Белоголовский находятся в поле высококалийевой серии, тогда как от

трахиандезитов к трахитам происходит более интенсивное накопление в породах калия с переходом в область субщелочной калиевой серии.

Породы ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента вулканического центра Белоголовский принадлежат серии нормальной щелочности, среди них выделяются базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты (Рисунок 1.5.1). На диаграммах Рисунков 1.5.3 и 1.5.4 наблюдается отчетливо известково-щелочная тенденция в эволюции составов от базальтов к андезитам и принадлежность пород фундамента к сериям нормальной и высокой калиевости.

Для пород раннеплейстоценовых вулканогенных комплексов «рассошинского» комплекса и плейстоценовых щитовых вулканических сооружений территории Белоголовского центра характерно развитие пород различной сериальной принадлежности, которые классифицируются в качестве трахибазальтов и трахиандезибазальтов умеренно-щелочной серии, и пород серии нормальной щелочности - андезибазальтов и андезитов. Их фигуративные точки составов на диаграмме Рисунка 1.5.1 занимают пограничную область между полями составов пород указанных серий.

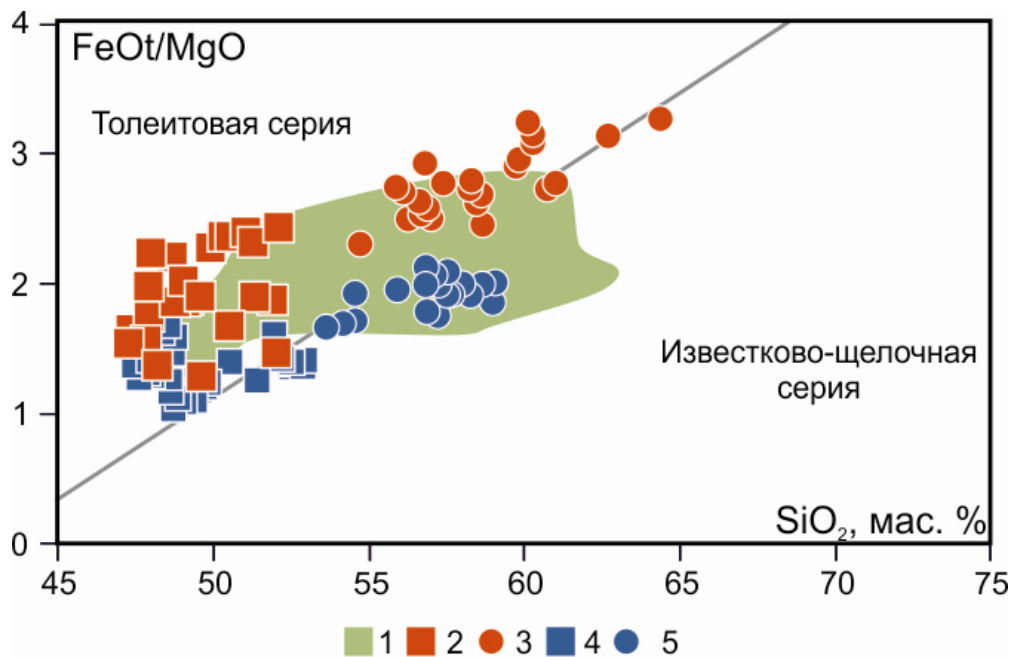


Рисунок 1.5.3. Классификационная диаграмма [Miyashiro., 1984] серий вулкана Белоголовский.

Условные обозначения см. на Рисунке 1.5.1.

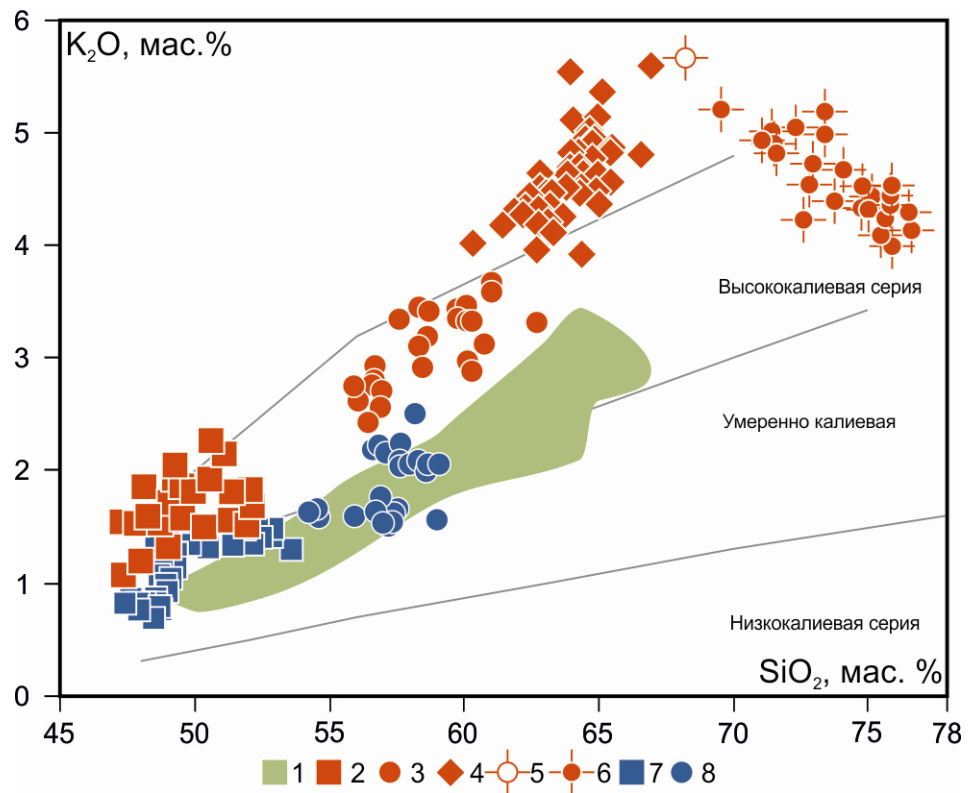


Рис. 1.5.4. Классификационная диаграмма серий $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ вулканического центра Белоголовский [Петрографический кодекс..., 2009].

Условные обозначения см. на Рисунке 1.5.1.

Серии пород вулканического центра Большой-Кекукнайский так же, как и для Белоголовского центра, принадлежат нормально-щелочному и умеренно-щелочному ряду (Рисунок 1.5.5). Породы среднеплиоценового лавово-пирокластического фундамента это центра, представленного эродированной постройкой щитового вулкана Кекукнайский, принадлежат высококалиевой серии нормальной щелочности с толеитовым трендом эволюции составов (Рисунок 1.5.6, 1.5.7). Среди них выделяются высококалиевые (ВК) базальты, а также ВК-андезибазальты, ВК-андезиты, ВК-дациты и редкие ВК-риодациты.

Умеренно-щелочная серия позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулкана Большой в составе центра Большой-Кекукнайский имеет бимодальное распределение составов пород – трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов с разрывом эволюционного ряда составов в области трахиандезибазальтов. Комендиты и трахириолиты среди пород центра не обнаружены. Трахибазальты вулкана Большой, в сравнении с таковыми для центра Белоголовский, отличаются

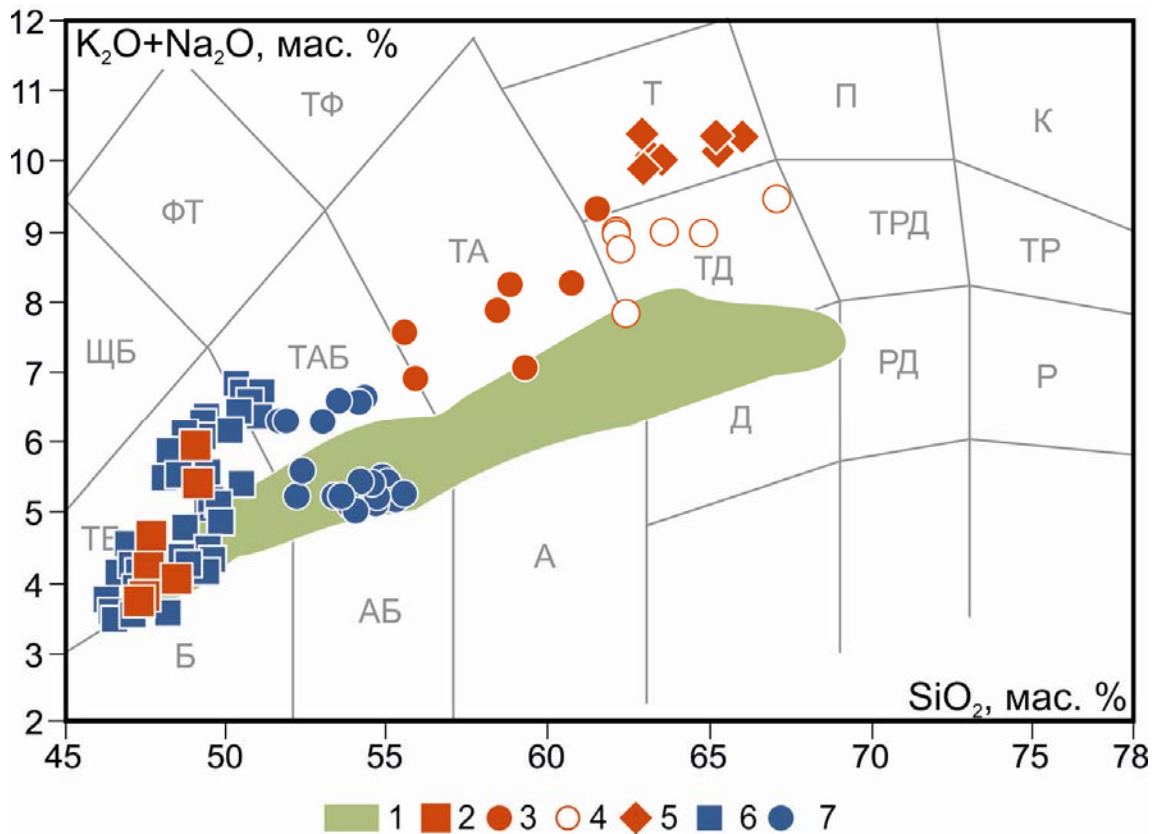


Рисунок 1.5.5. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по [Петрографический кодекс..., 2009] для пород вулканического центра Большой-Кекукнайский.

Условные обозначения: 1 – поле составов пород среднеплиоценового вулканогенного фундамента (вулкан Кекукнайский); 2-5 – точки составов пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой умеренно-щелочной серии вулкана Большой (2 – трахибазальты, 3 – трахиандезиты, 4 – трахидациты, 5 – трахиты); 6-7 – точки составов пород позднеплейстоцен-голоценовой зоны ареального вулканизма Дола Геологов (6 – трахибазальты, базальты, 7 – трахиандезибазальты, андезибазальты).

развитием несколько более основных по кремнекислотности составов с содержаниями SiO_2 от ~46.3% до 51.7 и суммарным содержанием щелочных элементов от ~3.5 до 6.7 мас.%. В составе дифференцированной умеренно-щелочной серии наблюдается также более значительное распространение трахидацитов и обособленная по высоким уровням щелочности группа трахитов экструзивных тел. Также как и для вулканического центра Белоголовского, породы наиболее позднего этапа магматического развития структуры имеют

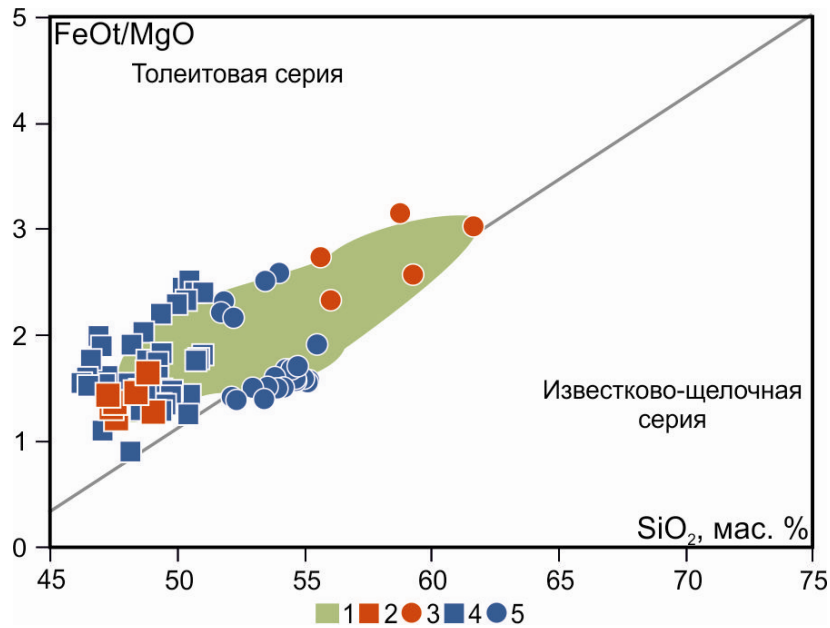


Рисунок 1.5.6. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ для пород вулканического центра Большой-Кекукнайский [Miyashiro., 1984].
Условные обозначения см. на Рисунке 1.5.5.

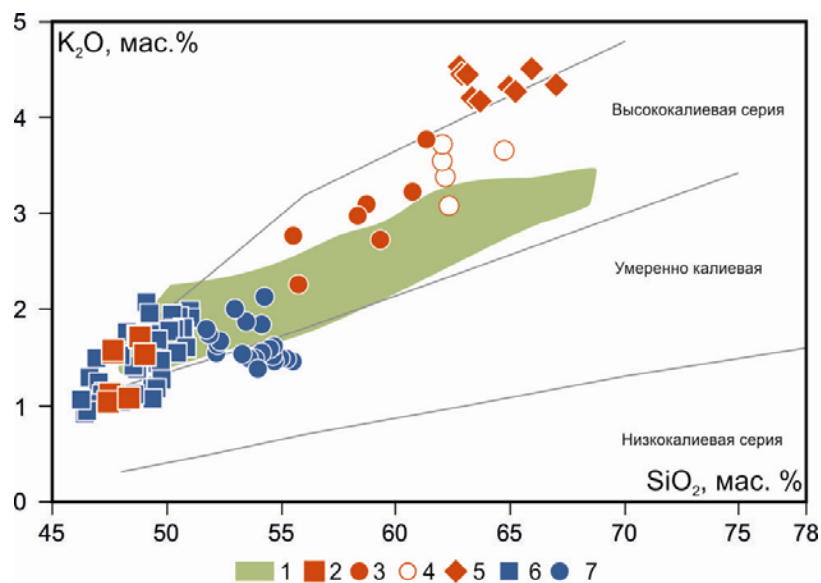


Рисунок 1.5.7. Классификационная диаграмма серий $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ вулканического центра Большой-Кекукнайский [Петрографический кодекс..., 2009].
Условные обозначения см. на Рисунке 1.5.5.

разнообразный состав и принадлежат как к серии нормальной щелочности (базальты и андезибазальты), так и к серии умеренно-щелочного типа (трахибазальты и трахиандезибазальты).

В заключении следует отметить, что принятое в работе название умеренно-щелочной серии пород вулканического пояса Срединного хребта, а именно «щелочно-базальт-трахит-комендитовая серия» используется в связи с необходимостью преемственности терминологии предшествующих исследований. Название серии введено инициатором изучения вулканизма такого типа на Камчатке О.Н. Волынцом в работах 1983-1994 годов [Волынец, 1993; Volynets, 1994].

Выводы. Показано, что формирование умеренно-щелочных серий пород происходит в Срединном хребте Камчатки в структурах двух крупных локализованных вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский. Классификационные построения подтверждают отнесение ряда пород центров к умеренно-щелочной серии.

Показано, что наиболее ранние по времени формирования вулканогенные толщи вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский представлены нормально-щелочными сериями пород умеренно-калиевого и высококалиевого ряда, соответственно. Отличия серий пород нормальной щелочности вулканогенных фундаментов исследованных центров заключаются также в направленности эволюции составов с проявлением известково-щелочной тенденции для Белоголовского центра и толеитовой для центра Большой-Кекукнайский.

Составы пород более поздних по времени формирования умеренно-щелочных серий исследованных центров отвечают трахибазальтам, трахиандезитам, трахитам, комендитовым трахитам, комендитам и трахириолитам с образованием бимодальных рядов составов в связи с редкостью или полным отсутствием трахиандезибазальтовых составов пород.

Породы заключительных этапов развития вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский отличаются разнообразием типов на уровне базальтоидных и андезибазальтовых составов и принадлежат как умеренно-щелочной серии, так и серии нормальной щелочности.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ КАМЧАТКИ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-КОМЕНДИТОВОЙ СЕРИИ

Вулканические центры Белоголовский и Большой-Кекукнайский локализованы в тыловой области вулканического пояса Срединного хребта Камчатки и имеют структурно обособленную позицию в связи с их приуроченностью к разломным системам кулисообразного заложения (Рисунок 1.1.1). Эти разломные зоны имеют восток-северо-восточное простирание и косое пересечение с общей северо-восточной направленностью осевой зоны пояса. Наиболее отчетливо такие разломные зоны прослеживаются по протяженным цепочкам шлаково-лавовых конусов позднеплейстоцен-голоценовых ареальных эпизодов вулканического развития пояса [Плечов, 2008]. При этом следует отметить, что морфологических и тектонических признаков развития в тыловой области Срединного хребта рифтогенных зон не наблюдается. Отсутствуют протяженные грабенообразные структуры или впадины, ограниченные разломными системами, и связанные с ними вулканогенные комплексы пород. Тектоническое строение Срединного хребта выражено в наличии на его юго-западном окончании крупных выступов палеозой-мезозойского гранитно-метаморфического фундамента и в наличии приподнятых или опущенных блоков вулканогенно-осадочного фундамента в его центральном и северо-восточном секторах. В качестве предположения, основанного на общем тектоническом районировании структуры Срединного хребта [Огородов и др., 1972], можно отметить, что структуры вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский расположены в пределах опущенных блоков западных склонов хребта.

Строение вулканических центров с проявлениями щелочно-базальт-трахит-комендитовых серий пород имеет как различия, так и сходство. Для обоих изученных центров характерно наличие эродированных вулканогенных

комплексов ранних этапов их развития и щитовых и ареальных вулканических построек поздних этапов. При этом они отличаются масштабами проявленного вулканизма различных геохимических типов на различных этапах их развития.

Далее при описании особенностей строения исследованных вулканических центров использованы материалы как геолого-съёмочных работ, так и опубликованные материалы предшествующих научно-тематических исследований [Волынец и др., 1986, 1987; Волынец и др., 1990; Волынец, 1993; Колосков и др., 2011, 2013, Флеров и др. 2014; Перепелов, 2014].

2.1 Вулканический центр Белоголовский

Вулканический центр Белоголовский располагается в юго-западной части позднекайнозойского вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в его тыловой области в верховьях рек 1-я Белоголовая и Морошка в 20-25 км к северу от Ичинского вулкана (Рисунки 1.1.1, 2.1.1) и согласно вулканическому районированию принадлежит Ичинской группе вулканов [Огородов и др., 1972]. Центр представляет собой морфологически плохо выраженную, сильно эродированную вулcano-тектоническую структуру и осложнен многочисленными разрывными дислокациями. В его строении выделяются лавово-пирокластические толщи, экструзивно-дайковые комплексы и лавовые покровы, сложенные породами умеренно-щелочной серии. Мощность вулcanoгенных толщ центра составляет до 650 м. Его образования перекрывают вулcanoгенный фундамент миоцен-плиоценового этапа вулканической активности в поясе Срединного хребта, и, в свою очередь, перекрываются лавовыми толщами и секутся дайками базальтов, андезибазальтов и андезитов раннеплейстоценового вулcanoгенного комплекса. В ранне-позднеплейстоценовое время на территории центра формируются многочисленные щитовые и моногенные вулканические сооружения с лавами, шлаками и субвулканическими телами трахибазальтов, базальтов, трахиандезибазальтов и андезибазальтов.

В строении вулканического центра Белоголовский выделяется три стратиграфически выдержанные лавово-пирокластические толщи пород. Это вулcanoгенный фундамент, толщи собственно Белоголовского центра и вулcano-

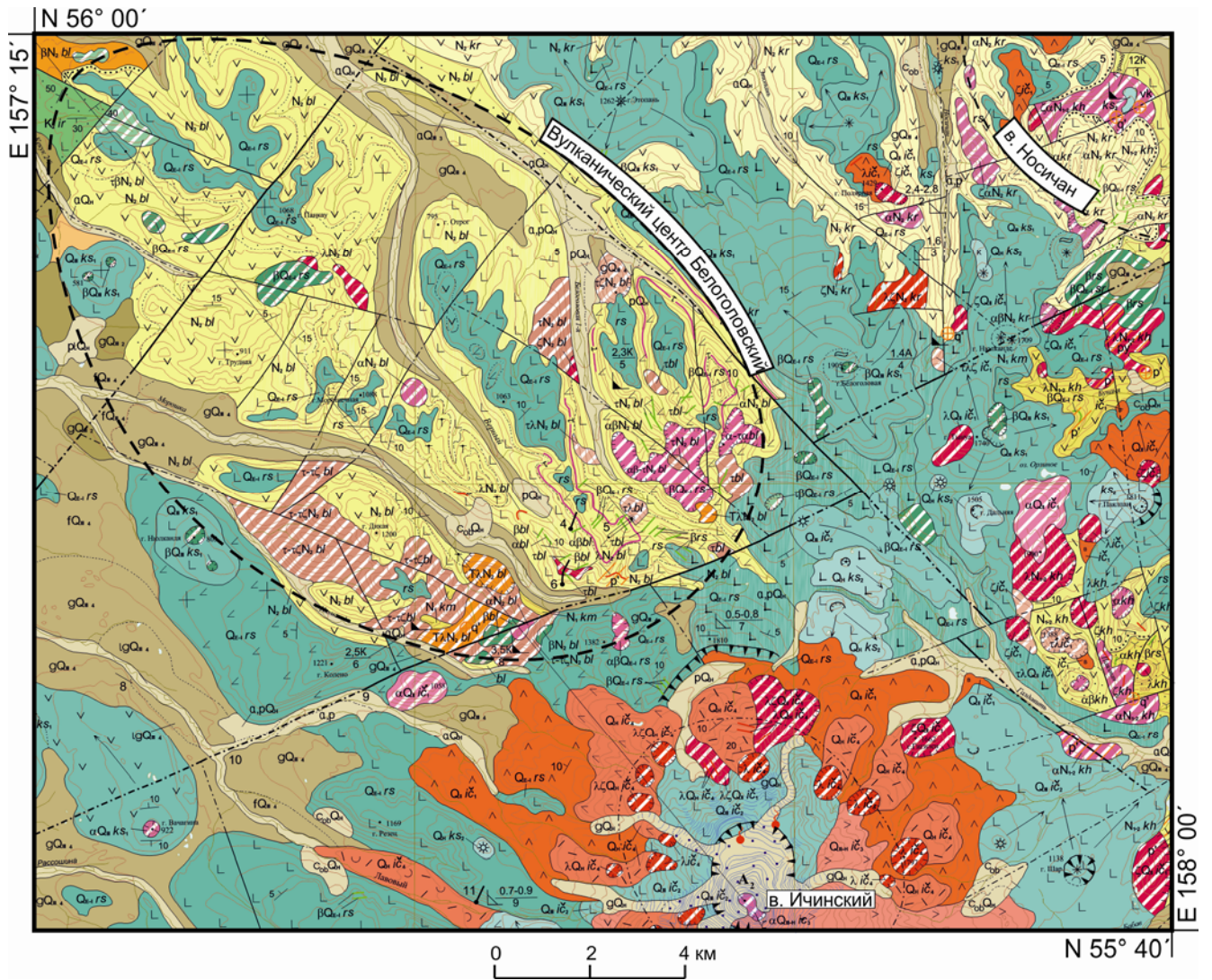


Рисунок 2.1.1. Схема геологического строения вулканического центра Белоголовский

Схема составлена на основе геологической карты масштаба 1: 200000, северо-восточный сектор листа № N-57-II (Издание второе, Западно-Камчатская серия). С дополнениями автора.

aQ_H, pQ_H, gQ_H – современные аллювиальные (а), пролувиальные (р) и водно-ледниковые (g) отложения; fQ_{III} – позднеплейстоценовые флювио-гляциальные отложения.

Ичинский комплекс: $\lambda\xi Q_{iH}$ – голоценовые субвулканические тела и дайки риолитов и риодацитов, Q_{iH} – голоценовые лавы риолитов и риодацитов, $\alpha Q_{III-H} i\check{c}$ – позднеплейстоценовые субвулканические тела и дайки андезитов, $Q_{III-H} i\check{c}$ – позднеплейстоценовые лавы андезитов, $Q_{III} i\check{c}$ – позднеплейстоценовые лавы базальтов, $\lambda\xi Q_{II} i\check{c}$ – среднеплейстоценовые субвулканические тела и дайки риолитов и риодацитов, $Q_{II} i\check{c}$ – среднеплейстоценовые лавы андезитов и дацитов.

Козыревско-сановоямский комплекс: $Q_H ks$ – голоценовые лавы базальтов, $\beta Q_{III} ks$ – позднеплейстоценовые субвулканические тела и дайки базальтов и андезибазальтов, $Q_{III} ks$ – позднеплейстоценовые лавы базальтов и андезибазальтов.

Рассошинский комплекс: $\beta Q_{E-1} rs$ – раннеплейстоценовые субвулканические тела и дайки базальтов, андезибазальтов и андезитов, $Q_{E-1} rs$ – раннеплейстоценовые лавы базальтов, андезибазальтов и андезитов.

Белоголовский комплекс: $\alpha N_2 bl$ – средне-позднеплиоценовые субвулканические тела и дайки андезибазальтов и андезитов, $N_2 bl$ – средне-позднеплиоценовые лавы базальтов, андезибазальтов и андезитов, $\alpha\beta-\tau N_2 bl$, $\alpha-\tau\alpha N_2 bl$ – позднеплиоценовые субвулканические тела и дайки трахиандезибазальтов и трахиандезитов, $\tau N_2 bl$ – позднеплиоценовые субвулканические тела и дайки трахитов, $\lambda N_2 bl$ – субвулканические тела и дайки трахириолитов и комендитов, $N_2 bl$ – позднеплиоценовые лавы трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахитов.

Крерукский комплекс: $\alpha N_2 kr$, $\alpha\beta N_2 kr$ – раннеплиоценовые субвулканические тела и дайки андезитов и андезибазальтов, $N_2 kr$ – раннеплиоценовые лавы базальтов, андезитов и дацитов, игнимбриты.

Кахтунский комплекс: $\xi\alpha N_{1-2} kh$, $\lambda N_{1-2} kh$ – позднемiocен-раннеплиоценовые субвулканические тела и дайки андезитов, дацитов и риолитов, $N_{1-2} kh$ – позднемiocен-раннеплиоценовые лавы базальтов, андезибазальтов и андезитов.

Ирунейский комплекс: **K₂ ir** – позднемеловые вулканогенно-кремнистые отложения.

Сплошными и пунктирными линиями показаны предполагаемые и установленные разрывные нарушения. Голубыми изолиниями показано распространение ледниковых масс в привершинной части Ичинского вулкана. На схеме пунктирным овалом и сегментом показаны условные границы распространения вулканогенных толщ и субвулканических образований Белоголовского вулканического центра и вулкана Носичан.

генные образования заключительного этапа вулканического развития структуры. К вулканогенному фундаменту отнесена позднемiocен-среднеплиоценовая ассоциация лав и субвулканических тел базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов нормальной щелочности, с участием игнимбритов. Полный разрез этой толщи обнажается за пределами Белоголовского массива по р. Носичан, а в его пределах она представлена андезибазальтами и андезитами. С эффузивными образованиями тесно связаны субвулканические проявления базальтов, андезитов, риолитов, габбро-порфиритов и диорит-порфиритов. В работе эта толща исследована на примере разрушенного раннеплиоценового вулкана Носичан и эродированного эруптивно-дайкового центра в центральной части структуры (Рисунок 2.1.1).

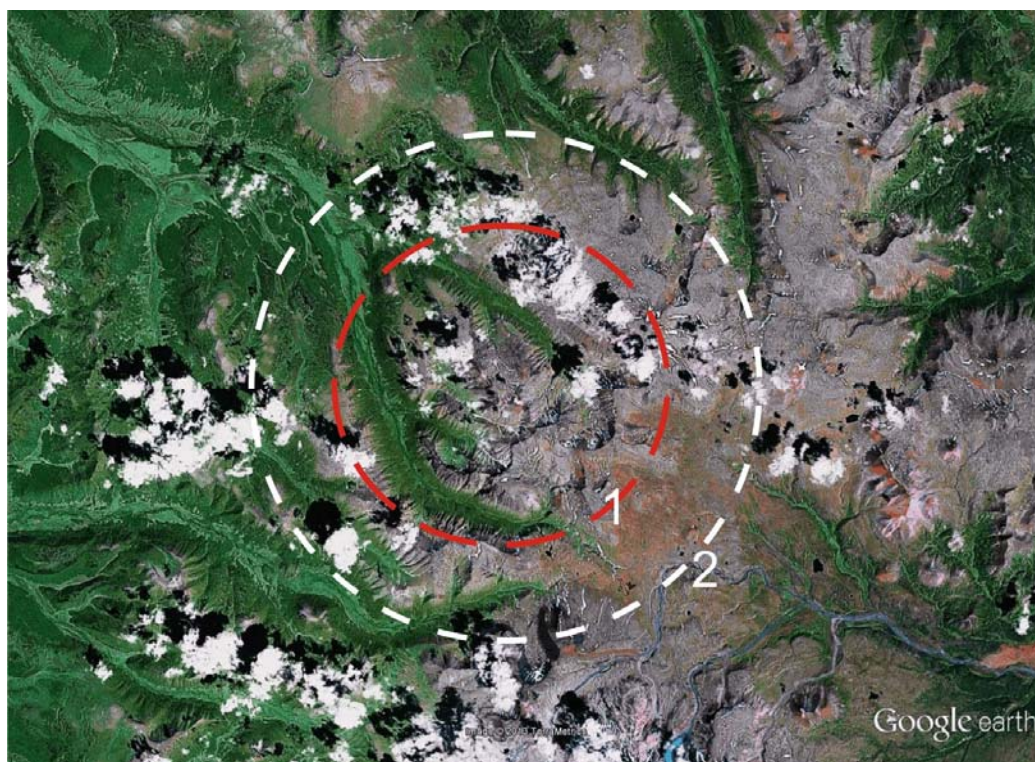


Рисунок. 2.1.2. Структура вулканического центра Белоголовский на снимке Google Earth.

Примечание рисунку 2.2.2: 1 - диаметр внутреннего кольца структуры, ограничивающего область развития экструзивно-лавового трахиандезит-трахит-комендитового вулканизма ~14 км, 2 - диаметр внешнего кольца, ограничивающего область развития лавовых покровов трахибазальтов ~ 20 км.

На снимке Google Earth структура Белоголовского центра вместе с окружающими его другими эродированными постройками с проявлениями магм ЩБТК серии не имеет отчетливого выражения и может реконструироваться только по положению крупного экструзивно-дайкового комплекса в ее центре и протяженным лавовым покровам трахибазальтов, которые имеют «веерообразное» направление движения лав (Рисунок 2.1.2).

Собственно в развитии позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического центра Белоголовский в свою очередь выделяются два крупных этапа. На первом этапе в пределах центра сформировался лавовый и экструзивно-дайковый комплексы трахиандезитов, трахитов и комендитов с подчиненным объемом трахидацитов и трахириолитов. На втором заключительном этапе в пределах центра сформировались площадные лавовые покровы трахибазальтов, которые выполняют эродированные формы рельефа. После завершения развития

вулканического центра Белоголовский, также в раннем плейстоцене, здесь вновь проявляются магмы нормальной щелочности. Это андезибазальты и андезиты так называемого «рассошинского» комплекса. Затем в раннем, среднем и позднем плейстоцене на территории эродированного вулканического массива образовался ряд щитовых и моноклиновых вулканических построек, сложенных лавами и агломератовыми туфами трахибазальтов, трахиандезибазальтов и андезибазальтов. Это постройки вулканов Большой Паялпан, Молодой Паялпан, Молодой Нюлкандя, Тынуа, Этопань и других. Вулканическая деятельность в районе продолжается до сих пор. В южном сегменте территории находится действующий вулкан Ичинская сопка, история развития которого начинается после завершения эволюции вулканического центра Белоголовский в раннем плейстоцене.

В пределах центра стратиграфические взаимоотношения трахиандезит-трахит-комендитовой и трахибазальтовой толщ полностью не определены. Более позднее развитие трахибазальтового вулканизма, как будет показано ниже, подтверждается только на основе их изотопного датирования. Тем не менее, следует предполагать, что в основании трахиандезит-трахитовых толщ все же могли быть проявлены трахибазальты раннего этапа. Их геологическое положение в непрерывном разрезе, обнажающемся в правом притоке реки Морошка, показывает следующую последовательность: трахибазальты → трахиандезиты → трахиты, но детально они не исследованы и возможное «вложенное» в эродированные формы рельефа положение трахибазальтовых лав не исключается. Реконструкции разрезов по фрагментам обнажений свидетельствует о гомодромной направленности проявлений нормально-щелочного вулканизма в фундаменте центра – от базальтов до риолитов, и последующего умеренно-щелочного вулканизма – от трахиандезитов до комендитов. Толща трахитов и комендитов залегает стратиграфически выше трахиандезитовых разрезов и представлена лавами и экструзиями трахитов, а также небольшими субвулканическими телами и дайками трахириолитов и комендитов.

В завершении развития вулканического центра Белоголовский формируется вулканогенный комплекс с проявлениями лав нормальной щелочности, это лавово-пирокластические толщи «рассошинского» комплекса с проявлениями андезибазальтов и андезитов. Вулканические постройки этого этапа могут быть существенно эродированы или, напротив, сохраняют свою первичную морфологию в зависимости от строения вулканогенных толщ и роли в их составе пирокластического материала. Щитовые и моногенные шлаково-лавовые вулканические постройки заключительного этапа, как правило, хорошо сохранены и сложены породами как нормально-щелочного, так и умеренно-щелочного типа – трахибазальты, трахиандезибазальты и андезибазальты. В южном секторе территории с раннеплейстоценового и до настоящего времени формируется гигантская постройка Ичинского вулкана (базальты, андезиты, дациты, риолиты).

2.2 Вулканический центр Большой-Кекунайский

Название центра предложено в связи с тесными пространственными взаимоотношениями входящих в его состав двух крупных вулканических сооружений – вулкана Большой и вулкана Кекунайский (Ленинградец) [Огородов и др., 1972], предполагаемые центры извержений которых находятся на расстоянии не более 10-12 км друг от друга (Рисунок 2.2.1). Описание центра дается с использованием данных работ А.В. Колоскова с соавторами [Колосков и др., 2011] с дополнениями и изменениями автора в результате выполненного доизучения.

Вулканический центр Большой-Кекунайский является сложно построенным сооружением размером ~ 66x30 км и состоит из постройки щитового вулкана Кекунайский, который является его северо-восточной частью, и щитового вулкана Большой (1299 м.) в его западном секторе. К центру отнесены также и экструзивно-дайковые комплексы г. Куныру (1159 м.) в южном сектора сооружения, которые по составу пород отнесены к вулкану Большой. Объемы изверженного материала и размеры вулканов Большой и Кекунайский сопоставимы и имеют общую площадь около 1400 км². Объем образованных

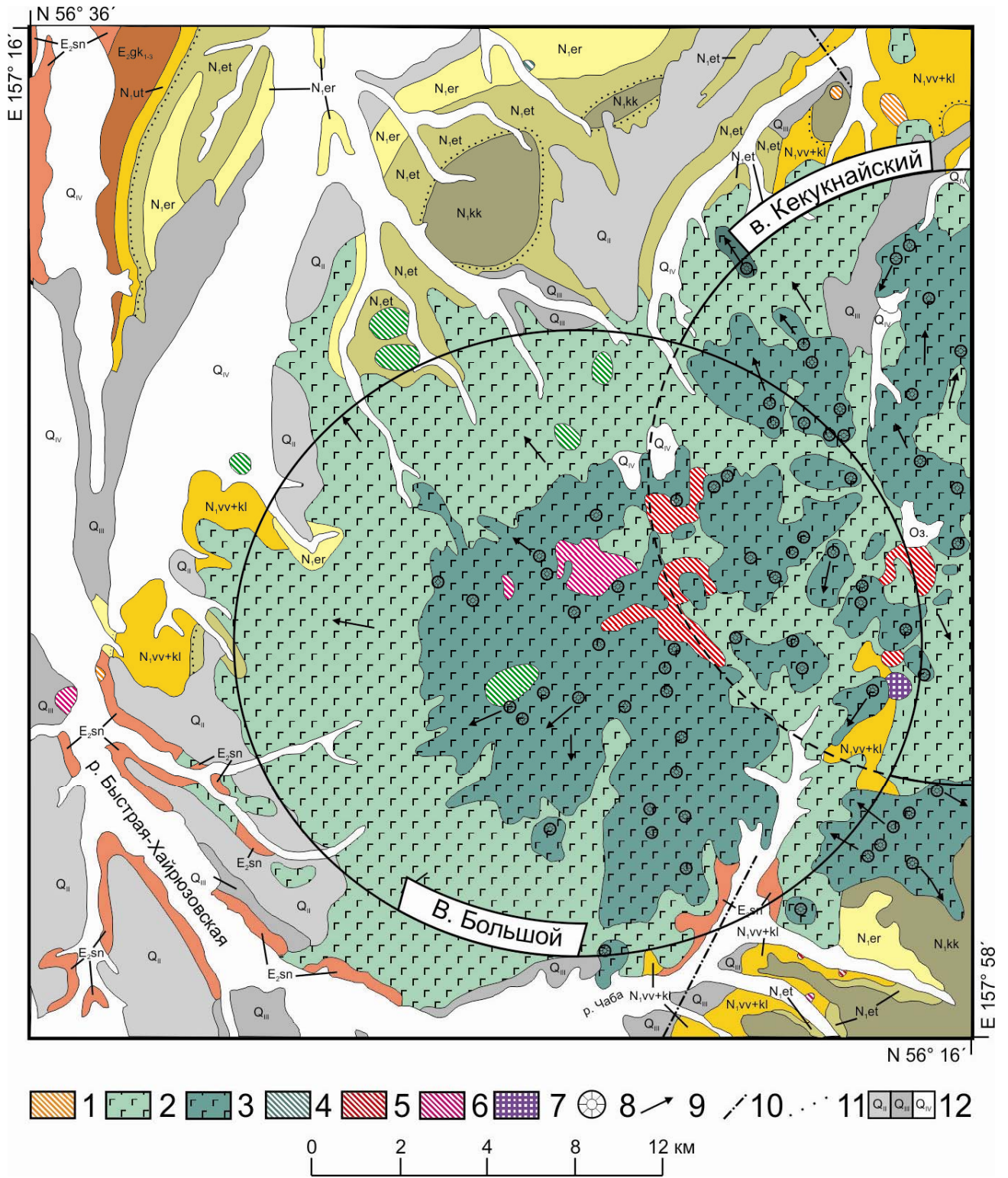


Рисунок 2.2.1. Схема геологического строения вулканического центра Большой-Кекукнайский.

Схема составлена на основе геологической карты масштаба 1: 200000, западный сектор листа № О-57-XXXII (Западно-Камчатская серия). С дополнениями автора.

Условные обозначения: 1 – субвулканические тела трахибазальтов и шонкинитов, ранний миоцен (N_I), 2 - лавы трахибазальтов, поздний плиоцен (Q_I), 3 – лавы трахибазальтов, голоцен (Q_{IV}), 4 – субвулканические тела трахибазальтов, средний плейстоцен (Q_{II}), 5 –

субвулканические тела андезидацитов, трахиандезидацитов, трахидацитов, поздний плейстоцен (Q_{III}), 6 – субвулканические тела андезитов, трахиандезитов, средний плейстоцен (Q_{II}), 7 – субвулканические тела трахитов, поздний плиоцен (Q_{II}), 9 – ареальные шлаковые конусы, голоцен (Q_{IV}), 10 – направление течения лавовых потоков, 10 – тектонические нарушения, 11 – несогласное залегание, 12 – четвертичные отложения.

N₁ et – *этолонская* свита (песчаники, гравелиты), миоцен; *N₁ kk* – *какертская* свита (туфодиазомиты, туфопесчаники, песчаники и алевролиты), миоцен; *N₁ vv-kl* – *вивентекская* и *кулувенская* свиты, нерасчлененные (песчаники), миоцен; *N₁ er* – *эрмановская* свита (песчаники, пепловые туфы и алевролиты), миоцен; *E₂ sn* – *снатольская* свита (песчаники), эоцен; *E₃ gk* – *гакхинская* свита (кремнистые туфоаргиллиты, опоки), олигоцен; *E₃ ut* – *утхолокская* свита (кремнистые туфоаргиллиты и туфоалевролиты и туфопесчаники), олигоцен.

вулканами толщ составляет до 400-500 км³ (Рисунок 2.2.1). Вместе с массивами Большая Кетепана и Ичинский, расположенными к ССВ и к ЮЮЗ от этого сооружения, они образуют цепь крупнейших вулканических ареалов протяженностью 210 км вдоль западных и северо-западных отрогов Срединного хребта Камчатки на расстоянии около 400 км от Курило-Камчатского глубоководного желоба [Колосков и др., 2011].

Фундаментом вулкана Кекукнайский служат туфогенно-осадочные породы ранне-среднемиоценового возраста, обнажающиеся в северной периферии массива и к юго-западу от границ рассматриваемой территории. Крупная щитообразная вулканическая постройка сформирована в среднем плиоцене и представлена лавами высококалийевых базальтов, андезибазальтов и андезитов с участием туфов и туфобрекчий того же состава. В развитии вулкана выделены существенно лавовая ранняя стадия развития щитового вулкана и более поздняя стадия формирования обширной кальдеры размером 6 на 8 км, имеющей, вероятно, вулcano-тектоническую природу с формированием по бортам кальдеры экструзивного комплекса ВК-андезитов, ВК-дацитов и ВК-риодацитов. Глубина кальдеры достигает 500 м.

Вулкан Большой сформирован позднее вулкана Кекукнайский, после значительного временного перерыва, который привел к существенной денудации среднеплиоценовых вулcanoгенных толщ. Наблюдается перекрытие

раннеплейстоценовыми трахибазальтовыми покровами вулкана Большой толщи высококалийевых лав вулкана Кекунайский. В позднем плиоцене вулкан Большой развивался как щитовой вулкан с лавами трахиандезитов и реже трахиандезибазальтов, осложненный формированием крупного экструзивно-дайкового комплекса трахиандезитов, трахидацитов и трахитов в центральной части, а также развитием крупных экструзий трахитов на его юго-восточной периферии.

Крупное субвулканическое тело щелочных трахитов с площадью выходов до 1.5 км² исследовано в юго-восточном секторе разрушенного позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического массива Большой в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки (N56°24'10" E157°56'45"). Субвулканическое тело в современном срезе имеет изометричную форму и однородный состав слагающих пород. Высота обнажений субвулканического тела достигает 250 м.

На втором этапе развития вулкана Большой в раннем плейстоцене были образованы протяженные лавовые покровы трахибазальтов и редко трахиандезибазальтов, которые изливались от центра извержений на расстояние до 20-25 км. Мощность лавовых покровов в их фронтальных зонах достигала 15-20 м.

Во второй половине плейстоцена также после значительного временного перерыва на территории вулканического центра Большой-Кекунайский проявлен широкомасштабный вулканизма ареального типа с формированием лавового щита и многочисленных шлаково-лавовых конусов и лавовых куполов с протяженными лавовыми потоками [Колосков и др., 2011]. Эта ареальная зона получила название Дола Геологов [Волынец, 1993]. Размеры отдельных конусов составляют в основании от 0.1 до 1.5 км и высотой от 20 до 150-200 м. Протяженность связанных с конусами потоков доходит до 5-6 км. Лавы ареальной зоны, а также связанные с ней субвулканические тела и дайки представлены трахибазальтами, базальтами, трахиандезибазальтами и андезибазальтами

В позднем плейстоцене произошло разрушение северного борта кальдеры и заложение рифтогенно-троговой долины субмеридианального простирания. Это

во много предопределило структурную приуроченность самых молодых голоценовых центров ареального вулканизма третьего этапа. Они имеют преимущественно трахибазальтовый и трахиандезибазальтовый состав [Колосков и др., 2011]. Отдельные конусы располагаются внутри кальдеры или по её бортам, а также на восточном фланге троговой долины, а связанные с ними потоки частично заполнили кальдеру и троговую долину. К последнему этапу также относится и эруптивный вулканический центр в северо-восточной части центра. Он представлен группой из четырех эксплозивных кратеров размером от 0,7 до 1,3 км, с которыми были связаны выбросы дацитовой и риолитовой пемзовой пирокластики, а на заключительном этапе сформировался риолит-дацитовый купол с площадью основания около 0.8 км² и высотой около 100 м [Колосков и др., 2011].

2.3 Возраст вулканических центров

Возраст формирования вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский, а также вулканогенного фундамента этих структур и более поздних этапов развития вулканизма ранее был определен в результате проведения геолого-съёмочных работ по данным палеомагнитных и палинологических исследований, а также в результате K/Ar датирования отдельных образцов магматических пород. Позднее нами и другими авторами были получены прецизионные данные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования вулканических пород исследуемых вулcano-тектонических структур, которые и были положены в основу представлений о порядке формирования вулcanoгенных толщ различных геохимических типов.

Белоголовский вулканический центр. По результатам геолого-съёмочных работ начало вулканической деятельности в районе центра Белоголовский было связано с образованием позднемиоцен-раннеплиоценового (?) *кахтунского* (12-7.4 млн. лет, K/Ar) и среднеплиоценового (?) *крерукского* (2.8-2.4 млн. лет, палеомагнитные данные) вулcanoгенных комплексов (Рисунок 2.3.1). Позднее И.Н. Биндеманом игнимбриты андезитов *крерукского* комплекса из коллекции А.Б. Перепелова (ИГХ СО РАН) [Bindeman et al., 2010] (University of Wisconsin–

Madison Rare Gas Geochronology Laboratory, USA) были датированы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом как раннеплиоценовые (4.02 ± 0.12 млн. лет). Датированные игнимбриты отнесены нами к лавово-пирокластической толще вулкана Носичан.

В связи с тем, что по данным геолого-съёмочных работ и наших последующих тематических исследований прямые геологические взаимоотношения между вулканогенными толщами *крерукского* комплекса и базальт-андезибазальт-андезитового и трахибазальт-трахиандезит-трахит-комендитового *белоголовского* комплекса не наблюдались, время формирования последнего оценивается по результатам изотопного датирования трахибазальтов и трахитов. Данные датирования, полученные в ходе геолого-съёмочных работ, указывают на средне-позднеплиоценовый возраст вулканогенных толщ и субвулканических тел *белоголовского* комплекса (3.5-2.3 млн. лет, K/Ar). Новые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования свидетельствуют о формировании трахитов и трахибазальтов *белоголовского* комплекса в более позднее время, в раннем плейстоцене (1.64 ± 0.02 и 1.35 ± 0.05 млн. лет, соответственно) (Рисунок 2.3.1). Датирование трахитов проведено Уильямом Макинтошем (W.C. McIntosh, New Mexico Institute of mining and technology, USA, Geochronology research laboratory) по материалам из коллекции О.Н. Волынца. Определение возраста трахибазальтов выполнено Полом Лейером (P. Layer, University of Alaska Fairbanks, USA, Geochronology laboratory) по материалам из коллекции А.В. Иванова (ИЗК СО РАН) и А.Б. Перепелова (ИГХ СО РАН) [Volynets et al., 2010].

После завершения формирования *белоголовского* вулканогенного комплекса на территории одноименного вулканического центра проявлены лавы и субвулканические тела *рассошинского* комплекса, время образования которых по данным геолого-съёмочных работ определено в интервале 1.6-0.5 млн. лет (палеомагнитные измерения), а по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образца трахиандезибазальтов [Volynets et al., 2010] отвечает раннему плейстоцену (0.94 ± 0.03 млн. лет).

Нам представляется, что к вулканогенным образованиям *рассошинского* комплекса в результате геолого-съёмочных работ отнесены разновозрастные

породы различных геохимических типов. Как было показано ранее (разделы 1.5 и 2.2), в составе *рассошинского* комплекса нами рассматриваются породы нормально-щелочного ряда (андезибазальты, андезиты), которые проявлены в виде лавовых излияний и субвулканических тел непосредственно вслед за завершением формирования нормально-щелочных и умеренно-щелочных вулканитов *белоголовского* комплекса одноименного центра. Проявления в составе *рассошинского* комплекса умеренно-щелочных базальтоидных магм (трахибазальты, трахиандезибазальты) должны быть исключены из его состава и отнесены или к предшествующему *белоголовскому* комплексу или к следующему по временной шкале *kozyrevsko-sanovayamskogo* комплексу.

Не смотря на то, что по данным геолого-съемочных работ *kozyrevsko-sanovayamskii* комплекс рассматривался как позднеплейстоцен-голоценовый, выполненное нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование трахибазальтов вулкана Большой Паялпан, лавовые толщи которого отнесены геологами к указанному комплексу, показывает их раннеплейстоценовый возраст (0.91 ± 0.12 млн. лет) (Рисунок 2.3.1). Вероятно, что по итогам геолого-съемочных работ в состав *kozyrevsko-sanovayamskogo* комплекса также включен широкий ряд разновозрастных вулканогенных образований.

Заключительный этап вулканического развития исследуемой территории связан с образованием *ичинского* вулканогенного комплекса, время формирования которого по данным геолого-съемочных работ оценивается интервалом средний плейстоцен – голоцен. Основной объем вулканогенных толщ этого комплекса и его субвулканических образований принадлежит гигантской вулканической структуре – Ичинскому вулкану (Рисунок 2.1.1). Установленное геолого-съемочными работами средне-позднеплейстоценовое время формирования андезитоидных толщ этого вулкана подтверждается имеющейся на сегодняшний день единственной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датой андезитов *ичинского* комплекса (0.08 ± 0.06 млн. лет), приведенной в работе [Volynets et al., 2010]. По данным радиоуглеродного датирования [Певзнер, 2004, 2011] развитие Ичинского вулкана и некоторых других вулканических построек этого района продолжается и в голоцене.

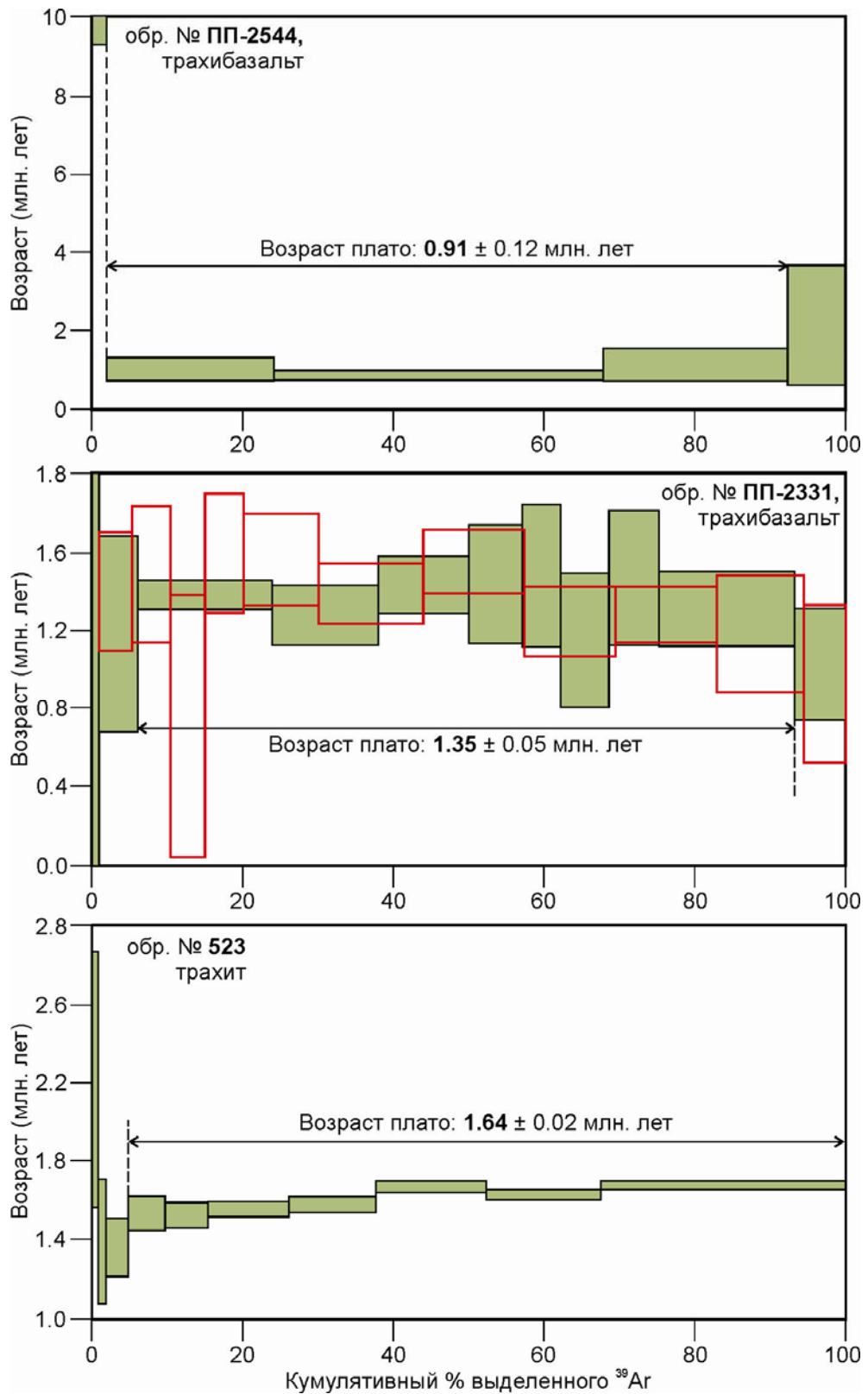


Рисунок 2.3.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород Белоголовского центра.

Примечание к рисунку 2.3.1. Обр. № 523 – трахит и обр. № ПП-2331 – трахибазальт умеренно-щелочной серии Белоголовского вулканического центра. Обр. № ПП-2544 – трахибазальт вулкана Большой Паялпан. Для обр. № ПП-2331 приведены графики для двух экспериментов [Volynets et al., 2010]. Другие пояснения см. в тексте.

Анализ данных о времени развития вулканических процессов на территории Белоголовского вулканического центра **приводит к следующим выводам.**

Начало вулканической деятельности в структуре связано с образованием вулканогенных толщ и субвулканических тел базальт-андезит-риолитовой ассоциации пород нормального ряда щелочности в позднемиоцен-раннеплиоценовое время (~12-3 млн. лет). Этот этап рассматривается в данной работе на примере вулкана Носичан.

В средне-позднеплиоценовое время (~3.0-2.3 млн. лет) с проявлений магм базальт-андезитового состава нормального ряда щелочности начинается развитие Белоголовского вулканического центра, которое в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время (~2.3-1.3 млн. лет) продолжилось с формированием вулканогенной лавовой толщи и субвулканических тел, и даек пород умеренно-щелочного ряда (трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахириолиты, комендиты). Начальный этап развития Белоголовского вулканического центра рассматривается в работе на примере эродированного крупного эруптивного вулканического сооружения средне-позднеплиоценового возраста, изученного в центральной части структуры (Рисунок 2.1.1). В этом же сегменте вулканического центра исследованы и более поздние по времени формирования умеренно-щелочные вулканогенные ассоциации пород.

Вслед за завершением развития Белоголовского вулканического центра в раннеплейстоценовое время в диапазоне не ранее ~1.3 и не позднее ~1 млн. сформировалась устойчивая по вещественному составу ассоциация нормально-щелочных пород в составе *рассошинского* комплекса. Породы этого комплекса исследованы на примере лавовых толщ и субвулканических тел, и даек в верховьях рек Морошка, 1-я Белоголовая и Носичан (Рисунок 2.1.1).

Вулканический центр Большой-Кекукнайский. Фундамент вулканического центра представлен теригенно- и вулканогенно-осадочными толщами палеоген-неогенового возраста (Рисунок 2.2.1). Согласно результатам геолого-съёмочных работ масштабная вулканическая деятельность в районе начинается в раннем плейстоцене, когда был образован основной объем

вулканогенных толщ крупных щитовых вулканических построек Большой и Кекукнайский. В завершение формирования этих вулканов в среднем плейстоцене, в основном в их центральных частях, здесь были образованы многочисленные субвулканические тела и дайки базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов. Более поздний этап развития центра связывается с базальтовым вулканизмом ареального типа. Возраст этого этапа определен как голоценовый. Все вулканические постройки ареального типа объединены под наименованием «ареальная зона Дола Геологов».

Возрастное расчленение вулканогенных образований в исследуемом районе было выполнено ранее по результатам палеомагнитных исследований и геоморфологической сохранности вулканических сооружений. До последнего времени данные изотопного датирования вулканических пород центра отсутствовали.

По результатам новых геохронологических исследований, проведенных с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода изотопного датирования, возраст формирования вулканогенных толщ и порядок образования вулканических построек центра Большой-Кекукнайский в значительной степени пересмотрены и уточнены. Установлено, что в составе вулканического центра щитовая постройка вулкана Кекукнайский была сформирована в среднем плиоцене. Лавы нормально-щелочного ряда, а именно высококалийевых базальтов этого сооружения датированы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по двум образцам в диапазоне $3.17 \pm 0.21 - 3.05 \pm 0.09$ млн. лет (Рисунок 2.3.2). Формирование щитовой постройки вулкана Большой и связанных с ней субвулканических тел, породы которой относятся к умеренно-щелочному ряду (трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахиты) происходило позднее – в позднем плиоцене и раннем плейстоцене. Это вывод основан на результатах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования также двух образцов пород. В среднем течении р. Большая-Хайрюзовская в районе впадения в нее р. Чаба были опробованы и затем датирован образец лав трахибазальтов вулкана Большой (1.84 ± 0.05 млн. лет) (Рисунок 2.3.3). Датирование проведено Полом Лейером (P. Layer, University of Alaska Fairbanks, USA, Geochronology laboratory) по образцам

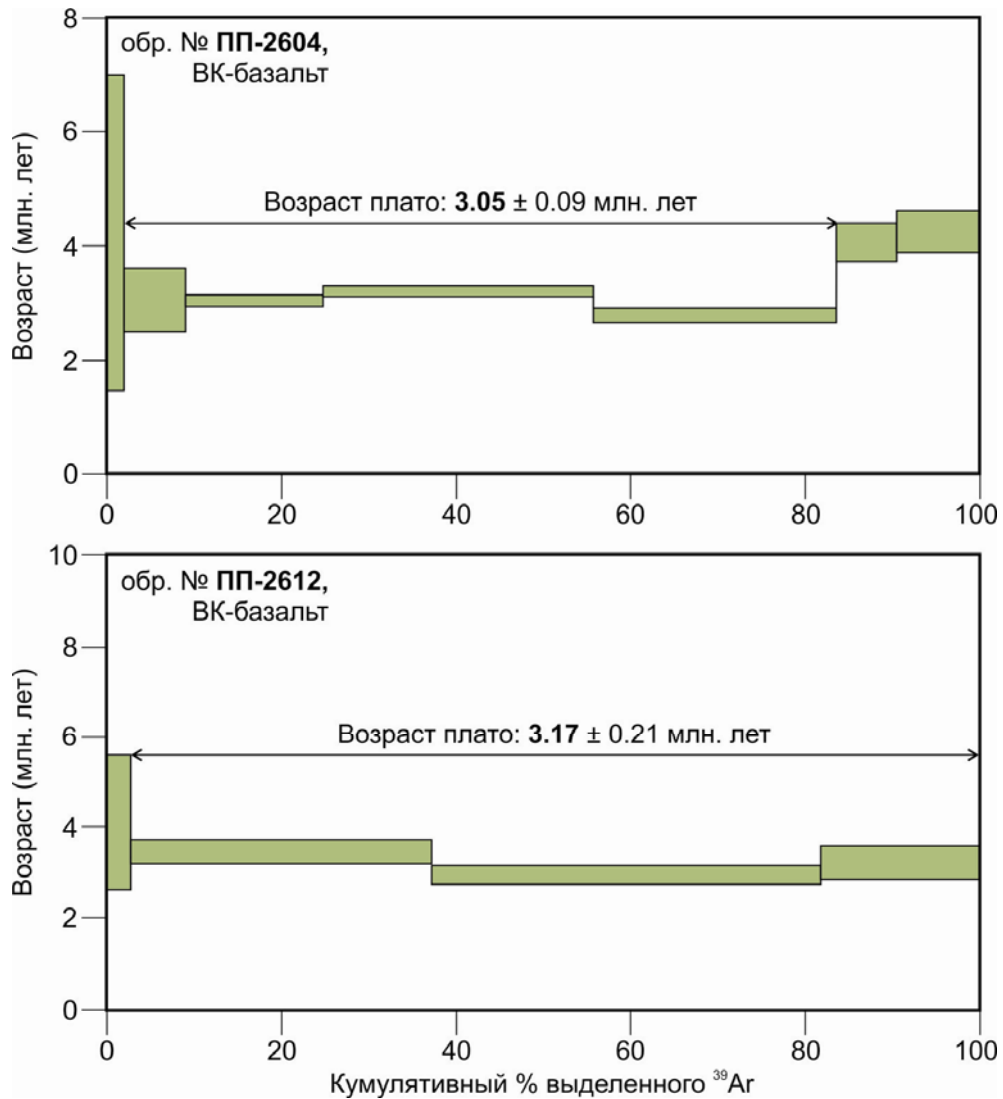


Рисунок 2.3.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород вулкана Кекукнайский.

Обр. № 2258 – трахибазальт и обр. № 6804/2 – трахит умеренно-щелочной серии вулкана Большой. Обр. № 2604 и обр. № 2612 – высококалийевые базальты вулкана Кекукнайский. Для обр. № ПП-2258 приведены графики для двух экспериментов [Volynets et al., 2010]. Другие пояснения см. в тексте.

из коллекции А.Б. Перепелова (ИГХ СО РАН), М.Ю. Пузанкова (ИВиС ДВО РАН) и А.В. Иванова (ИЗК СО РАН) и содержится в работе [Volynets et al., 2010].

Несколько ранее (1998 г.) О.Н. Волинцом были получены результаты датирования двух образцов трахитов крупного субвулканического тела восточного сектора вулкана Большой (2.064 ± 0.009 , 2.026 ± 0.008) (Рисунок 2.4.3). Датирование трахитов проведено Уильямом Макинтошем (W.C. McIntosh, New Mexico Institute of mining and technology, USA, Geochronology research laboratory). Данные о возрасте трахитов впервые приведены в работе [Щербаков и др., 2014].

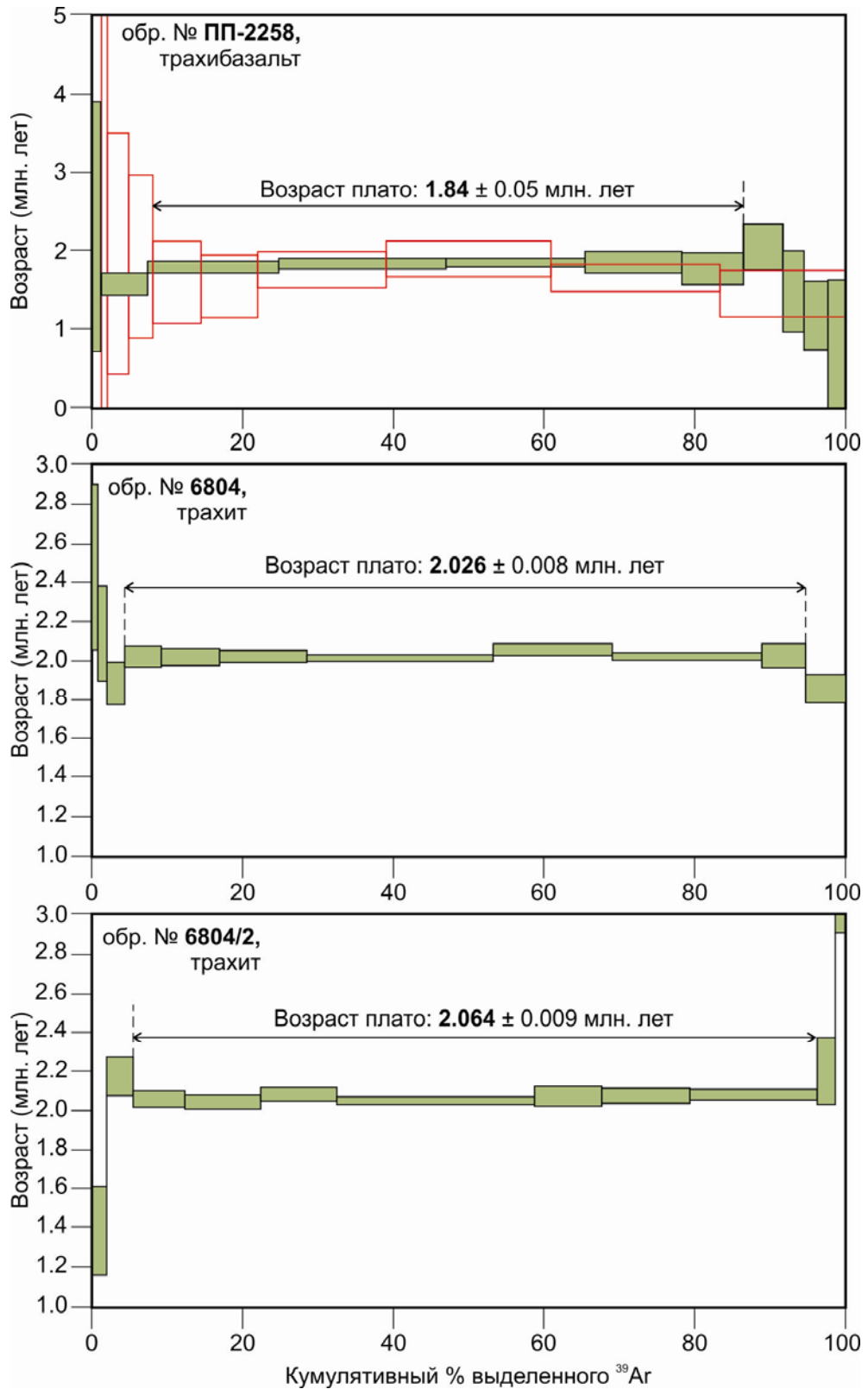


Рисунок 2.3.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород вулкана Большой.

№ 2258 – трахибазальт; обр. № 6804/2, 6804 – трахиты умеренно-щелочной серии вулкана Большой (данные О.Н. Волынца). Для обр. № ПП-2258 приведены графики для двух экспериментов [Volynets et al., 2010]. Другие пояснения см. в тексте.

Заключительный этап вулканического развития центра Большой-Кекукнайский связано с формированием в позднем плейстоцене и голоцене «наложенной» на эродированные щитовые постройки зоны ареального вулканизма – шлаково-лавовых конусов и связанных с ними протяженных лавовых потоков Дола Геологов, породы которых представлены, главным образом трахибазальтами К-На ряда умеренно-щелочной серии. Голоценовый возраст отдельных шлаково-лавовых конусов этой зоны подтвержден радиоуглеродными датами. На северо-восточном фланге структуры вулкана Кекукнайский известно голоценовое проявление риолитов (маар Яма, ~ 7200 ^{14}C л. н.) [Певзнер, 2004, 2011; Pevzner, 2004].

Новые геохронологические данные о времени развития вулканов Большой и Кекукнайский в составе единого центра **позволяют сделать следующие выводы.**

Начальная стадия развития вулканического центра Большой-Кекукнайский связана с формированием в среднем плиоцене (~3.2 млн. лет) лавовых толщ щитового вулкана Кекукнайский, породы которого принадлежат к дифференцированной нормально-щелочной серии высококалиевого ряда (базальт-андезибазальт-андезит-дацит). После перерыва в вулканической деятельности длительностью до 1 млн. лет начинается развитие позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулкана Большой (~2.1-1.8 млн. лет). Развитие этой вулканической постройки связано с этапом проявления умеренно-щелочной серии К-На ряда – трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты. Существование между этапом формирования вулкана Большой и заключительным этапом вулканического развития центра, образованием позднеплейстоцен-голоценовой зоны шлаково-лавовых конусов, следует из геологических и геоморфологических наблюдений. Расположенные на существенно эродированных лавовых толщах вулканов Большой и Кекукнайский ареальные вулканические конусы не претерпели значительной эрозии и сохранили первичную морфологию с хорошо выраженными кратерными зонами.

2.4 Общие закономерности развития вулканических центров

В развитии вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский можно выделить как общие закономерности, так и различия. Формирование вулканогенного фундамента вулканического центра Большой-Кекукнайский происходит в среднеплиоценовое время (~3.2 млн. лет), а в Белоголовском центре, вулканогенный фундамент образован, начиная с позднего миоцена и раннего плиоцена ($4,02 \pm 0.12$ млн. лет). На этой стадии происходит формирование нормально-щелочной серии высококалиевого ряда в центре Большой-Кекукнайский с эволюционным рядом составов пород от базальтов до риодацитов, и формирование нормально-щелочной серии умеренно-калиевого и высококалиевого рядов составов (базальт-андезит-дацит-риолит) в центре Белоголовский. На рубеже позднего плиоцена (~2.1-1.3 млн. лет) происходит смена вещественных типов вулканизма и проявляются умеренно-щелочные магма. Различия в составах умеренно-щелочных серий исследуемых центров состоят в том, в структуре вулкана Большой вулканического центра Большой-Кекукнайский формируется трахибазальт-трахиандезит-трахитовый ряд пород, а в структуре вулканического центра Белоголовский породы умеренно-щелочной серии представлены более протяженным рядом составов – трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендитовые трахиты и комендиты. Завершающим этапом в формировании обоих центров стали проявления базальтоидных и андезитовидных магм умеренно-щелочного и нормально-щелочного типов, которые проявлялись в виде лавово-пирокластического рессошинского комплекса (~1,3-1 млн. лет) и группы щитовых вулканических сооружений на территории Белоголовского центра, а также зоны ареального вулканизма в структуре Большой-Кекунаийский. Следует отметить, что в истории развития умеренно-щелочных серий обоих вулканов присутствует этап формирования трахибазальтов, который моложе трахитов, проявленных в этих структурах.

Выводы. В результате проведенных геологических и геохронологических исследований сформулировано **первое защищаемое положение.**

1. Умеренно-щелочной щелочно-базальт-трахит-комендитовый вулканизм проявлен в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время после завершения в среднем плиоцене вулканизма надсубдукционного геохимического типа. Тектонический контроль проявлений умеренно-щелочных магм в структуре тыловой зоны вулканического пояса определяется развитием кулисообразных разломных зон и не имеет рифтогенной природы.

ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ И ИХ ВУЛКАНОГЕННОГО ФУНДАМЕНТА

Как отмечено в Главах 1 и 2 при изложении данных о геологическом строении Камчатки и вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский, начало их формирования происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке с образованием лавово-пирокластических и экструзивных комплексов, сложенных дифференцированным рядом пород нормальной щелочности умеренно-калиевого и высококалиевого ряда – от базальтов до риолитов. Комплексы такого типа рассматриваются далее, как вулканогенный фундамент, поскольку лежат в основании исследуемых умеренно-щелочных комплексов пород и формировались на предшествующих этапах вулканической деятельности. Представляется необходимым провести сопоставление минералого-петрографических характеристик умеренно-щелочных пород ЩБТК серии более позднего этапа развития центров с данными о петрографических признаках и минеральном составе пород фундамента.

3.1 Породы вулканического центра Белоголовский

Минеральные парагенезисы пород нормально-щелочных серий вулканогенного фундамента Белоголовского центра имеют сходные характеристики. Это Ol-Crx-Orx-Pl парагенезис минералов-вкрапленников в базальтоидах, Crx-Orx-Pl±Amph в андезитах и дацитах, с появлением в риолитах вкрапленников Vt. Среди микролитов во всех типах пород присутствуют Crx, Orx, Pl, Mgt, Ilm и реже Fsp и Ap.

Базальты фундамента обладают сериально-порфировой структурой с содержанием вкрапленников и субфенокристаллов Pl, Crx и Ol до 40 об.%. Структура основной массы базальтов интерсертальная с микролитами Pl+Crx+Ol+Orx+TiMg+Ilm. Основная масса базальтов нередко замещена карбонатами, хлоритами или альбитизирована.

Андезибазальтам также свойственна сериально-порфировая или сериально-порфировидная структуры, а андезитам и дацитам – мелкопорфировая структура. Для андезибазальтов характерно наличие вкрапленников оливина (Ol), который обнаруживается в них также в виде включений в Орх. В гломеропорфировых сростках в андезибазальтах наблюдается смена парагенезисов с $Pl+Ol\pm Crx$ на $Pl+Orx+Crx$. Андезиты и дациты представлены двупироксеновыми разностями, с преобладанием Орх. Во вкрапленниках ортопироксена и плагиоклаза из андезитов встречены микровключения оливина. Минеральные парагенезисы микролитов основной массы всех пород соответствуют парагенезисам вкрапленников с развитием, кроме того, микролитов титаномагнетита (TiMgt). В андезитах отмечаются микролиты и интерстиционные выделения кварца (Qtz). Для основной массы пород андезибазальтового состава характерны интерсертальная и микродолеритовая микроструктуры. В порфировидных субвулканических разностях основных пород наблюдаются переходы к мелкозернистым габбро-офитовым, пойкилоофитовым, гипидиоморфным структурам основной массы. Кислым андезитам и дацитам присущи гиалопилитовая и флюидальная микроструктуры основной массы, реже встречается пилотакситовая структура, а в андезитах из субвулканических тел основная масса имеет интерсертальную структур. В некоторых разностях андезитов, которые, как правило, принадлежат к разрушенным лавово-пирокластическим комплексам фундамента Белоголовского вулканического центра, среди минеральных парагенезисов отмечаются вкрапленники и микролиты амфибола (Amph). Следует также отметить, что в породах фундамента ряда базальт-андезит в связи с их нормальной щелочностью среди вкрапленников и микролитов не обнаружены K-Na полевые шпаты и слюды. Эти минералы появляются лишь в дацитах и риолитах повышенной калиевости.

В ряду пород фундамента вулканического центра Белоголовский, имеющих нормальную щелочность, оливины в базальтах и андезитах эволюционируют по составам в диапазоне Fo_{81-58} , клинопироксены представлены вкрапленниками авгитов ($Wo_{44-42} En_{43-45} Fs_{12-13}$), в основной массе отмечены пижониты с

формированием протяженного ряда составов с увеличением железистости минералов в интервале $Fe\# = 21-49$. Составы ортопироксенов в породах фундамента образуют непрерывную серию бронзит–гиперстен в интервале железистости $Fe\# 22-39$, а полевые шпаты представлены плагиоклазами ряда составов битовнит-андезин (An_{78-38}) и, помимо плагиоклазов, крайне редкими K-Na полевыми шпатами (Kfs) среди микролитов основной массы ($An_8 Or_{42} - An_3 Or_{53}$).

Как было показано, трахиандезит-трахит-комендитовый комплекс вулкана Белоголовский предваряет в своем развитии этап щелочно-базальтового или трахибазальтового вулканизма. Тем не менее, далее мы рассматриваем минералого-петрографические характеристики пород в последовательном ряду от базальтоидов к средним и кремнекислым по составу породам.

Трахибазальты вулканического центра обладают преимущественно субафировыми, редкопорфировыми структурами, многие из них по облику могут быть отнесены к OI-PI долеритам. Собственно трахибазальты содержат стекло в основной массе, а вкрапленники в них составляют до 10-15 об.%. Клинопироксен в трахибазальтах достаточно редкий и встречается в основном в виде субфенокристаллов. Оливин является наиболее распространенным минералом-вкрапленником в трахибазальтах и часто содержит включения шпинели (Рисунок 3.1.1).

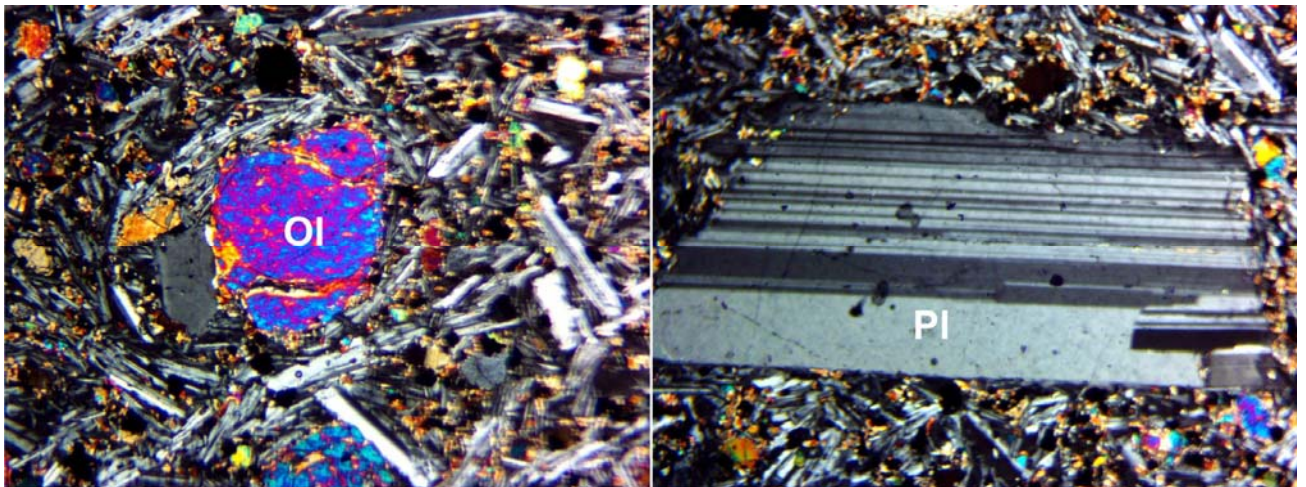


Рисунок 3.1.1. Вкрапленники оливина и плагиоклаза в трахибазальтах вулканического центра Белоголовский.

Николи скрещенные. Увеличение ~50х.

Ортопироксен в породах такого типа практически не развит и обнаружен лишь в единичных кристаллах и иногда образует оторочки по оливину. Парагенезис микролитов основной массы трахибазальтов представлен $Pl+Ol+Cpx+TiMgt+Ap+Ne$. Апатит при этом образует мельчайшие кристаллиты. Характерной особенностью трахибазальтов является развитие в них микролитов и интерстиционных выделений К-На полевого шпата и кайм этого минерала вокруг вкрапленников плагиоклаза. Для этих пород характерно большое разнообразие структур основной массы – микродолеритовая, микропойкилоофитовая, гиалопилитовая, интерсертальная и микропойкилитовая.

Для большинства пород среднего и кислого состава ЩБТК серии свойственно развитие крупных выделений ранних по порядку кристаллизации Pl кислого состава, анортоклазов и К-На полевых шпатов, а также их сростков. Плагиоклазы нередко корродированы, насыщены стекловатыми микровключениями. Доля вкрапленников и субфенокристаллов минералов в трахиандезитах и трахитах, среди которых явно преобладают полевые шпаты, достигает до ~30 % объема породы. Парагенезисы минералов-вкрапленников в трахиандезитах представлены $Pl+Cpx+Ol\pm Opx\pm Amph$, при этом в их более кислых разновидностях оливин становится редким ($Pl+Opx+Cpx\pm Ol\pm Amph+Mgt$) (Рисунок. 3.1.2). При этом вкрапленники Opx всегда преобладают по объему над Cpx. Для трахиандезитов характерны микровключения оливина в Pl, а в пироксенах включения TiMgt и Ap.

В трахитах обычно развит амфибол (Amph) и, или биотит (Bt), которые могут находиться в них в парагенезисе друг с другом. Для трахитов характерны также вкрапленники кислых по составу плагиоклазов, анортоклазов и К-На полевых шпатов, в том числе и в пертитовых прорастаниях. Минеральные парагенезисы трахитов представлены $Pl+Fsp+Kfs+Cpx+Mgt\pm Amph\pm Bt\pm Opx\pm Q$ и реже $Pl+Fsp+Kfs+Cpx\pm Ol\pm Opx$ (Рисунок. 3.1.3). По преобладанию среди вкрапленников в трахитах Amph или Bt выделяются их соответствующие разновидности – Amph-трахиты и Bt-трахиты. Комендиты и комендитовые трахиты вулкана Белоголовский имеют, как правило, редкопорфировые, субафи-

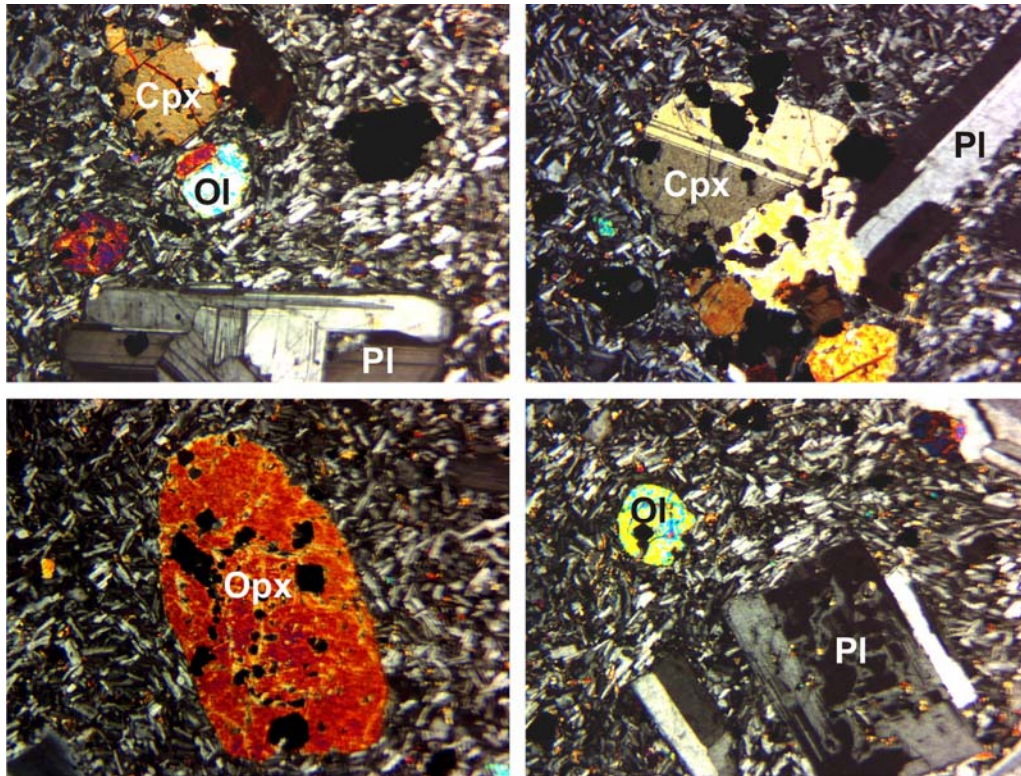


Рисунок 3.1.2. Вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и субфенокристаллы оливина в трахиандезитах вулканического центра Белоголовский. Николи скрещенные. Увеличение ~50х.

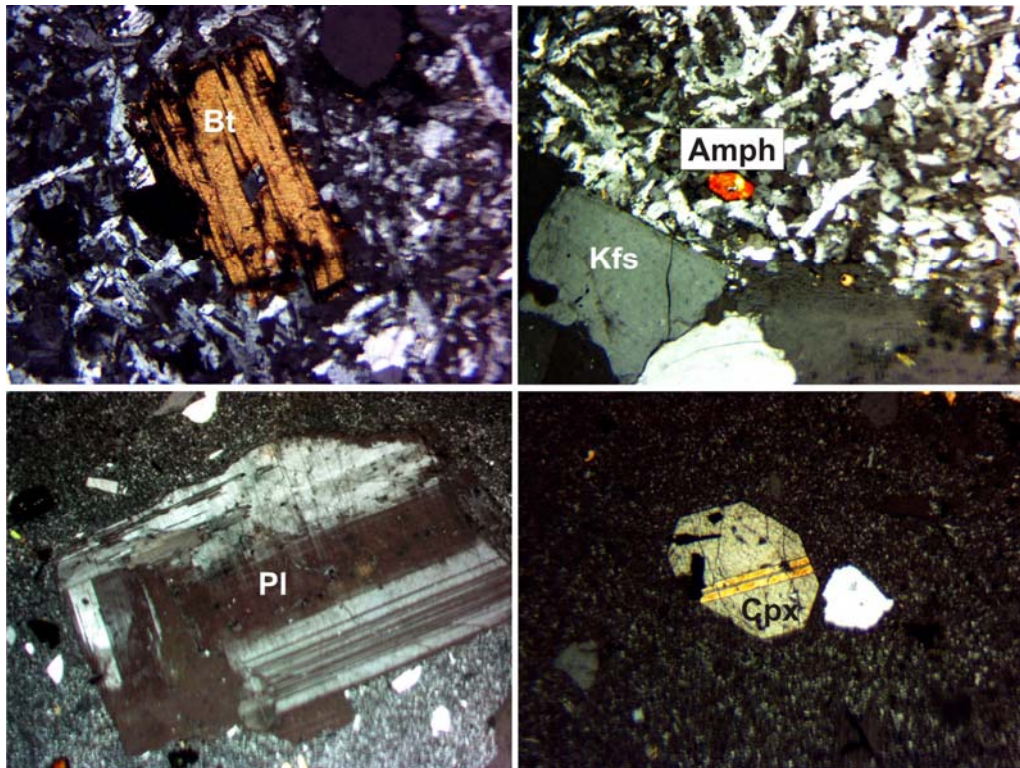


Рисунок 3.1.3. Вкрапленники плагиоклаза, К-На полевого шпата, клинопироксена, биотита и субфенокристаллы амфибола в трахитах вулканического центра Белоголовский.

Николи скрещенные. Увеличение ~50х.

фировые, афировые, фельзитовые или гиалиновые структуры с редкими вкрапленниками и субфенокристаллами $Fsp+Kfs+Bt+Mgt\pm Q$ или $Kfs\pm Fsp+Crx+Mgt$ (Рисунок. 3.1.4, 3.1.5).

Набор микролитов основной массы трахиандезитов и трахитов вулкана Белоголовский в различных сочетаниях повторяет парагенезис вкрапленников. В трахиандезитах гидроксилсодержащие минералы $Amph$ и Bt присутствуют только во вкрапленниках, а среди микролитов всегда развит апатит. Для трахитов и комендитовых трахитов характерно присутствие среди микролитов кварца. Им также свойственно развитие мельчайших выделений циркона. Важной особенностью минерального состава некоторых разностей трахитов, а также комендитовых трахитов и комендитов является наличие крупных сростков $Ap+Mgt$.

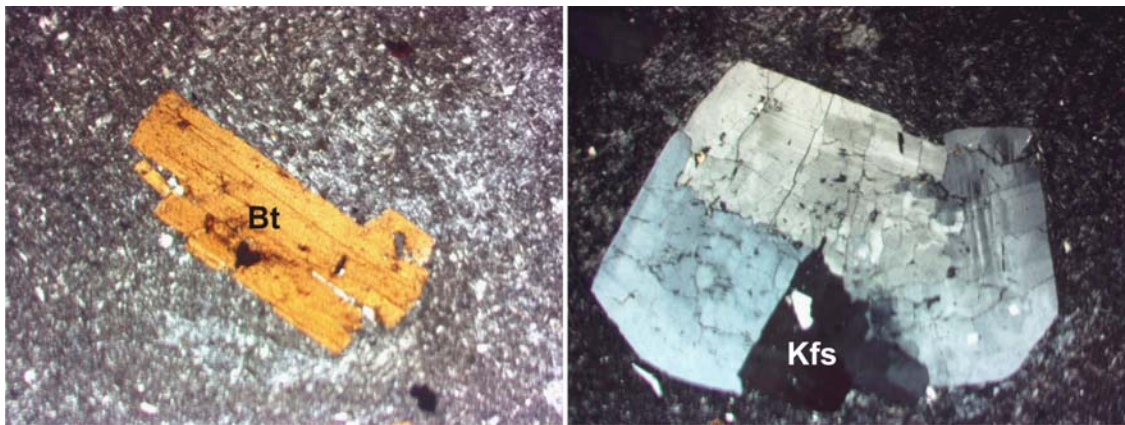


Рисунок 3.1.4. Вкрапленники биотита и К-На полевого шпата в комендитовых трахитах вулканического центра Белоголовский. Николи скрещенные. Увеличение ~50х.

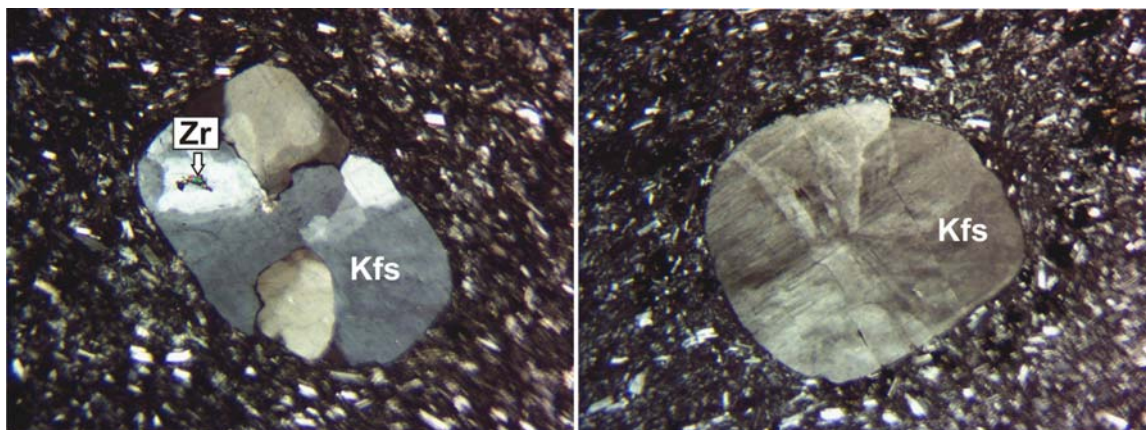


Рисунок 3.1.5. Вкрапленники К-На полевого шпата в комендитах вулканического центра Белоголовский.

Николи скрещенные. Увеличение ~50х. Zr – включение циркона в К-На полево шпате.

По данным [Волынец, Асавин, Когарко, 1990] в комендитах обнаружены также сфен, корунд и ортит.

Составы оливинов из трахибазальтов и трахиандезитов образуют непрерывные эволюционные ряды в диапазонах Fo_{85-60} и Fo_{72-53} . (Таблица 3.1.1, Рисунок 3.1.6). Они отражают ранний субликвидусный этап кристаллизации исходных магм. Содержание CaO в оливинах из этих пород, в целом, прямо коррелируется с возрастанием их железистости и концентраций MnO в направлении от вкрапленников к субфенокристаллам. При этом оливины из трахиандезитов имеют более высокие содержания MnO .

Резко дискретную позицию занимают составы оливинов из трахитов. Они обнаружены в виде редких субфенокристаллов и микролитов и как реликтовые включения в Орх. Интервал их составов отвечает Fo_{52-44} . Для них характерны относительно низкие содержания CaO (0.02-0.10 мас.%), и примечательно высокие концентрации MnO (2.03-2.37 мас.%) (Рисунок. 3.1.6). Это свидетельствует о том, что эти оливины кристаллизовались непосредственно в трахитовом расплаве и имеют с ним генетическое родство.

Среди шпинелидов из трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов Белоголовского вулканического центра отчетливо выделяются группы составов, соответствующие плеонастам, хромпикотитам, титаномагнетитам и ильменитам (Таблица 3.1.2).

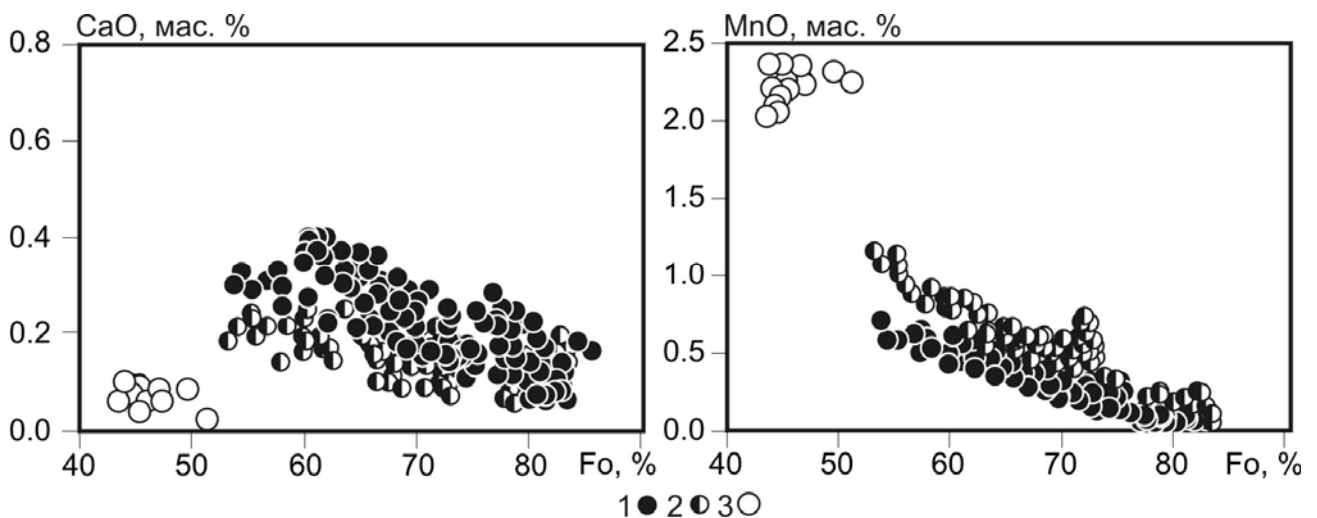


Рисунок 3.1.6. Составы оливинов из пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулканического центра Белоголовский.

Точки составов оливинов трахибазальтов (1), трахиандезитов (2) и трахитов (3).

**Представительные составы оливинов из трахибазальтов и трахиандезитов
вулканического центра Белоголовский**

Обр.	ПП-2701				ПП-3064				ПП-3099			
	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр	мкр
Фаза	ц	п	к	ц	ц	п	к	ц	ц	п	к	ц
SiO₂	37.29	37.10	37.35	35.81	38.12	36.95	36.73	36.20	36.54	36.39	35.75	35.26
Fe₂O₃	0.65	н.о.	0.82	0.17	0.52	0.55	н.о.	н.о.	0.26	0.08	н.о.	н.о.
FeO	27.79	33.04	28.50	35.13	22.62	28.84	32.78	34.44	30.12	31.31	31.94	35.94
MnO	0.44	н.о.	0.35	0.96	0.48	0.43	0.74	0.92	1.33	1.54	1.55	1.87
MgO	34.16	30.55	34.13	27.48	38.11	32.98	29.85	27.96	31.24	30.40	28.67	25.79
CaO	0.27	н.о.	н.о.	0.49	0.28	0.43	0.38	0.32	0.27	н.о.	0.56	0.77
Сумма	100.60	100.69	101.15	100.05	100.12	100.18	100.48	99.84	99.77	99.72	98.47	100.61
Fo	67.88	62.24	67.27	57.46	74.24	66.39	61.35	58.49	63.72	62.20	60.40	54.85
Fa	31.62	37.76	32.34	41.40	25.23	33.12	37.79	40.42	34.74	36.02	37.75	42.88
Tf	0.50	0.00	0.39	1.14	0.53	0.49	0.86	1.09	1.54	1.79	1.86	2.26

Примечание. ПП-2701, ПП-3064 – трахибазальты, ПП-3099 – трахиандезит. н.о. – не обнаружено. Фазы минералов: вкр – вкрапленник, мкр – микролит, ц – центр, п – промежуточная зона, к - край.

Плеонасты и хромпикотиты являются обычным минералом включений в оливинах из трахибазальтов, а TiMgt и Pm характерны для поздних стадий их кристаллизации и типичны для трахиандезитов и трахитов. Ильменит обнаружен в сростках с Ol+Orx в трахиандезитах, а также в виде включений в оливинах Fo₇₂₋₆₂ трахибазальтов и трахиандезитов и в Orx трахиандезитов. Наиболее широко ильмениты представлены на уровне микролитов основной массы трахиандезитов, трахитов, комендитовых трахитов и комендитов. В TiMgt из трахибазальтов и трахиандезитов отмечаются значимые концентрации V₂O₃, в Amph-трахитах и комендитовых трахитах развиты микролиты Nb-содержащего ильменита.

Клинопироксены в трахибазальтах и трахиандезитах представлены рядом салит–авгит (Таблица 3.1.3, 3.1.4). В трахибазальтах Срх обнаруживают фассаитовую тенденцию эволюции составов в направлении от вкрапленников (Wo₃₆₋₃₅ En₄₅₋₅₀ Fs₁₉₋₁₄) к микролитам (Wo₄₈₋₄₇ En₃₇₋₃₄ Fs₁₅₋₁₉). В трахиандезитах составы вкрапленников заключены в интервале Wo₃₈₋₄₀ En₄₄₋₄₁ Fs₁₈₋₁₇, а микролиты обнаруживают сходный с трахибазальтами характер смены составов в направлении поля салитов (Wo₄₇₋₄₅ En₄₀₋₃₉ Fs₁₃₋₁₅) (Рисунок. 3.1.7). В трахитах клинопироксен представлен авгитом Wo₄₃₋₃₂ En₄₁₋₄₆ Fs₁₆₋₂₂, иногда обрастающим

каймами пижонита. Железистость клинопироксенов из трахибазальтов и трахиандезитов определяется интервалом $Fe\#$ 21.2-34.9. Наблюдается тенденция снижения концентраций Ti и Al в Srx с повышением железистости минерала и кремнекислотности пород от трахибазальтов к трахиандезитам. В комендитовых трахитах и комендитах Srx представлены манганоферроавгитами, кроме того, в краевых зонах вкрапленников авгита в них были обнаружены марганцевые эгирин-авгиты. Ортопироксены в Ol -содержащих трахитах представлены непрерывной серией бронзит–гиперстен в интервале железистости $Fe\#$ 27-35, в безоливиновых разностях трахитов отмечается развитие гиперстена $Fe\#$ 40.5-50.2.

Полевые шпаты из умеренно-щелочных пород, трахибазальтов и трахиандезитов, слагают непрерывную серию от битовнита до ортоклаза (Таблица 3.1.5, 3.1.6, 3.1.7, Рисунок 3.1.7). Интервалы содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах вкрапленников составляют для трахибазальтов An_{83-21} , трахиандезитов An_{68-25} , трахитов An_{37-12} . Наиболее кислые плагиоклазы (олигоклаз) характерны для трахиандезитов и трахитов. Комендитовые трахиты и комендиты содержат вкрапленники и микролиты K - Na полевого шпата и реже K -санидина и альбита. Обращает на себя внимание присутствие Ba -содержащих олигоклазов и анортоклазов (Fsp) в трахиандезитах, $Amph$ -трахитах и комендитовых трахитах.

В некоторых разностях трахиандезитов, в трахитах и комендитовых трахитах развиты вкрапленники, субфенокристаллы и микролиты амфиболов (Таблица 3.1.8). В трахиандезитах, трахитах и комендитовых трахитах обнаружены Ca , Ca - Na и Na амфиболы – эденит, керсутит, рихтерит и феррорихтерит. ферроекерманит и магнезиоарфведсонит

Для трахитов и комендитовых трахитов, помимо развития Ca -амфиболов – эденитов и керсутитов, характерно присутствие щелочных амфиболов – рибекитов. В комендитах на уровне микролитов также обнаружены ферроекерманит и магнезиоарфведсонит. Присутствие щелочных амфиболов в кислых щелочных породах вулканического центра Белоголовский отмечалось и ранее в работе [Волынец и др., 1993].

Таблица 3.1.2.

**Представительные составы шпинели, титаномагнетитов и ильменитов из пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии
вулканического центра Белоголовский**

Мин.	Sp	Mgt		Mgt		Ilm	Mgt	Ilm	Mgt		Ilm	Ilm		Mgt	Ilm
Обр.	ПП-2331	ПП-2701		ПП-3099			ПП-2591		ПП-3102			ПП-2570		ПП-3082	
Фаза	вкл	мкр	вкр	вкр	мкр	мкр	мкр	мкр	вкр	мкр	мкр	мкр	мкр	вкр	мкр
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	к	ц
SiO₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	н.о.	н.о.	0.79	н.о.	н.о.	н.о.
TiO₂	0.86	24.59	26.02	16.45	18.95	50.33	5.90	51.51	1.05	1.13	44.65	47.67	51.36	6.02	51.43
Al₂O₃	55.93	н.о.	н.о.	1.47	1.49	н.о.	0.43	0.45	1.83	0.68	1.44	0.93	н.о.	н.о.	н.о.
Cr₂O₃	1.37	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO*	25.54	70.85	71.92	78.71	74.35	47.47	79.88	36.95	83.71	82.78	47.28	40.65	45.40	83.39	27.31
MnO	0.01	0.88	0.53	0.67	1.25	1.15	2.57	6.39	3.69	4.09	0.56	6.28	3.43	9.05	23.31
MgO	16.58	3.07	2.85	1.56	2.29	3.48	2.19	2.70	3.03	2.22	2.80	0.63	н.о.	н.о.	н.о.
V₂O₃	н.о.	0.97	0.57	н.о.	0.46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ZnO	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.63	0.86	н.о.	н.о.	н.о.	1.28	н.о.
Nb₂O₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.90	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	100.32	100.36	101.89	98.86	98.79	102.43	90.97	98.00	94.43	91.76	96.73	98.85	100.19	99.74	102.05

Примечание. ПП-2331, ПП-2701 – трахибазальты, ПП-3099 – трахиандезит, ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3102 – Vt-трахит, ПП-2570 – комендитовый трахит, ПП-3082 – комендит. FeO* - все Fe в виде FeO. н.о. – не обнаружено. вкл – включение в оливине. Другие обозначения см. в таблице 3.1.1.

**Представительные составы клинопироксенов из трахибазальтов и трахиандезитов
вулканического центра Белоголовский**

Обр.№	ПП-2701				ПП-3099		
	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр
Зона	ц	п	к	ц	ц	к	ц
SiO₂	51.13	48.01	49.55	51.17	51.79	51.47	51.54
TiO₂	1.15	1.73	1.80	2.10	0.88	0.97	1.60
Al₂O₃	2.65	6.63	3.08	н.о.	2.17	3.14	1.13
Fe₂O₃	3.68	4.92	3.95	4.20	1.62	2.67	1.47
FeO	5.61	5.31	5.24	6.73	7.75	6.61	10.73
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	0.32	0.72	0.62	0.53
MgO	13.71	12.88	13.63	12.22	15.17	15.07	12.09
CaO	22.58	20.74	22.07	22.56	19.42	19.21	20.79
Na₂O	0.69	0.89	0.66	1.15	0.50	0.80	0.78
Сумма	101.20	101.10	99.98	100.45	100.02	100.56	100.66
En	39.24	38.75	39.60	35.60	40.70	40.69	44.22
Wo	46.44	44.84	46.08	47.23	44.23	44.41	35.78
Fs	14.32	16.42	14.33	17.17	15.06	14.89	20.00

Примечание. ПП-2701 – трахибазальт, ПП-3099 – трахиандезит. FeO/Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии. н.о. – не обнаружено. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

Слюды в породах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии характерны для некоторых разновидностей трахитов, комендитовых трахитов и комендитов. Слюда в этих породах представлена во вкрапленниках и субфенокристаллах биотитами (Таблица 3.2.9). Для трахитов свойственно присутствие магнезиальных биотитов (MgO 20.3-18.4 мас.%, FeO* 16.1-6.0 мас.%), а для комендитовых трахитов и комендитов их железистых разновидностей (MgO 9.9-9.3 мас.%, FeO* 20.0-22.2 мас.%).

Обращают на себя внимание повышенные концентрации F в амфиболах из ряда пород трахиандезит-трахит-комендит в диапазоне 2.63 – 4.15 мас. %. При этом обогащение F свойственно как Ca, так и Ca-Na и Na щелочным амфиболам. Высокие содержания F характерны также для слюд Vt-трахитов - 3.47-5.01 мас.%

В связи с широким развитием в умеренно-щелочных и щелочных породах вулканического центра Белоголовский F-апатитов ниже приводятся данные об их составе (Таблица 3.1.10). Апатиты также обогащены F при умеренных концентрациях Cl. При этом в апатитах из трахитов и комендитов обнаружены значимые концентрации редкоземельных элементов. Апатиты трахитов имеют

Представительные составы клино- и ортопироксенов из Amph- и Вт-трахитов вулканического центра Белоголовский

Минерал	Срх				Орх	Срх	Срх				Орх			Срх				
Обр.№	ПП-2591				ПП-3068			ПП-3102										
Фаза	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	сфк	мкр	вкр	вкр	вкр
Зона	ц	к	ц	ц	ц	п	ц	ц	п	к	ц	п	к	ц	ц	ц	п	к
SiO ₂	53.06	50.60	51.34	52.82	53.59	53.25	51.77	52.09	52.29	52.44	53.98	53.72	54.51	56.86	52.35	52.09	52.29	52.44
TiO ₂	0.48	0.55	0.55	0.50	0.38	0.50	0.43	0.37	н.о.	0.35	0.40	0.30	н.о.	н.о.	0.47	0.37	н.о.	0.35
Al ₂ O ₃	1.04	0.94	1.00	0.74	0.94	0.47	1.04	1.27	1.06	0.96	0.98	0.89	н.о.	0.49	0.55	1.27	1.06	0.96
Fe ₂ O ₃	0.38	0.08	0.91	0.42	н.о.	н.о.	1.99	2.10	2.09	2.08	1.39	0.22	1.49	н.о.	0.71	2.10	2.09	2.08
FeO	11.46	10.58	10.39	12.55	17.35	21.51	8.93	6.05	5.90	6.79	11.14	16.37	11.14	10.51	11.98	6.05	5.90	6.79
MnO	1.21	1.03	1.12	1.78	0.94	1.38	0.88	0.89	0.99	1.58	1.72	1.79	2.69	2.91	2.23	0.89	0.99	1.58
MgO	13.27	13.15	13.60	13.12	24.86	21.47	13.86	14.71	14.21	14.33	28.31	25.16	27.91	27.83	12.64	14.71	14.21	14.33
CaO	19.29	18.58	18.43	15.81	1.33	1.37	20.22	20.74	20.86	19.99	1.22	1.15	1.22	1.25	16.58	20.74	20.86	19.99
Na ₂ O	0.61	0.46	0.54	1.21	н.о.	н.о.	0.40	0.62	0.77	0.75	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	1.08	0.62	0.77	0.75
Сумма	100.80	95.97	97.88	98.95	99.39	99.95	99.52	98.84	98.17	99.27	99.14	99.60	99.00	99.85	98.59	98.84	98.17	99.27
En	41.08	41.12	39.98	35.80	2.69	2.85	42.24	43.75	44.66	42.82	2.43	2.34	2.45	2.59	37.67	43.75	44.66	42.82
Wo	39.31	40.49	41.04	41.35	69.93	62.19	40.28	43.18	42.33	42.71	78.34	71.31	77.98	80.38	39.95	43.18	42.33	42.71
Fs	19.61	18.39	18.98	22.85	27.38	34.96	17.48	13.07	13.01	14.48	19.23	26.34	19.56	17.03	22.38	13.07	13.01	14.48

Минерал	Срх			Орх			Орх	Срх
	ПП-3102							
Обр.№								
Фаза	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	сфк	мкр
Зона	ц	п	к	ц	п	к	ц	ц
SiO ₂	52.09	52.29	52.44	53.98	53.72	54.51	56.86	52.35
TiO ₂	0.37	н.о.	0.35	0.40	0.30	н.о.	н.о.	0.47
Al ₂ O ₃	1.27	1.06	0.96	0.98	0.89	н.о.	0.49	0.55
Fe ₂ O ₃	2.10	2.09	2.08	1.39	0.22	1.49	н.о.	0.71
FeO	6.05	5.90	6.79	11.14	16.37	11.14	10.51	11.98
MnO	0.89	0.99	1.58	1.72	1.79	2.69	2.91	2.23
MgO	14.71	14.21	14.33	28.31	25.16	27.91	27.83	12.64
CaO	20.74	20.86	19.99	1.22	1.15	1.22	1.25	16.58
Na ₂ O	0.62	0.77	0.75	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	1.08
Сумма	98.84	98.17	99.27	99.14	99.60	99.00	99.85	98.59
En	43.75	44.66	42.82	2.43	2.34	2.45	2.59	37.67
Wo	43.18	42.33	42.71	78.34	71.31	77.98	80.38	39.95
Fs	13.07	13.01	14.48	19.23	26.34	19.56	17.03	22.38

Примечание. ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3068, ПП-3102 – Вт-трахиты. FeO/Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии. н.о. – не обнаружено. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

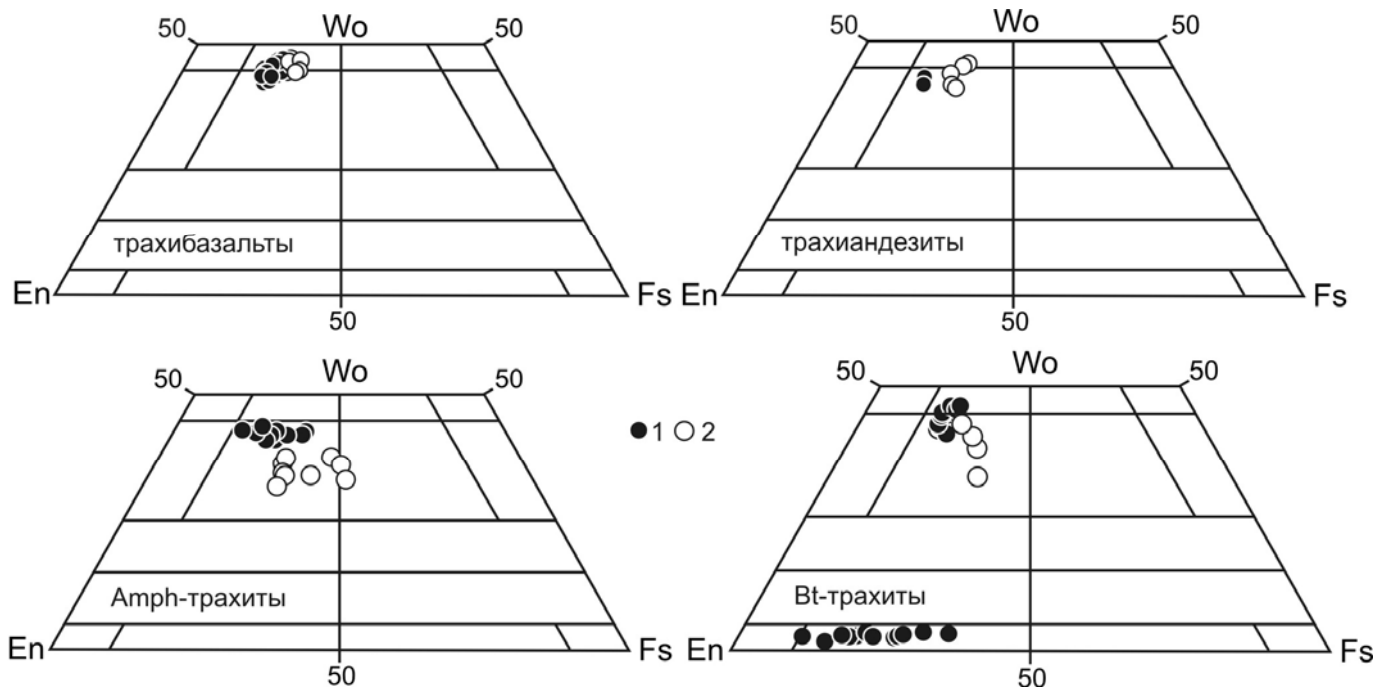


Рисунок 3.1.7. Составы пироксенов из пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения точек составов пироксенов: 1 – вкрапленники, 2 – краевые зоны вкрапленников и микролиты.

**Представительные составы плагиоклазов и анортоклазов из Amph-трахитов
вулканического центра Белоголовский**

Минерал	Pl								Fsp		
	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр	мкр	мкр
Зона	ц	п	к	ц	к	ц	ц	п	к	ц	ц
SiO₂	56.33	57.01	57.36	63.82	63.67	66.81	63.41	63.60	65.23	64.76	65.27
TiO₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.35	н.о.
Al₂O₃	26.51	26.57	25.68	21.62	23.52	20.12	20.99	20.61	19.03	19.42	19.80
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.59	0.39	0.69	н.о.	н.о.	н.о.
Fe₂O₃	0.63	0.60	0.51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.76	0.63	0.51
CaO	8.65	8.70	8.13	2.83	4.37	2.43	2.66	2.31	0.97	1.06	1.37
Na₂O	6.15	6.21	6.50	7.95	8.28	8.52	7.44	7.43	8.06	7.51	7.09
K₂O	0.54	0.58	0.65	2.87	1.93	1.25	3.32	3.54	4.49	5.28	5.54
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	0.59	0.47	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	98.81	99.67	98.83	99.68	102.24	99.72	98.21	98.18	98.54	99.01	99.58
An	42.36	42.17	39.34	13.72	20.18	12.57	13.25	11.57	4.64	5.07	6.59
Ab	54.50	54.47	56.91	69.72	69.20	79.74	67.07	67.33	69.78	64.91	61.69
Or	3.14	3.35	3.75	16.56	10.61	7.69	19.69	21.11	25.58	30.03	31.72

Примечание. Анализы приведены для образца ПП-2591. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

также высокие концентрации Sr. В целом необходимо подчеркнуть, что амфиболы, слюды и апатиты кислых щелочных пород ЩБТК серии обладают высокими концентрациями F, тогда как сами породы не отличаются обогащением этим компонентом. Вероятно, это связано с удалением летучих компонентов при кристаллизации кислых расплавов. В заключение, отметим, что серия пород в составе трахиандезиты, трахиты, комендитовые трахиты и комендиты обладают общей направленностью эволюции минералов, тогда как трахибазальты отличаются и обособлены по составам минеральных парагенезисов.

Как отмечалось выше, проявления умеренно-щелочной серии пород характерны не только для вулканического центра Белоголовский, но и для вулкано-тектонической структуры или вулканического центра Большой–Кекукнайский. Однако в этой структуре проявления дифференцированного ряда пород умеренно-щелочной серии приурочены только к вулкану Большой и развиты в виде трахибазальтов и трахиандезибазальтов в более поздней по времени формирования зоне ареального вулканизма Дола Геологов. Вместе с тем ниже даются минералого-петрографические характеристики всех главных типов

Таблица 3.1.6.

**Представительные составы плагиоклазов и анортоклазов из трахибазальтов и трахиандезитов вулканического центра
Белоголовский**

Минерал	Pl			Pl	Pl			Fsp	Pl			
Обр.№	PP-3066			ПП-2701	ПП-3064				ПП-3099			
Фаза	В	В	М	М	В	В	В	М	В	В	М	М
Зона	Ц	К	Ц	Ц	Ц	П	К	Ц	Ц	К	Ц	Ц
SiO ₂	48.61	50.25	52.05	55.00	52.44	52.14	52.20	65.66	58.00	57.55	60.57	64.24
Al ₂ O ₃	31.88	31.23	29.70	27.64	30.52	30.04	29.59	20.67	25.53	25.39	23.81	21.28
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	1.38	н.о.	0.67	н.о.	н.о.	н.о.	0.64	н.о.	н.о.
FeO	0.48	0.67	1.02	н.о.	0.49	0.07	0.66	0.62	н.о.	н.о.	0.63	0.75
CaO	14.89	14.16	12.73	11.28	13.19	12.75	12.52	2.39	7.85	8.03	5.78	2.60
Na ₂ O	2.71	3.28	4.19	5.01	3.90	4.07	4.06	7.01	6.67	6.47	7.31	7.72
K ₂ O	0.20	н.о.	0.19	0.54	0.24	0.25	0.24	4.60	0.67	0.78	1.19	3.22
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.57
Сумма	98.77	99.59	99.88	100.85	100.78	100.00	99.27	100.95	98.72	98.86	99.29	100.38
An	74.33	70.46	61.98	53.75	64.24	62.46	62.12	11.63	37.89	38.86	28.30	12.74
Ab	24.48	29.54	36.92	43.19	34.37	36.08	36.46	61.72	58.26	56.65	64.77	68.47
Or	1.19	0.00	1.11	3.06	1.39	1.46	1.42	26.65	3.85	4.49	6.93	18.79

Примечание. ПП-3066, ПП-2701, ПП-3064 – трахибазальты, ПП-3099 – трахиандезит. FeO/Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии. н.о. – не обнаружено. Fsp – анортоклазы. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

Таблица 3.1.7.

Представительные составы полевых шпатов из Вт-трахитов, комендитовых трахитов и комендитов вулканического центра Белоголовский

Минерал	Pl				Kfs			Fsp			Kfs			Kfs				
	Обр.№																	
Фаза	ПП-3102				ПП-2570						ПП-3082							
	вкр	вкр	вкр	мкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	мкр	мкр			
Зона	ц	п	к	ц	ц	п	к	ц	п	к	ц	п	к	ц	ц			
SiO ₂	64.42	64.89	63.84	68.42	64.37	65.16	65.04	65.72	66.41	65.53	67.24	67.33	67.33	67.69	75.73			
Al ₂ O ₃	20.67	20.73	20.01	н.о.	20.61	19.59	19.22	19.46	19.44	19.52	18.82	18.40	18.76	18.40	11.98			
Fe ₂ O ₃	н.о.	0.64	0.00	0.00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.			
FeO	0.53	н.о.	0.37	0.81	0.33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.35	н.о.	0.48	0.50	1.60			
CaO	2.14	2.07	1.99	0.24	2.34	1.08	0.77	0.94	0.77	0.83	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.			
Na ₂ O	8.18	8.44	7.86	5.80	7.67	7.08	6.58	6.92	6.82	6.59	7.95	7.68	6.86	8.36	4.61			
K ₂ O	2.72	3.04	2.99	7.28	3.61	6.43	6.64	6.64	7.17	7.20	5.00	5.64	6.52	3.35	5.52			
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	0.56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.			
Сумма	98.66	99.81	97.06	100.57	99.44	99.90	98.25	99.68	100.61	99.67	99.36	99.05	99.95	98.30	99.44			
Ап	10.61	9.87	10.07	1.23	11.40	5.01	3.74	4.40	3.55	3.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Аб	73.35	72.86	71.93	54.09	67.65	59.46	57.85	58.60	57.01	55.92	70.73	67.42	61.52	79.13	55.94			
Ог	16.04	17.27	18.00	44.68	20.95	35.53	38.41	37.00	39.44	40.19	29.27	32.58	38.48	20.87	44.06			

Примечание. ПП-3102 – Вт-трахит, ПП-2570 – комендитовый трахит, ПП-3082 – комендит. FeO/Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии. н.о. – не обнаружено. Fsp – анортоклазы, Kfs – На-санидины. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

Таблица 3.1.8.

Представительные составы амфиболов из трахиандезитов, Amph-трахитов, комендитовых трахитов и комендитов вулкана Белоголовский

Обр.	ПП-3099		ПП-2591		ПП-2570		ПП-3082	
Минерал	1	2	3	4	5	6		
Фаза	мкр	вкр	мкр	мкр	мкр	мкр		
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	ц		
SiO ₂	52.93	44.09	50.32	49.50	51.54	52.61		
TiO ₂	1.32	0.75	0.32	1.77	0.93	0.42		
Al ₂ O ₃	1.00	8.73	3.63	1.32	2.19	0.83		
FeO*	12.24	8.84	2.52	21.04	11.45	27.66		
MnO	0.53	0.71	0.52	1.43	10.69	5.13		
MgO	16.25	16.19	21.31	8.66	7.20	0.65		
CaO	5.92	10.73	9.96	5.88	2.04	1.67		
Na ₂ O	5.63	2.68	3.52	5.32	7.01	10.15		
K ₂ O	1.02	0.96	0.63	1.16	1.63	н.о.		
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
F	2.63	3.87	4.15	н.о.	3.08	н.о.		
Сумма	99.47	97.55	96.88	96.08	97.76	99.12		

Примечание. FeO* - все Fe в виде FeO. 1 – рихтерит, 2-3 – эденит, 4 – феррорихтерит, 5 – магнизиальный арфведсонит, 6 – ферроекерманит. Классификация амфиболов по [Like et al., 2004] выполнена с использованием программы «Amphibole names» [Preston, 2001]. Другие обозначения см. в таблицах 3.1.1, 3.1.2.

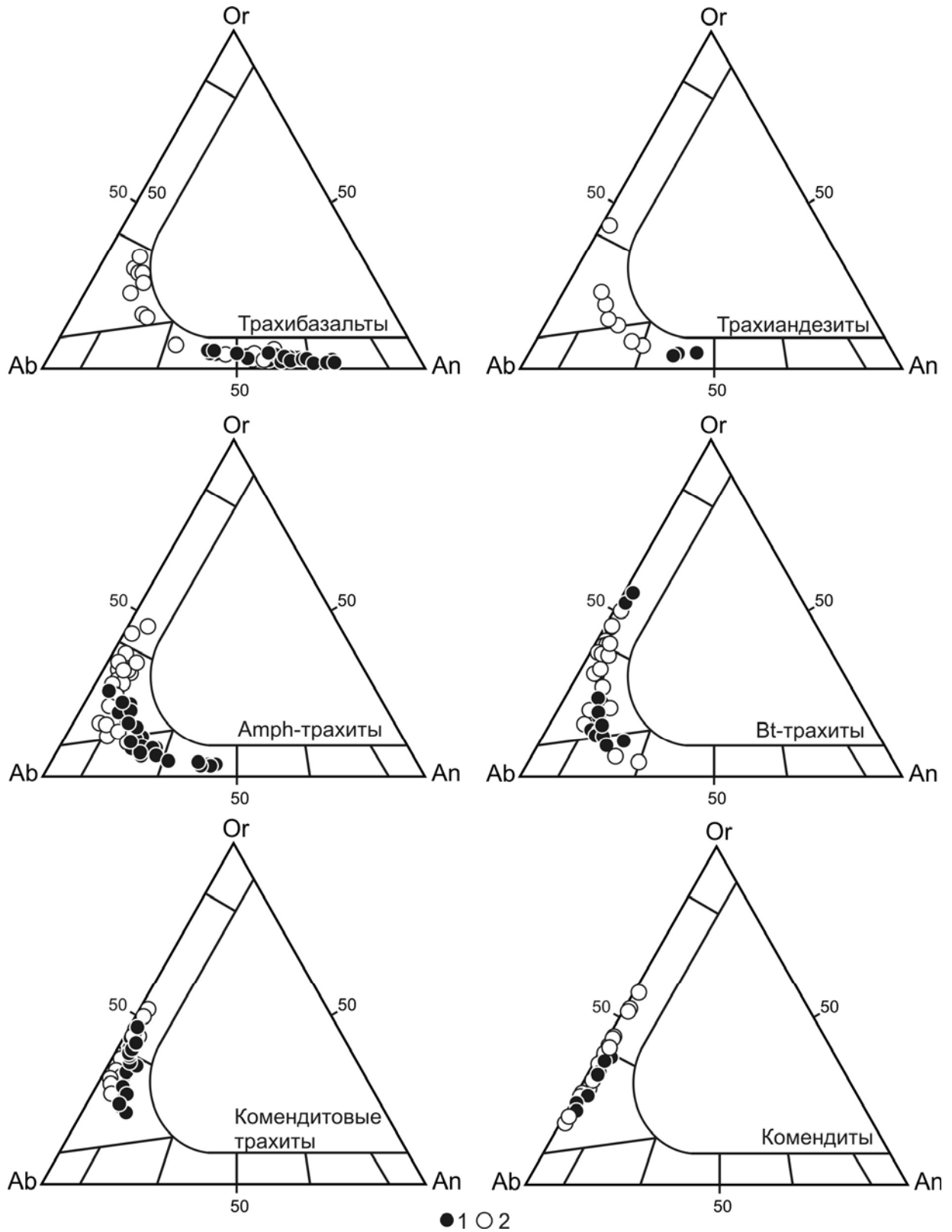


Рисунок 3.1.7. Составы полевых шпатов из пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения точек составов полевых шпатов: 1 – включения, 2 – краевые зоны включений и микролиты.

**Представительные составы биотитов из Вт-трахитов и комендитовых трахитов
вулканического центра Белоголовский**

Обр.	ПП-3102						ПП-2570				
	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	сфк	мкр	
Зона	ц	п	к	ц	п	к	ц	п	к	ц	ц
SiO ₂	34.08	35.41	37.59	36.6	35.56	37.2	36.18	36.67	36.09	34.68	35.43
TiO ₂	6.89	6.44	6.87	7.37	6.86	7.22	7.41	7.36	6.84	6.64	7.06
Al ₂ O ₃	11.71	13.32	13.42	13.55	13.55	12.92	12.34	12.77	12.72	12.92	13.13
FeO*	16.06	9.97	5.98	6.34	10.36	6.81	22.21	21.66	21.44	19.99	20.35
MnO	0.5	0.41	0.45	н.о.	0.44	н.о.	н.о.	0.36	н.о.	0.40	0.50
MgO	18.39	19.47	20.28	18.94	18.04	19.85	9.30	9.45	9.39	9.88	9.88
Na ₂ O	0.8	0.86	0.86	0.92	0.66	0.82	0.69	0.80	0.63	0.92	0.80
K ₂ O	7.73	8.3	8.6	8.97	8.84	8.85	8.99	9.19	8.85	7.79	9.07
F	н.о.	4.27	4.87	3.49	3.47	3.58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	96.16	98.45	98.93	96.19	97.77	97.26	99.52	100.75	98.29	95.52	98.73

Примечание. FeO* - Все Fe в виде FeO. Другие обозначения см. в таблице 3.2.2.

Таблицы 3.1.10.

**Представительные составы апатитов из пород щелочно-базальт-трахиандезит-трахит-
комендитовой серии вулканического центра Белоголовский**

Обр.	ПП-2701	ПП-3099		ПП-2591		ПП-3102	ПП-2570	ПП-3082
	мкр	мкр	вкр	вкр	мкр	мкр	мкр	мкр
SiO ₂	0.66	н.о.	н.о.	0.66	н.о.	н.о.	0.53	0.98
FeO*	0.68	0.55	0.54	1.00	0.63	0.87	1.19	н.о.
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	1.39	н.о.	1.24
MgO	н.о.	0.51	0.46	0.17	0.55	1.13	н.о.	н.о.
CaO	55.94	54.53	54.54	52.32	50.67	49.45	51.94	51.04
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	0.26	н.о.	н.о.	н.о.	0.73
SrO	н.о.	н.о.	н.о.	0.99	0.75	н.о.	н.о.	н.о.
Ce ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.64	0.63	н.о.	1.64
Nd ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	н.о.	0.82
P ₂ O ₅	42.48	40.74	42.00	40.65	41.73	40.79	39.00	39.80
SO ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.77
Cl	0.29	0.38	0.43	0.29	н.о.	0.81	0.27	н.о.
F	н.о.	3.22	3.06	4.18	5.17	4.86	3.05	2.14
Сумма	100.06	99.93	101.03	100.52	100.54	100.34	96.12	99.17

Примечание. FeO* - Все Fe в виде FeO. Другие обозначения см. в таблице 3.2.2.

пород этой структуры, как ее вулканогенного фундамента, представленного щитовым вулканом Кекукнайский, так и собственно умеренно-щелочной серии. Это необходимо для установления минералого-петрографических отличий между сериями, представляющими различные этапы магматического развития вулканического пояса Срединного хребта. Петрографическое и минералогическое описание пород щитовой постройки вулкана Кекукнайский и пород ареальной

стадии вулканизма выполнено на основе работ Колоскова А.В. с соавторами [Колосков и др., 2012, 2013] с изменениями и дополнениями автора.

3.2 Породы вулканического центра Большой-Кекукнайский

Высококалиевые базальты (ВК-базальты), андезибазальты (ВК-андезибазальты) и андезиты (ВК-андезиты) фундамента вулканического центра, представленного лавово-пирокластическим комплексом щитового вулкана Кекукнайский, отличаются порфиоровыми и мелкопорфиоровыми структурами. Для ВК-базальты характерен Орх-Оl-Срх-Pl парагенезис минералов-вкрапленников с существенным преобладанием полевого шпата. По взаимоотношению минералов отмечается более поздняя кристаллизация Срх относительно Оl и Орх. Для этих пород типичен TiMgt, присутствующий в виде включений во вкрапленниках оливина и пироксенов и в сростках с Pl. Основная масса содержит микролиты тех же минералов, а также К-Na полевых шпатов. По мере повышения кремнекислотности пород от ВК-базальтов к ВК-андезибазальтам роль оливина снижается, вплоть до его отсутствия в ВК-андезитах. Доля форстеритового минала в оливиновых вкрапленниках составляет Fo_{83-63} . Эволюция составов оливинов от вкрапленников к микролитам сопровождается возрастанием содержания в них MnO. Клинопироксен в ВК-базальтах и ВК-андезитах представлен в основном авгитом. Ортопироксены из ВК-базальтов и ВК-андезитов представлены гиперстеном. Эволюционный ряд составов плагиоклазов из высококалиевых базальтов и андезитов заключен в интервале An_{89-8} и An_{83-8} , соответственно.

Среди ВК-андезитов и ВК-дацитов внутрикальдерных экструзий вулкана Кекукнайский различаются следующие петрографические типы. Это Оl-Орх-Срх и Срх-Орх-Amph ВК-андезиты; Amph-содержащие ВК-андезиты и Vt-Amph ВК-дациты. Всем этим разновидностям свойственна сериально-порфиоровая структура и трахитоидная микроструктура основной массы. Вкрапленники и субфенокристаллы в этих породах представлены Pl, Срх, Орх, Amph, TiMgt при переменном соотношении минеральных фаз, но всегда преобладает плагиоклаз и присутствует Ar. В ВК-андезитах отмечен Оl, а в ВК-дацитах - биотит.

Микролиты основных масс пород вулкана Кекукнайский представлены парагенезисом Pl-Fsp-Orx-Cpx-TiMgt.

После этапа образования лавово-пирокластического комплекса щитовой постройки вулкана Кекукнайский, начинается образование щелочно-базальт-трахиандезит-трахитовой ассоциации вулкана Большой. Трахибазальты, трахиандезиты и трахиты вулкана Большой проявляются во временном интервале между образованием щитовой постройки вулкана Кекукнайский и этапом ареального вулканизма Дола Геологов.

Трахибазальты имеют порфировую структуру (Рисунок 3.2.1), процент вкрапленников от общего объема составляет 20-30%. Главными минералами вкрапленниками в трахибазальтах являются салит и оливин, часто встречающиеся в сростках. На уровне основной массы преобладают микролиты плагиоклазов – андезина и лабрадора, реже проявлены микролиты олигоклаза. В интерстициях обнаружен Ne, отмечены ксеногенные включения кварца в оторочке из Cpx и Ap (Рисунок 3.2.2). Среди микролитов основной массы встречаются редкие зерна Ap.

Для трахиандезитов также характерна порфировая структура, доля вкрапленников от общего объема породы составляет в них 40-50%. Главными минералами вкрапленниками в трахиандезитах являются полевые шпаты, Cpx и Orx, а именно андезины, олигоклазы, авгиты, в меньшей степени лабрадоры, гиперстены, Vt и Plm. Часто встречаются сростания субфенокристаллов и микролитов TiMgt и Ap. На уровне микролитов наблюдаются, главным образом, олигоклаз, гиперстен, биотит, ильменит и магнетит, а также появляются K-Na полевые шпаты и мельчайшие выделения циркона.

В состав умеренно-щелочной серии вулкана Большой входят трахиты, но из-за особенностей их минерального состава, а именно в связи с находкой в них РЗЭ-содержащих силикатов, они рассматриваются в отдельном разделе.

Оливины в породах вулкана Большой встречаются только в трахибазальтах, вкрапленники и микролиты Ol имеют близкий состав (Fo_{65-68}), доля тефроитового минала в них также постоянна ($Tf_{0.7-1}$). Во вкрапленниках оливина отмечены включения сульфидов - пирита.

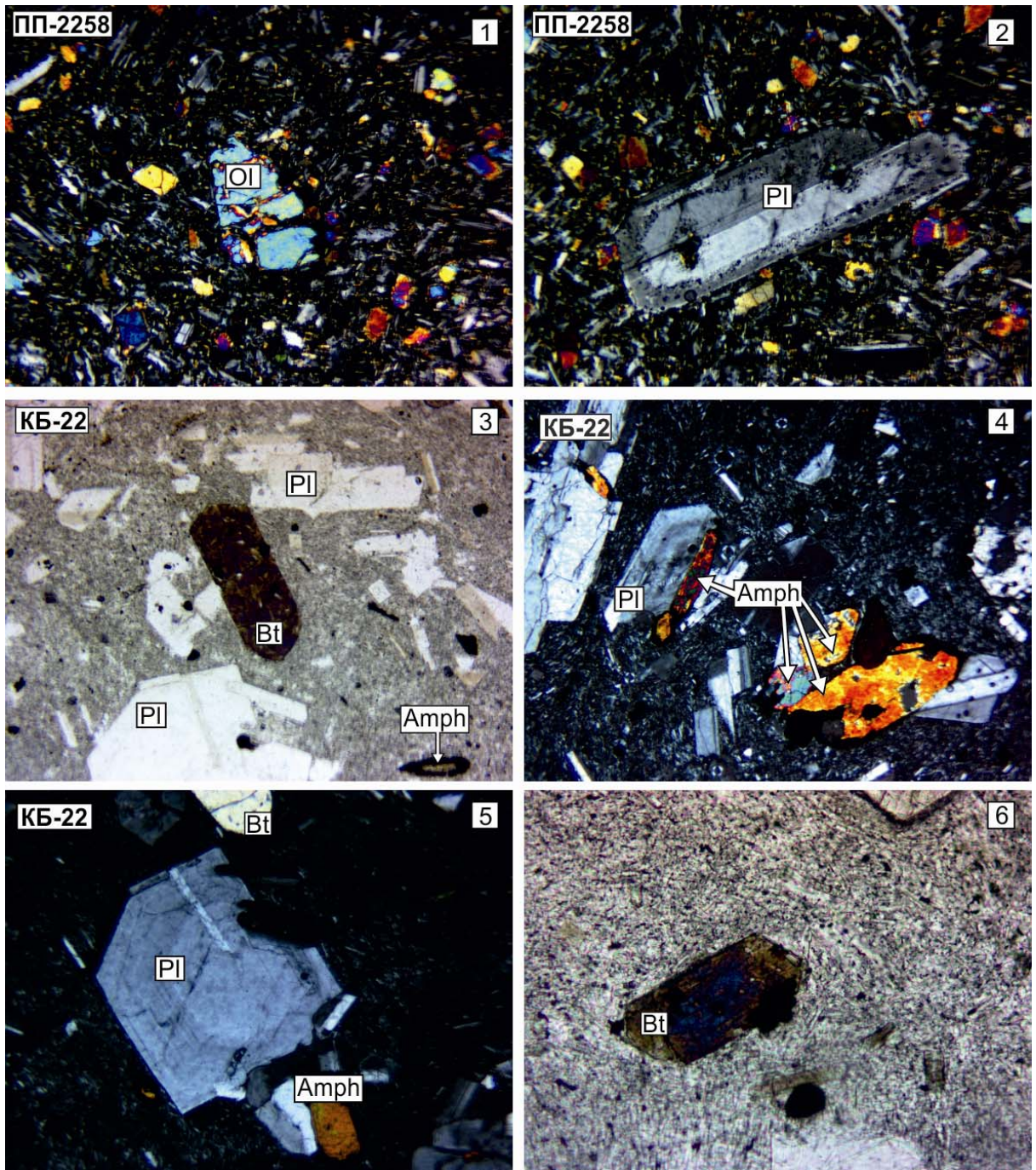


Рис 3.2.1. Породообразующие минералы в породах умеренно-щелочной серии
вулканического центра Большой-Кекукнайский.

ПП-2258 – трахибазальт и КБ-22 – трахиандезит вулкана Большой. Снимки 1, 2, 4, 5 даны в скрещенных николях. Для снимков 3, 6 николи параллельные. Сокращения: Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Amph – амфибол, Bt – биотит.

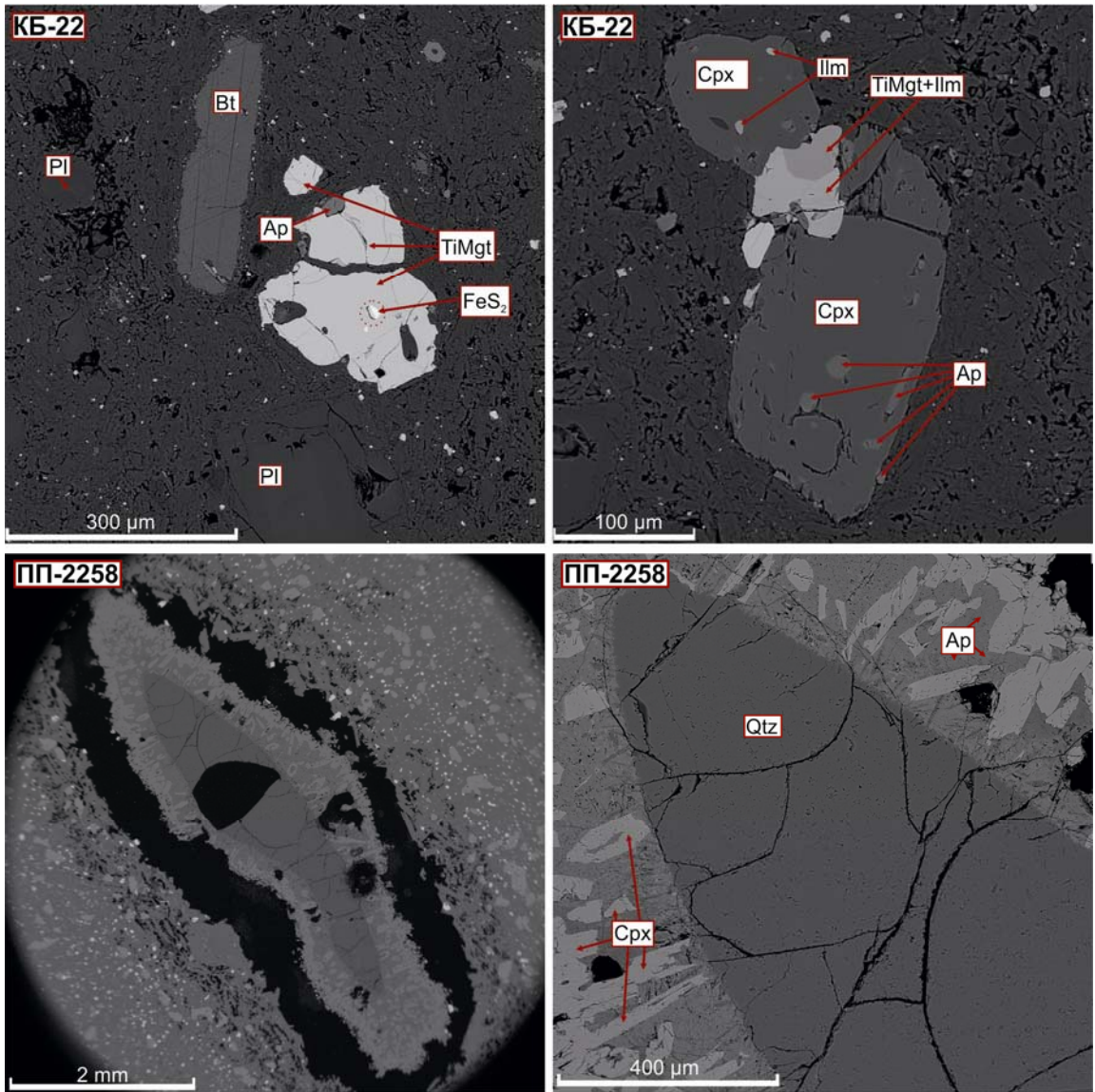


Рис 3.2.2. Минералы-вкрапленники трахиандезитов и трахибазальтов и зерна ксеногенного кварца в трахибазальтах вулкана Большой.

Изображения в обратно-рассеянных электронах.

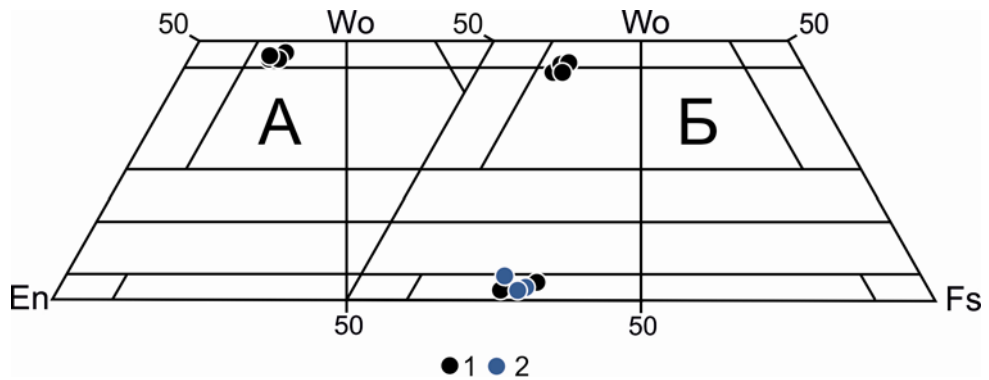


Рис 3.2.3. Диаграмма составов пироксенов из пород вулкана Большой

Условные обозначения. 1 – вкрапленники и субфенокристаллы, 2 – микролиты и края вкрапленников. А – трахибазальты, Б – трахиандезиты.

В трахибазальтах вулкана Большой клинопироксен является первой кристаллизующейся фазой и на уровне вкрапленников отвечает составам салитов. Вкрапленники Srx в трахибазальтах не имеют отчетливой зональности, что может свидетельствовать о быстрой кристаллизации породы. Их составы заключены в интервале Wo_{46-47} , En_{39-41} и Fs_{13-15} (Рисунок 3.2.3). В трахиандезитах клинопироксены на уровне вкрапленников представлены исключительно авгитами (En_{40-41} , Wo_{45-46} , Fs_{14-15}). Ортопироксены трахиандезитов отвечают по составам гиперстенам (Рисунок 3.2.3). На ранних этапах кристаллизации в породе формируется авгит, однако на уровне микролитов большая часть составов пироксенов принадлежит гиперстенам (Приложение 1, Таблица 3).

В трахибазальтах вулкана Большой среди вкрапленников плагиоклаза преобладает в основном андезин и лабрадор (An_{19-44} , Ab_{52-32} , Or_{0-4}), а на уровне субфенокристаллов проявляется олигоклаз (An_{20-22} , Ab_{63-64} , Or_{13-17}) (Рисунок 3.2.4). В трахиандезитах отмечены вкрапленники с ядрами состава лабрадоров (An_{58-64} , Ab_{35-43} , Or_{1-2}), тогда как промежуточные зоны таких кристаллов (An_{41-42} , Ab_{55-56} , Or_{2-3}) и далее краевые зоны (An_{13} , Ab_{77} , Or_9) демонстрируют уменьшение доли в их составах An молекулы и существенный рост Or минала (Приложение 1, Таблица 4). Вкрапленники андезинов в трахиандезитах имеют преимущественное развитие, они также зональны с ядрами андезинового состава (An_{33-44} , Ab_{53-64} , Or_{2-3}) и каймами андезин-олигоклазового состава (An_{19-30} , Ab_{66-73} , Or_{4-8}). Субфенокристаллы олигоклаза и андезина не отличаются отчетливой зональностью. Среди микролитов полевых шпатов в трахиандезитах развития андезин, олигоклаз и в меньшем количестве встречается Na-санидин (An_{4-5} , Ab_{45-63} , Or_{44-50}). В большинстве случаев это удлиненные мелкие кристаллы размером до 40 мкм (Рисунок 3.2.4). Направленность смены составов полевых шпатов свидетельствует о росте щелочности остаточного расплава. В крупных вкрапленниках плагиоклаза из трахиандезитов отмечены включения Са-амфибола – магнезиального гастингстита.

Биотиты характерны для трахиандезитов и, как будет показано ниже, для трахитов. В трахиандезитах он проявлен в виде вкрапленников и субфенокрис-

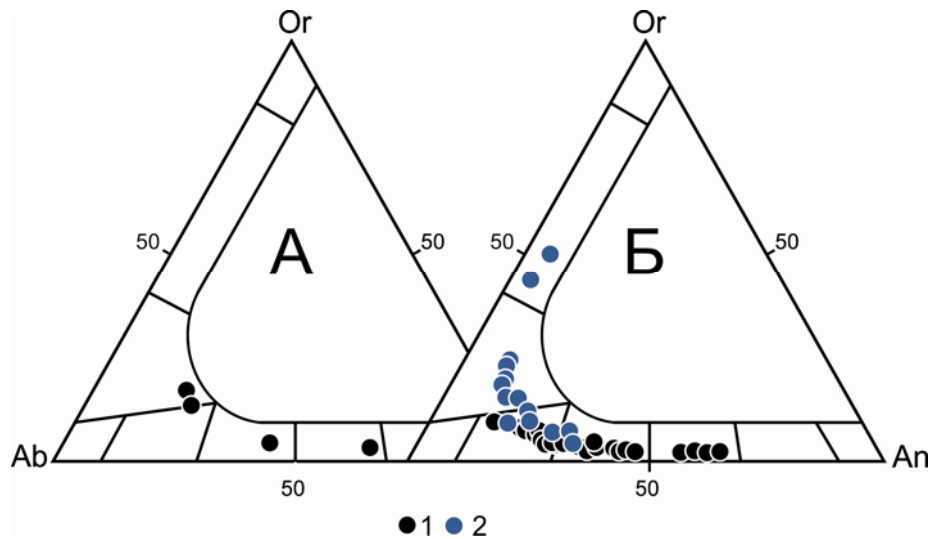


Рис. 3.2.4. Диаграмма составов полевых шпатов из пород вулкана Большой.

Условные обозначения. 1 – включения и субфенокристаллы, 2 – края включений и микролиты. А – трахибазальты, Б – трахиандезиты.

таллов, нередко с включениями КПШ и опацизацией отмечен рост содержания TiO_2 от центра к краю (Приложение 1, Таблица 7).

Амфибол распространен на уровне включений и микролитов в трахиандезитах. Включения амфибола попадают в группу кальциевых амфиболов, отвечая по составу магнезио-гастингситу, в то время как микролиты отвечают по составу керсутиту (Приложение 1, Таблица 9). Включения амфибола нередко содержат включения апатита.

Рудные минералы представлены в трахибазальтах титаномагнетитом и ильменитом. $TiMgt$ встречается на уровне субфенокристаллов, но чаще на уровне микролитов, ильменит же представлен исключительно на уровне микролитов. Для рудных минералов в трахибазальтах характерны сростки $TiMgt+Ilm+Ap$. В трахиандезитах рудные минералы на уровне включений представлены магнетитом и ильменитом, на уровне микролитов часто встречаются сростания $Ilm+Ap$. В $TiMgt$ отмечены заметные концентрации V_2O_3 (0.4-0.7 мас.%) (Рисунок 3.2.5). В сростках $TiMgt+Ilm$ нередко встречаются включения Ap и сульфидов. Для Ilm на всех уровнях характерно стабильное содержание MnO 1.0-1.5 мас. %. Из аксессуарных минералов в трахиандезитах вулкана Большой отмечены пирит и цирконы.

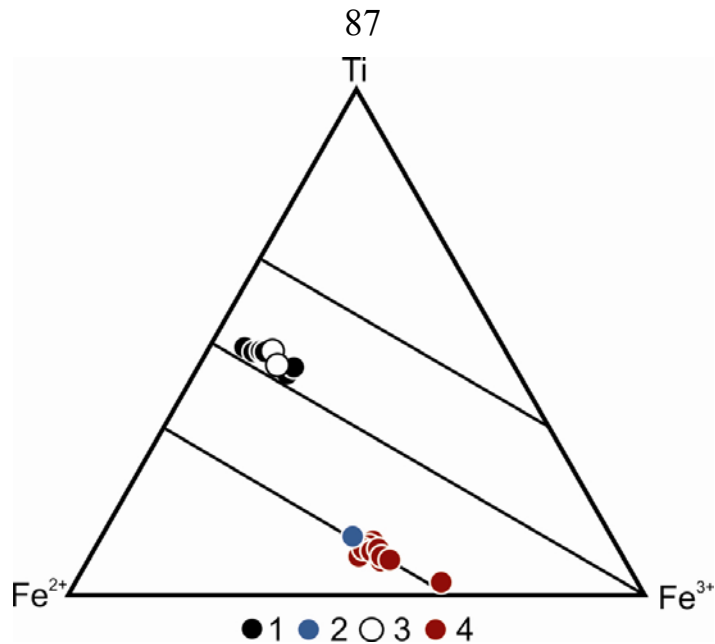


Рисунок 3.2.5. Диаграмма составов рудных минералов из трахиандезитов вулкана **Большой.**

Условные обозначения. 1 – вкрапленники и субфенокристаллы ильменита, 2 – микролиты и края вкрапленников ильменитов, 3 – вкрапленники и субфенокристаллы титаномагнетита, 4 – микролиты и края вкрапленников титаномагнетита.

Акцессорные минералы в трахибазальтах представлены также апатитом и нефелином, а в трахиандезитах – апатитом (Приложение 1, Таблица 8). В трахибазальтах апатит встречается только на уровне микролитов, как в виде единичных зерен, так и в сростках с титаномагнетитом. Для апатита характерны высокие содержания F (3-4 мас.%). В трахиандезитах апатит проявлен на уровне микролитов в виде игольчатых кристаллов и в сростках с TiMgt. Реже в виде включений в пироксенах, амфиболах и плагиоклазах. Следует отметить, что некоторые апатиты из трахиандезитов содержат значимые концентрации редкоземельных элементов (суммарно до 0.62 мас.%) и фтора. Наиболее «фтористыми» являются апатиты, находящиеся в сростках с TiMgt (F=2-3 мас.%). Отдельные зерна безфтористого апатита отличаются повышенными концентрациями Sr (0.6-0.7 мас.%).

Как указывалось выше, в Главе 2, среди вулканических пород шлаково-лавовых конусов зоны ареального вулканизма Дола Геологов также широко проявлены умеренно-щелочные разновидности базальтоидов – трахибазальты. Они

ассоциируют на этой завершающей стадии развития вулканического центра Большой-Кекукнайский с трахиандезибазами и породами нормальной щелочности – базальтами и андезибазальтами. Далее приводятся минералогическое петрографическое описание исключительно трахибазальтов, как наиболее представительного типа пород этого этапа [Колосков и др., 2011, 2013]. Трахибазальты заключительного этапа имеют мелкопорфировые и субафировые структуры. Соответственно фациальной принадлежности трахибазальтов к лавам, шлакам или редким субвулканическим телам, они различаются по микроструктурам основной массы: от гиалопилитовой с криптокристаллическим стеклом в шлаках, пилотакситовой с раскристаллизованной микрозернистой полевошпатовой матрицей в интерстициях между флюидально расположенными микролитами плагиоклаза и К-На полевого шпата в лавах, до микродолеритовой в субвулканических телах. Вкрапленники и субфенокристаллы лав трахибазальтов ареальной зоны, также как и в трахибазальтах вулкана Большой, представлены парагенезисом ОI-Срх-Pl. Вкрапленники оливина в трахибазальтах содержат включения хром-глиноземистой шпинели. В основной массе пород этого типа присутствуют микролиты К-На полевого шпата. В целом состав оливинов из трахибазальтов изменяется в интервале Fo₈₆₋₅₆. Клинопироксены трахибазальтов представлены авгитами и салитами.

3.3 Редкоземельные силикаты трахитов вулкана Большой

Минералогическими исследованиями пород щелочно-базальт-трахиандезит-трахит-комендитовой серии вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в трахитах и комендитах установлено развитие аксессуарных редкоземельных силикатов и фосфатов. В трахитах вулкана Большой установлен парагенезис таких минералов. Детальные исследования РЗЭ-содержащих минеральных фаз проведены на примере редкоземельных силикатов [Щербаков и др., 2014]. Одновременно с анализом данных по этим минералам ниже приводятся сведения о петрографических характеристиках и минеральном составе собственно трахитов вулкана Большой.

Следует отметить, что редкоземельные силикаты обнаружены среди аксессуарных фаз и реже в виде фенокристаллов в составе минеральных парагенезисов ряда вулканических и интрузивных пород, рудных месторождений различных генетических типов, а также в метаморфических и метасоматических породах и скарнах [MacDonald, Belkin, 2002]. Наиболее широко они представлены в магматических породах повышенной щелочности (трахиты, пантеллериты, комендиты, щелочные сиениты, щелочные граниты) [Hong Z., 2010; Troll et al., 2003; Vlach, Gualda, 2007; Yang et al., 2002] и относятся, как правило, к одной из следующих групп и подгрупп минералов – чевкинита, алланита, мозандрита, лейкофенита, гелландита, эвдиалита и джоакинита. В соответствии с общими закономерностями развития щелочных магматических пород в различных геодинамических обстановках, редкоземельные силикаты обнаружены в породах океанических островов [Troll et al., 2003], внутриконтинентальных рифтовых зон и активных континентальных окраин [Carlier, Lorand, 2008]. Каждая находка таких минералов в магматических породах детально обсуждается в литературе с исследованием их кристаллохимических особенностей и установлением петрогенетического значения [MacDonald, Belkin, 2002; Sokolova et al., 2004; Yang et al., 2002].

Для Курило-Камчатской островодужной системы минералы группы чевкинита впервые обнаружены автором в трахитах вулкана Большой в Срединном хребте Камчатки [Щербаков и др., 2014]. В связи с редкостью находок минералов такого типа в породах активных континентальных окраин [Carlier, Lorand, 2008] редкоземельные силикаты из трахитов Камчатки заслуживают детального минералого-петрологического изучения.

Редкоземельные силикаты обнаружены среди микролитов завершающей стадии кристаллизации трахитов крупного субвулканического тела на юго-восточном фланге вулкана Большой, далее «трахитов вулкана Большой». Основным вопросом исследований было установить тип и условия формирования редкоземельных силикатов в общей направленности кристаллизации трахитовых расплавов этого субвулканического тела.

Начальный этап кристаллизации трахитов связан с формированием вкрапленников олигоклаза ($\text{An}_{17-29}\text{Or}_{7-12}$), биотита ($\text{Mg}^{\#} 66-70$), салита и авгита ($\text{Wo}_{42-48}\text{Fs}_{13-18}$) (Таблица 3.3.1, Рисунки 3.3.1, 3.3.2). На последующем этапе происходило массовое формирование вкрапленников и субфенокристаллов На-санидинов ($\text{Ab}_{56-58}\text{Or}_{40-45}$) с краевыми зонами анортоклазового состава ($\text{Ab}_{57-59}\text{Or}_{37-39}$), авгитов ($\text{Wo}_{35-43}\text{Fs}_{23-31}$), а также субфенокристаллов титаномагнетита (MgO 0.7-2.1 мас.%), ильменита и апатита (PЗЭ <0.1, F 2.5-2.9, Sr 1.1-1.4 и Cl 0.42-1.33 мас.%). Значительное количество вкрапленников лейкократовых и темноцветных минералов и их сростков (до 30-40 об.%) формируют порфировую структуру пород.

Редкие идиоморфные кристаллы редкоземельных силикатов размером до 50x70 мкм (Рисунок 3.3.3) находятся в ортофировой основной массе пород в ассоциации с авгитами ($\text{Wo}_{36-39}\text{Fs}_{27-30}$), ферроавгитами ($\text{Wo}_{35-37}\text{Fs}_{34-42}$), ферропижонитами ($\text{Wo}_{6-9}\text{Fs}_{44-60}$), рихтеритом (Na_2O 4.43 мас.%), анортоклазами ($\text{Ab}_{58-64}\text{Or}_{33-40}$), На-санидинами ($\text{Ab}_{53-57}\text{Or}_{41-44}$), цирконом, циркелитом (PЗЭ 11.2-11.8, ZrO_2 31.0-33.8, Nb_2O_5 8.4-10.8, ThO_2 1.7-3.6, UO_2 1.4-2.3 мас.%), бадделеитом, PЗЭ-содержащим фтор-апатитом (PЗЭ 0.7-3.5, Sr 0.8-1.3, F 2.8-5.2 и Cl 0.07-0.53 мас.%), титаномагнетитом (TiO_2 14-22 мас.%) и Nb-содержащим ильменитом (Nb_2O_5 1.7-2.8 мас.%). Направленность смены составов апатита от субфенокристаллов к микролитам указывает на увеличение в остаточном расплаве концентраций PЗЭ и F.

Расчеты кристаллохимических формул редкоземельных силикатов из трахитов вулкана Большой показывают соответствие их составов формуле чевкинита по [MacDonald, Belkin, 2002] $(\text{Ca, La, Ce, Nd, Th})_4(\text{Fe}^{2+})_1(\text{Ti, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Zr, Nb})_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{22}$ (Таблица 3.3.2). Среди чевкинитов из трахитов вулкана Большой установлены составы минерала со стабильно заниженной суммой оксидов в пределах 4-6 мас.%. Это определяется, вероятно, метамиктным преобразованием чевкинитов, что отмечается для редкоземельных силикатов из магматических комплексов пород других регионов [Yang et al., 2002]. В сравнении с составами минералов группы чевкинита из щелочных пород различных геодинамических

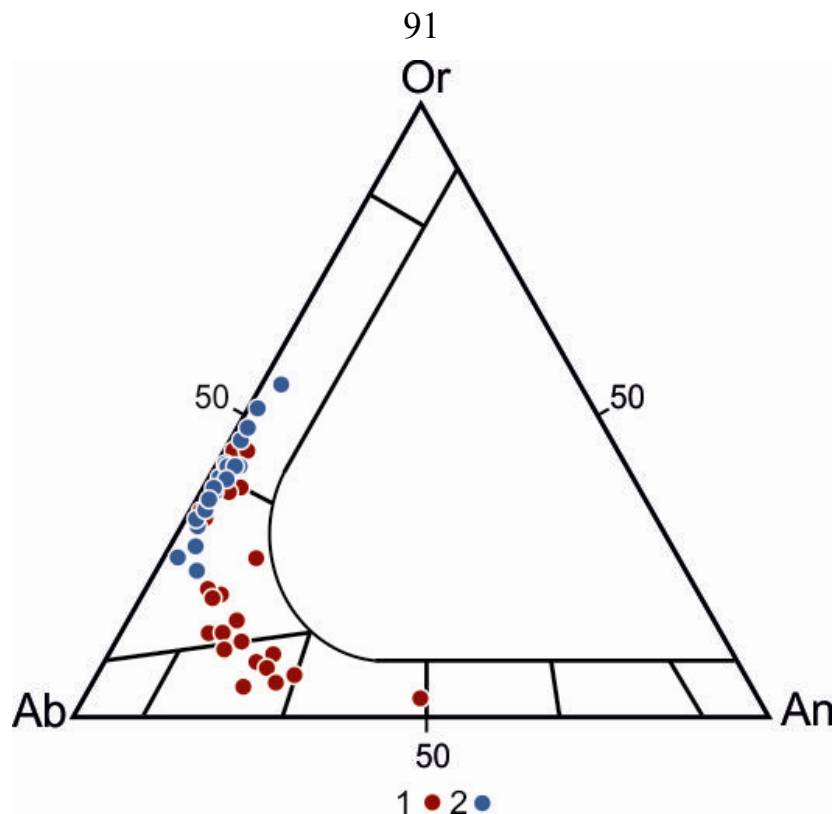


Рисунок 3.3.1. Диаграмма составов полевых шпатов из трахитов вулкана Большой
 1- Вкрапленники и субфенокристаллы, 2 – микролиты и края вкрапленников.

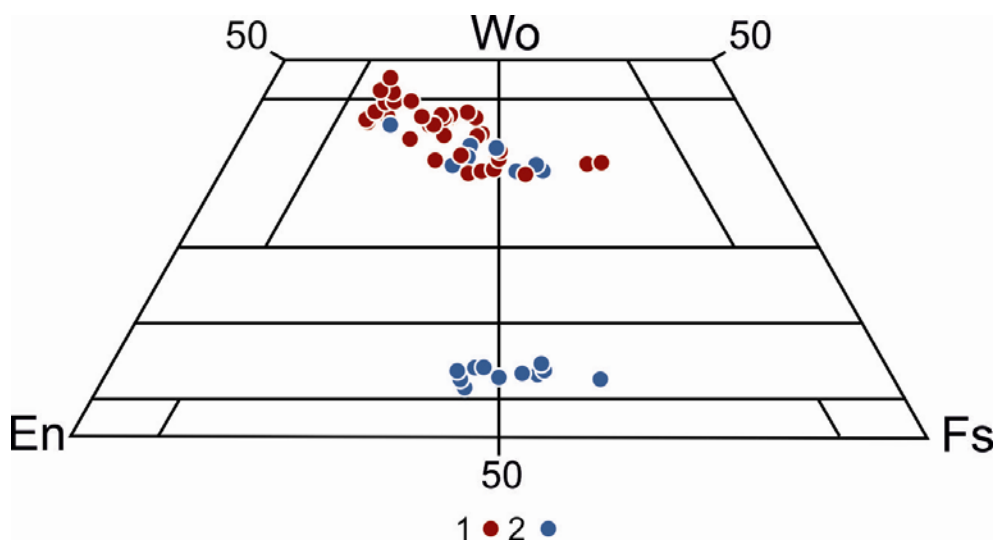


Рисунок 3.3.2. Диаграмма составов пироксенов из трахитов вулкана Большой.
 1- Вкрапленники и субфенокристаллы, 2 – микролиты и края вкрапленников.

обстановок, чевкиниты исследуемых трахитов отличаются более высокими концентрациями Nb и Zr по отношению к P3Э (Рисунок 3.3.4).

Такие особенности составов чевкинитов их трахитов вулкана Большой могут быть связаны как с вариациями условий кристаллизации щелочных расплавов, так и с уровнями концентраций в них HFSE и P3Э компонентов.

Представительные составы породообразующих минералов из трахитов вулкана Большой (мас.%)

Минерал	Срх			Орх		Fsp			Bt	TiMgt	Ilm	Amph
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Фаза	цв	цв	цв	м	м	цв	цв	кв	цв	цс	м	м
SiO₂	49.74	51.67	50.55	52.37	51.56	62.26	66.96	65.25	36.30	н.о.	н.о.	45.93
TiO₂	1.65	0.77	0.28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.47	17.83	48.32	1.78
Al₂O₃	4.57	1.13	0.38	н.о.	н.о.	22.09	18.06	20.27	14.10	н.о.	н.о.	2.32
Fe₂O₃	2.59	2.08	2.44	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		34.42	4.98	10.93
FeO	6.14	12.32	16.29	26.15	28.47	н.о.	0.44	н.о.	11.76*	46.16	43.40	10.75
MnO	н.о.	1.36	1.68	2.00	2.39	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.37	2.03	0.87
MgO	13.25	12.21	10.66	15.75	14.08	4.37	н.о.	н.о.	15.92	н.о.	0.36	11.28
CaO	22.00	19.24	16.58	4.44	3.86	7.49	н.о.	1.90	н.о.	н.о.	н.о.	7.68
Na₂O	0.65	0.51	0.53	н.о.	н.о.	1.48	6.36	8.02	1.06	н.о.	н.о.	3.75
K₂O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.73	3.67	8.14	н.о.	н.о.	0.93
Сумма	100.59	101.28	99.39	100.71	100.36	97.69	99.55	99.11	94.75	99.78	99.09	96.22
Wo/Ab	46.76	39.78	36.17	9.18	8.11	68.85	55.57	69.83				
En/An	39.18	35.12	32.35	45.33	41.19	22.2	0.00	9.14				
Fs/Or	14.05	25.10	31.48	45.49	50.70	8.95	44.43	21.03				

Примечание. Сокращения наименований минералов: Срх – клинопироксен; Орх – ортопироксен; Fsp – полевые шпаты; Bt – биотит; Amph – амфибол; TiMgt – титаномагнетит; Ilm – ильменит. Минералы: 1 – салит, 2 – авгит, 3 – ферроавгит, 4 – пижонит, 5 – ферропижонит, 6 – олигоклаз, 7 – Na-санидин, 8 – анортоклаз, 9 – биотит, 10 – титаномагнетит, 11 – ильменит, 12 – рихтерит. Фазы минералов: цв, кв – центр и край вкрапленника, цс – центр субфенокристалла, м – микролит. Миналы минералов: Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз. Здесь и далее FeO/Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии минералов. Для Ilm - содержание Nb₂O₅=2.45 мас.%, * -для Bt все Fe в виде FeO, содержание F=1.21 мас.%. н.о. – не обнаружено.

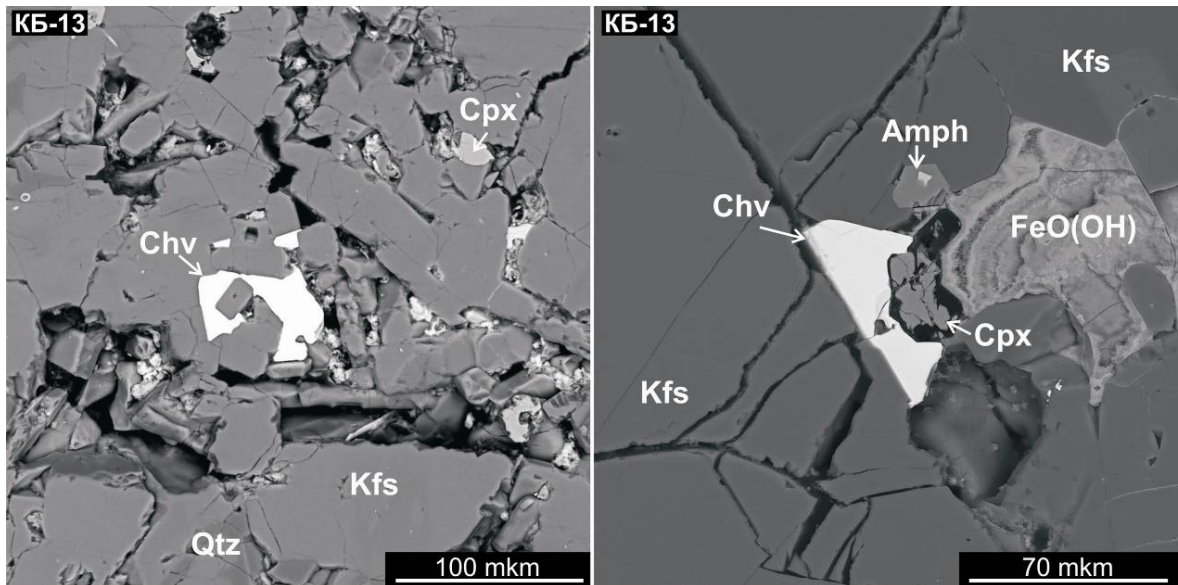


Рисунок 3.3.3. Микролиты редкоземельных силикатов в основной массе трахитов вулкана Большой.

Изображение в обратно рассеянных электронах. Сокращения названий минералов. Amph – амфибол, Chv – чевкинит, Cpx – клинопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц, FeO(OH) – гидроксид железа.

На графиках распределения содержаний магматофильных элементов, нормированных к примитивной мантии, составы трахитов вулкана Большой демонстрируют высокую степень фракционирования РЗЭ и относительную обедненность Sr, P и Ti. В сравнении с графиками распределения магматофильных элементов для трахитов океанических островов и внутриконтинентальных рифтов, трахиты вулкана Большой показывают более низкие концентрации в них РЗЭ, HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) и Th и отличаются наличием положительных аномалий Pb.

Как было показано, в пределах вулканического пояса Срединного хребта Камчатки К-На щелочные трахиты обнаружены также в строении лавовых толщ и экструзивных комплексов позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического центра Белоголовский [Волынец и др., 1984; Патока М.Г., Успенский В.С., 1977].

Проведенные минералогические исследования трахитов вулкана Белоголовского не показали присутствия редкоземельных силикатов в составе их минеральных парагенезисов. Это дает возможность поиска причин формирования редкоземельных силикатов в зависимости от химизма и условий кристаллизации одноименных магм.

**Представительные составы (масс. %) и кристаллохимические формулы (ф.е.)
редкоземельных силикатов из трахитов вулкана Большой.**

Обр. №	КВ-13				КВ-14
	SiO ₂	18.80	18.98	18.51	19.17
TiO ₂	16.56	16.36	15.86	15.91	17.83
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.32	0.40	1.08
Fe ₂ O ₃	2.40	2.68	3.83	2.45	1.69
FeO	8.17	8.17	7.37	8.53	9.38
MgO	н.о.	н.о.	0.25	н.о.	н.о.
CaO	4.31	4.30	3.47	3.75	3.79
La ₂ O ₃	15.83	16.58	15.91	14.27	18.08
Ce ₂ O ₃	20.30	19.60	20.31	20.50	21.97
Pr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	1.25	1.22	н.о.
Nd ₂ O ₃	2.95	1.87	2.85	3.27	2.39
ThO ₂	0.65	0.66	0.99	0.67	1.02
ZrO ₂	1.85	2.07	1.15	1.58	1.61
Nb ₂ O ₅	2.98	2.76	2.63	2.92	1.95
Сумма	94.80	94.03	94.70	94.64	102.15
La	1.24	1.30	1.26	1.12	1.30
Ce	1.58	1.53	1.59	1.59	1.57
Pr			0.10	0.09	
Nd	0.22	0.14	0.22	0.25	0.17
Th	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05
Ca	0.98	0.98	0.80	0.85	0.79
A ₄	4.05	3.98	4.02	3.93	3.88
B₁ (Fe⁺²)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Zr	0.19	0.21	0.12	0.16	0.15
Nb	0.29	0.27	0.25	0.28	0.17
Fe ⁺²	0.45	0.45	0.32	0.51	0.53
Fe ⁺³	0.38	0.43	0.62	0.39	0.25
Mg			0.08		
Al			0.08	0.10	0.25
Ti	0.64	0.62	0.55	0.54	0.61
C₂	1.95	1.98	2.02	1.98	1.96
D₂ (Ti)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
E₄ (Si)	3.99	4.04	3.96	4.07	4.17
Σ катионов	12.99	13.00	13.00	12.98	13.01
Σ анионов	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00

Примечание к таблице 3.3.2. ф.е. - формульные единицы. A₄B₁C₂D₂E₄ – суммарные величины содержаний катионов в структурных позициях редкоземельных силикатов, в ф.е.

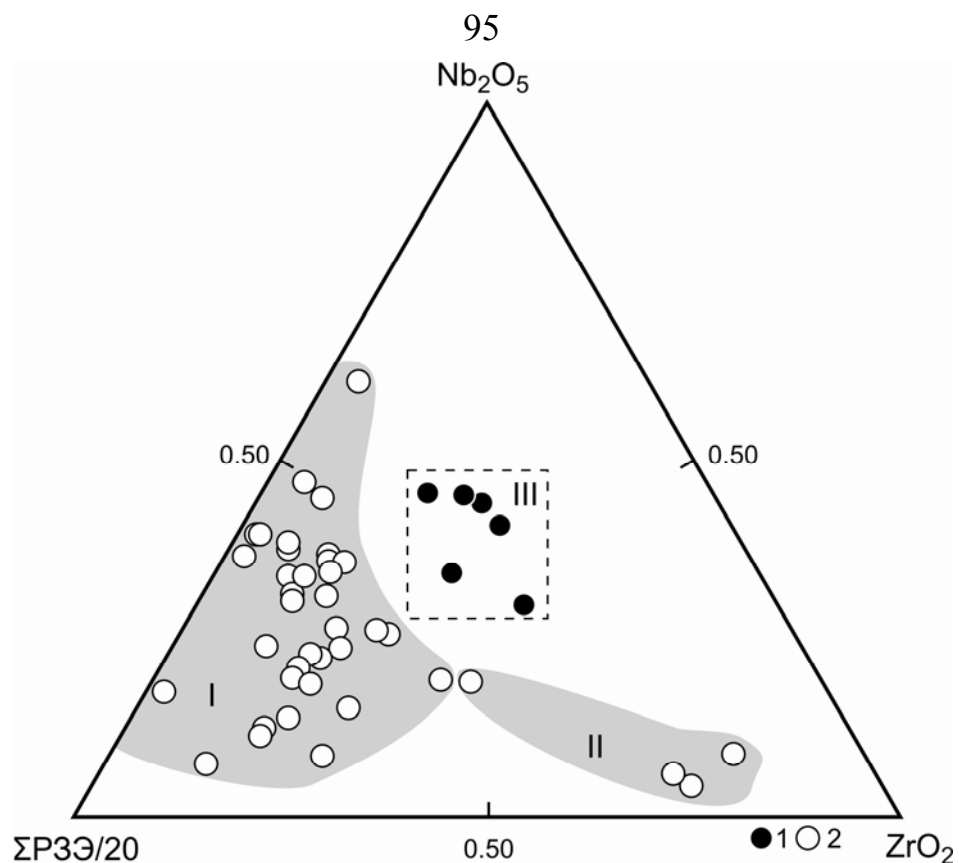


Рисунок 3.3.4. Составы минералов группы чевкинита на диаграмме $\Sigma PЗЭ/20-ZrO_2-Nb_2O_5$ (мас. %).

Обозначения точек составов: 1 – чевкиниты из трахитов субвулканического тела вулкана Большой, 2 – чевкиниты и перреириты из субщелочных и щелочных магматических пород различных геодинамических обстановок и рудных месторождений. Поля составов: I – чевкиниты из трахитовых и риолитовых туфов [MacDonald, Belkin, 2002; Novak, Mahood, 1986], риолитов [Troll et al., 2003], сиенитов [MacDonald, Belkin, 2002; Macdonald et al., 2012; Sokolova et al., 2004; Vlach, Gualda, 2007], щелочных гранитов [MacDonald, Belkin, 2002], пегматитов [MacDonald, Belkin, 2002; Macdonald et al., 2012] и руд [Macdonald et al., 2012]; II – перреириты из керсантитов [Carlier, Lorand, 2008], пегматитов [MacDonald, Belkin, 2002; Macdonald et al., 2012] и руд [Macdonald et al., 2012]; III – чевкиниты из трахитов субвулканического тела вулкана Большой.

Установлено, что составы пород, химизм и парагенезисы минералов, а также окислительно-восстановительные условия кристаллизации трахитовых расплавов вулканов Большой и вулканического центра Белоголовский заметно различаются. Трахиты вулкана Большой обладают отчетливыми признаками происхождения в результате более глубокой дифференциации щелочного расплава. В сравнении с трахитами вулканического центра Белоголовский ($La/Yb_{C1}=6.5-8.8$; $Ba/Nb=16.6-20.6$, $Ba/Th=103-117$) они имеют более высокую степень дифференциации PЗЭ ($La/Yb_{C1}=9.8-10.6$) и более низкие концентрации Ba, P и Ti ($Ba/Nb=9.4-10.7$, $Ba/Th=43-57$).

Геохимические особенности трахитов этих вулканических сооружений находят свое отражение в составе минеральных парагенезисов и химизме минералов. В трахитах вулкана Большой отмечены Ва-содержащие анортоклазы, Nb содержащие ильмениты и циркелиты. Напротив, в трахитах вулкана Белоголовского среди кристаллизующихся фаз минералы такого состава не обнаружены. В них также отсутствуют микролиты пироксенов ферроавгитового и ферропижонитового составов.

Различия в условиях кристаллизации сравниваемых трахитов могут быть определены режимом летучих компонентов, в частности летучестью кислорода и концентрациями фтора. Расчеты по TiMgt-Ilm геотермометру [Ghiorso, Evans, 2008] указывают на то, что завершающий этап кристаллизации трахитов вулкана Большой, связанный с формированием кристаллов редкоземельных силикатов, происходил при $T=741-794$ °C и $\Delta\log_{10}fO_2$ от -1.36 до -1.55 относительно буфера NNO (Рисунок. 3.3.5). Для трахитов вулканического центра Белоголовского температуры кристаллизации парагенезиса микролитов, в целом, более высокие и заключены в интервале 861-972 °C при $\Delta\log_{10}fO_2$ от -0.55 до -0.91 относительно буфера NNO. Содержания F определены атомно-эмиссионным спектральным методом и составили для трахитов вулкана Большого 270-310 ppm и для трахитов вулканического центра Белоголовского 410-670 ppm. Расчеты по экспериментальному апатитовому геофториметру [Аксюк, 2002] также указывают на несколько более высокие концентрации HF во флюидном компоненте трахитов вулкана Белоголовского 0.007-0.138 моль/дм³ в сравнении с флюидом трахитов вулкана Большой – 0.003-0.0029 моль/дм³.

Результаты минералого–геохимического анализа показывают, что кристаллизация трахитов вулкана Большой проходила при более низких температурах и в более восстановительных условиях при, пониженных концентрациях F во флюиде в сравнении с трахитами вулканического центра Белоголовский. Высокая степень дифференциации трахитовых расплавов вулкана Большой отражена в геохимических особенностях пород и в составах их щелочно-трахитовой ортофировой основной массы, коэффициент агпаитности

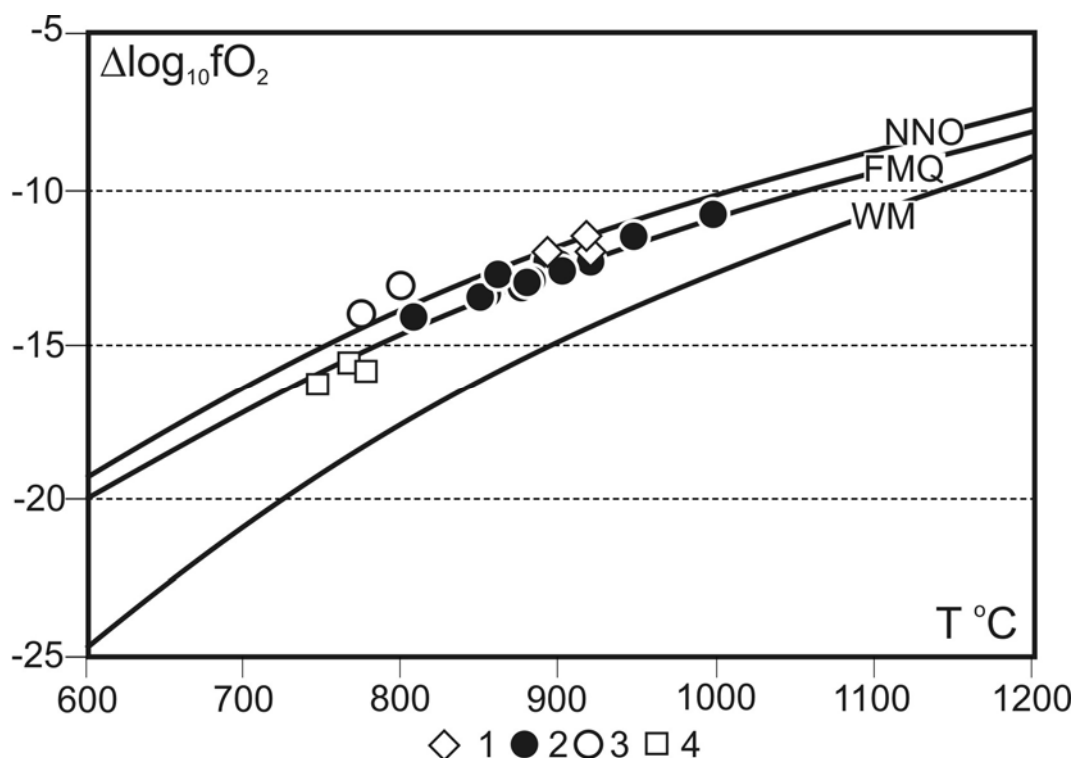


Рисунок 3.3.5. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации трахитов вулканического центра Белоголовский и вулкана Большой по Mgt-Ilm геотермометру [Ghiorso, Evans, 2008].

Условные обозначения: 1 – трахиандезиты, 2 – Amph-трахиты и 3 – Вт-трахиты вулканического центра Белоголовский, 4 - трахиты вулкана Большой.

которой в сравнении с породами (0.72-0.77) достигает значений 1.00-1.03. Длительная кристаллизация трахитов вулкана Большого подтверждается исключительно протяженными эволюционными рядами составов породообразующих и акцессорных минералов вплоть до появления железистых пироксенов, щелочных амфиболов и ряда Zr-содержащих минералов.

В направлении увеличения щелочности остаточного расплава в трахитах происходит смена парагенезиса микролитов с участием Zr-содержащих силикатов (циркон, чевкинит) на парагенезис с участием оксидов циркония (циркелит, бадделлит).

Таким образом, причинами формирования минеральных парагенезисов с участием чевкинита в трахитах вулкан Большой могли быть кристаллизация щелочно-трахитовых магм в относительно более восстановительных и низкотемпературных условиях в процессе длительной кристаллизации и достаточно резкого увеличения агпаитности остаточного расплава.

Особенности состава чевкинитов из трахитов вулкана Большой, а именно более высокие концентрации в них Nb, Zr по отношению к РЗЭ в сравнении с чевкинитами из магматических пород океанических островов и внутриконтинентальных рифтовых зон определяются относительной обедненностью редкоземельными элементами исходного трахитового расплава. Наряду с другими, эти данные представляют интерес в изучении баланса редкоземельных элементов в эволюции магм повышенной щелочности и могут быть индикаторными при установлении природы и роли различных источников вещества в формировании щелочных магм активной континентальной окраины Камчатки.

В заключение отметим, что редкоземельные фосфаты - апатиты обнаружены в единичных акцессорных зернах только в основной массе комендитов вулканического центра Белоголовский и содержания в них редкоземельных элементов соответствует следующим значениям: Ce_2O_3 35.4, La_2O_3 20.9, Pr_2O_3 2.2, Nd_2O_3 8.0 мас. %.

3.4 Редкоэлементный состав минералов по данным LA-ICP-MS

Для расшифровки процессов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов и установления их роли в распределении редких элементов в вулканических породах методами микроэлементного моделирования необходимы данные о содержаниях петрогенных и редких элементов в породообразующих минералах. Эти данные могут быть получены при помощи EDS и WDS спектрометрии и методом LA-ICP-MS.

С использованием указанных методов проведен минералого-геохимический анализ щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород, входящей в состав щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулканического центра Белоголовский Срединного хребта Камчатки.

Составы минералов-вкрапленников были установлены EDS методом, а их редкоэлементный состав определен с использованием системы лазерной абляции UP213A/S фирмы PerkinElmer (США) и квадрупольного масс-спектрометра LA-ICP-MS NexION 300Q фирмы Agilent Technologies Inc. (США). Для контроля

качества LA-ICP-MS анализа минералов использованы международные стандарты NIST-610, 612, 614 и «внутренние» стандарты по концентрациям в минералах Si, Ti, Ca и P.

Как показано на примере распределения редкоземельных элементов в минералах трахибазальтов и трахитов (Рисунок 3.4.1), плагиоклаз из трахибазальтов имеет наименьшие содержания REE, однако в них наблюдается отчетливая положительная Eu аномалия. Для некоторых составов плагиоклазов содержания тяжелых REE оказываются ниже предела обнаружения, в других случаях уровни содержания в них тяжелых REE приближаются к уровням содержаний этих элементов в трахитах. Полевые шпаты трахитов имеют умеренные концентрации REE с высокой степенью их фракционирования и ярко выраженными максимумами нормированных концентраций Eu. Близки к ним по содержаниям REE биотиты, для которых Eu аномалия не характерна. Пироксены трахитов отчетливо обогащены как легкими, так и тяжелыми элементами редкоземельной группы и REE в сравнении с полевыми шпатами. Для графиков распределения REE в пироксенах характерен отчетливый Eu минимум. Наиболее высокими концентрациями лантаноидов обладают апатиты. Уровни концентраций в них REE на 2-3 порядка выше, чем в других исследованных минералах. Для апатитов наблюдается высокая степень фракционирования REE и слабо выраженная отрицательная Eu аномалия. Следует отметить, что распределение REE в Птм из Vt-трахитов по уровню содержания и характеру распределения близко к таковым в пироксенах, однако концентрации тяжелых REE в них ниже, что говорит о более сильном фракционировании РЗЭ. Для Птм, также как и для Срх, на графиках нормированных концентраций отмечается наличие отрицательной Eu аномалии.

Из других примечательных особенностей в распределении редких элементов в минералах трахитов следует отметить, что в Amph-трахитах высокие концентрации Ba в породе коррелируют с повышенными его концентрациями в полевых шпатах (2168-2856 ppm). В Vt-трахитах, в которых содержания Ba

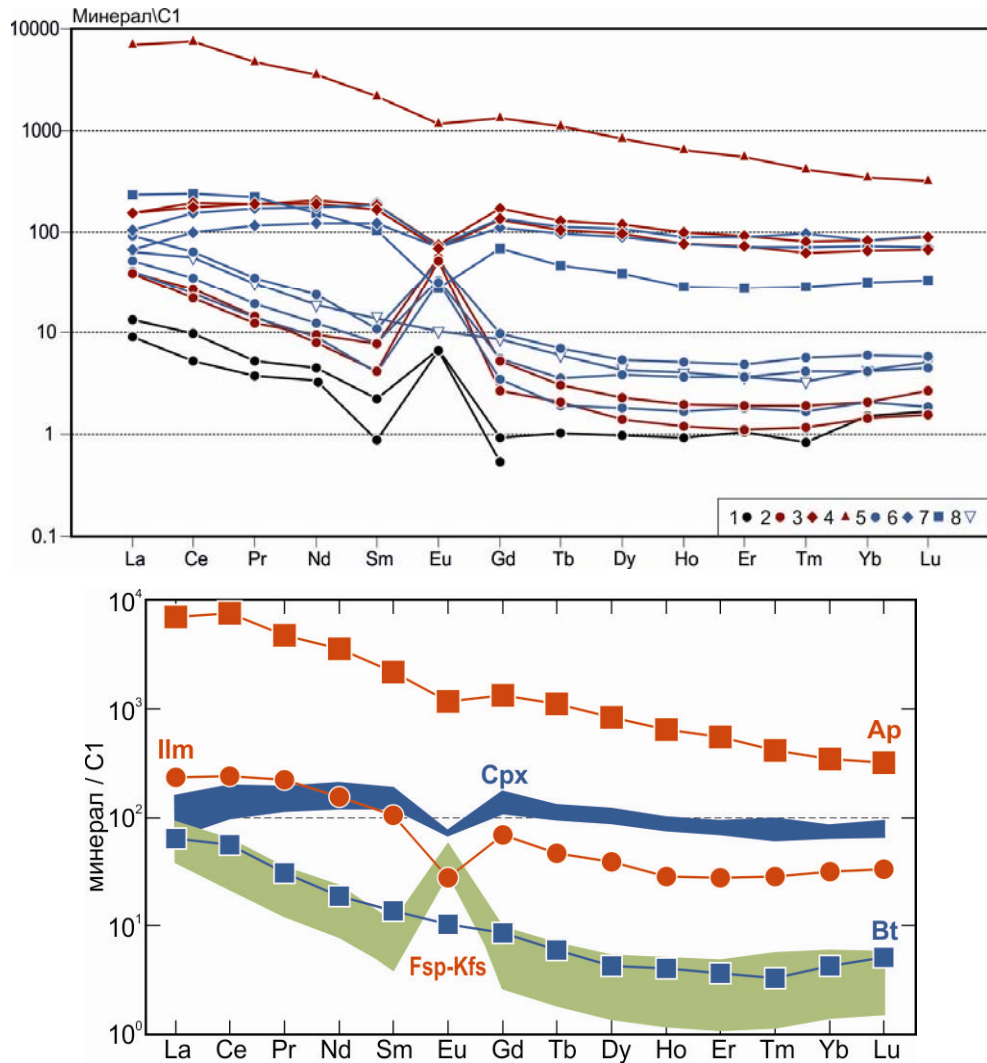


Рисунок 3.4.1. Диаграмма распределения РЗЭ в породообразующих минералах из трахибазальтов и трахитов вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – полевые шпаты из трахибазальтов, 2 – полевые шпаты из Amph-трахитов, 3 – пироксены из Amph-трахитов, 4 - апатит Amph-трахитов, 5 - полевые шпаты из Bt-трахитов, 6 – пироксены из Bt-трахитов, 7 – ильменит из Bt-трахитов, 8 – биотит из Bt-трахитов. На нижнем графике приведены общие поля и точки составов минералов из трахитов.

умеренные, полевые шпаты также обладают более низкими концентрациями этого элемента (1510-1788 ppm). При этом следует иметь ввиду, что еще одним концентратором Ba в Bt-трахитах является биотит (3258 ppm).

Содержания Ba в полевых шпатах из трахибазальтов существенно более низкие и заключены в интервале 83-207 ppm. В виде примесных содержаний Ba присутствует в Spх, где наблюдается та же зависимость – Ba=34-37 ppm в Spх в Amph-трахитах, и Ba=0-0.2 ppm в Spх в Bt-трахитах.

**Представительные составы породообразующих минералов из трахитов и трахибазальтов
вулканического центра Белоголовский**

№ Обр.	ПП-3064	ПП-3066		ПП-2591			
	OI	PI		Fsp			Crх
SiO ₂	38.13	49.91	49.91	63.58	63.82	63.82	51.43
TiO ₂	0.02	0.06	0.09	0.00	0.00	0.00	0.35
Al ₂ O ₃	0.03	30.14	30.69	19.82	21.62	21.62	1.02
FeO	25.02	0.95	0.79	0.49	н.о.	н.о.	10.73
MgO	0.31	0.18	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	13.38
MnO	36.84	0.01	0.00	н.о.	н.о.	н.о.	1.11
CaO	0.22	13.07	13.71	2.00	2.83	2.83	18.58
Na ₂ O	0.01	3.16	3.41	7.66	7.95	7.95	0.50
K ₂ O	0.00	0.20	0.22	3.81	2.87	2.87	н.о.
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	100.62	97.69	98.99	97.36	99.09	99.09	97.10
Sc	6.99	1.05	1.03	7.60	3.17	3.10	228.26
Rb	0.36	1.11	0.66	22.30	19.81	16.18	9.62
Sr	0.08	1721.40	1882.32	688.95	437.46	428.63	13.66
Y	0.13	1.46	0.18	3.79	7.78	1.83	89.04
Zr	0.12	42.14	0.20	85.32	195.25	50.27	132.11
Nb	0.02	5.78	0.01	8.00	23.90	5.38	2.21
Ba	0.09	116.92	207.11	2856.31	2223.01	2167.52	36.51
La	н.о.	3.17	2.14	9.14	21.94	9.40	36.48
Ce	н.о.	5.96	3.20	13.37	38.70	16.55	119.13
Pr	н.о.	0.48	0.35	1.17	3.27	1.36	17.78
Nd	н.о.	2.09	1.55	4.34	10.87	3.67	86.56
Sm	н.о.	0.33	0.13	1.17	1.60	0.62	24.55
Eu	н.о.	0.38	0.38	3.17	2.87	2.93	3.88
Gd	н.о.	0.19	0.11	1.04	1.97	0.53	26.07
Tb	н.о.	0.04	н.о.	0.11	0.25	0.07	3.77
Dy	н.о.	0.24	н.о.	0.57	1.33	0.35	23.56
Ho	н.о.	0.05	н.о.	0.11	0.28	0.07	4.17
Er	н.о.	0.17	н.о.	0.31	0.79	0.18	11.61
Tm	н.о.	0.02	н.о.	0.05	0.14	0.03	1.53
Yb	н.о.	0.25	н.о.	0.33	0.98	0.23	10.45
Lu	н.о.	0.04	н.о.	0.07	0.15	0.04	1.65
Hf	н.о.	0.96	н.о.	1.65	4.06	1.10	5.20
Pb	0.67	4.59	0.26	7.55	9.06	7.31	1.43
Th	н.о.	0.91	н.о.	0.98	2.55	0.53	0.44
U	н.о.	0.21	н.о.	0.30	1.35	0.22	0.40

№ Обр.	ПП-2591		ПП-3102					
	Срх	Ар	Fsp		Срх		Вт	Пм
SiO ₂	51.43	н.о.	62.15	63.99	52.82	52.24	34.08	н.о.
TiO ₂	0.35	н.о.	0.00	н.о.	н.о.	н.о.	6.89	46.99
Al ₂ O ₃	1.02	н.о.	20.39	20.10	0.55	1.32	11.71	н.о.
FeO*	10.73	0.59	0.32	0.51	9.05	8.06	16.06	43.41
MgO	13.38	0.84	н.о.	н.о.	12.95	14.59	0.50	2.65
MnO	1.11	0.51	н.о.	н.о.	1.64	0.98	18.39	1.86
CaO	18.58	51.20	2.42	2.06	20.86	20.61	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0.50	н.о.	7.60	7.78	0.69	0.58	0.80	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	3.17	3.23	н.о.	н.о.	7.73	н.о.
P ₂ O ₅	н.о.	40.88	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cl	н.о.	0.37	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	н.о.	3.69	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	97.10	98.08	96.05	97.67	98.56	98.38	96.16	94.91
Sc	338.44	6.37	3.97	3.33	276.41	173.80	10.96	102.11
Rb	10.88	3.67	25.79	43.69	0.02	0.69	92.86	0.96
Sr	16.03	271.24	488.59	297.38	20.75	13.26	27.92	5.29
Y	116.68	824.32	4.38	5.05	102.67	142.84	5.08	39.09
Zr	181.64	54.37	84.33	84.40	157.62	115.42	71.74	483.75
Nb	2.60	0.70	12.34	14.36	0.12	0.28	73.44	929.34
Ba	33.83	29.55	1787.70	1510.25	0.22	н.о.	3258.68	21.21
La	36.79	1644.01	9.82	12.15	15.82	24.61	15.05	54.92
Ce	108.56	4592.07	15.14	21.59	59.98	94.84	34.20	147.66
Pr	17.48	437.88	1.31	1.78	10.82	15.79	2.86	20.46
Nd	92.61	1630.14	4.17	5.62	55.08	79.65	8.54	70.22
Sm	27.10	320.99	0.61	1.17	18.01	26.96	2.04	15.47
Eu	4.21	65.68	1.76	1.85	4.02	4.07	0.58	1.55
Gd	34.30	262.63	0.70	1.12	21.95	27.09	1.72	13.85
Tb	4.63	39.59	0.07	0.13	3.49	4.07	0.22	1.71
Dy	29.24	203.34	0.45	0.96	22.19	26.26	1.07	9.47
Ho	5.35	34.65	0.09	0.20	4.14	4.83	0.22	1.54
Er	14.79	88.00	0.29	0.59	11.16	14.11	0.59	4.47
Tm	1.98	10.24	0.04	0.10	1.76	2.41	0.08	0.70
Yb	13.35	54.93	0.33	0.67	11.81	13.31	0.69	5.07
Lu	2.20	7.80	0.05	0.11	1.73	2.23	0.13	0.82
Hf	7.00	1.08	1.64	2.59	4.93	4.57	3.04	17.11
Pb	1.61	1.03	10.06	13.69	0.03	0.49	11.06	0.30
Th	0.42	18.20	1.13	1.29	0.01	0.09	0.87	1.41
U	0.31	5.93	0.52	0.85	0.01	0.03	0.46	0.57

Примечание: Содержания оксидов даны в мас. %. Все железо дано в виде суммарного FeO*. Содержания редких элементов даны в ppm. ПП-3066, 3064 – трахибазальты, ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3102 – Вт-трахит.

**Коэффициенты распределения редких элементов «минералов/расплав» для трахитов
вулкана Белоголовский**

№ обр.	ПП-2591			ПП-3102				
	Фсп	Срх	Ар	Фсп	Срх	Вт	Пм	Ар
Rb	0.42	0.20	0.07	0.39	0.17	1.42	0.01	0.06
Sr	2.91	0.07	1.15	2.41	0.08	0.14	0.03	1.34
Y	0.11	3.44	24.32	0.15	3.90	0.17	1.31	27.57
Zr	0.17	0.38	0.11	0.15	0.32	0.13	0.85	0.10
Nb	0.21	0.07	0.02	0.25	0.05	1.48	18.70	0.01
Ba	2.12	0.03	0.02	2.17	0.04	3.96	0.03	0.04
La	0.23	0.94	41.92	0.26	0.96	0.39	1.43	42.83
Ce	0.17	1.40	59.11	0.19	1.34	0.42	1.82	56.58
Pr	0.12	1.83	45.95	0.15	1.95	0.32	2.28	48.90
Nd	0.11	2.54	44.72	0.13	2.73	0.27	2.07	48.08
Sm	0.07	3.75	43.24	0.09	4.20	0.32	2.45	49.45
Eu	1.43	1.87	29.15	1.14	2.52	0.38	0.99	42.41
Gd	0.17	4.28	43.56	0.13	4.90	0.33	2.63	49.81
Tb	0.11	4.71	40.31	0.08	5.41	0.26	2.00	46.30
Dy	0.10	5.04	35.90	0.09	5.66	0.21	1.88	40.33
Ho	0.09	4.44	28.72	0.09	5.30	0.22	1.53	34.32
Er	0.08	4.43	26.37	0.09	4.62	0.19	1.41	27.61
Tm	0.10	4.07	21.06	0.08	3.93	0.16	1.40	20.34
Yb	0.10	4.09	16.85	0.10	3.86	0.20	1.46	15.88
Lu	0.12	4.13	14.65	0.08	3.92	0.22	1.46	13.90
Hf	0.17	0.73	0.11	0.14	0.59	0.26	1.43	0.09
Ta	0.42	0.12	0.07	0.27	0.08	1.12	18.57	0.04
Pb	0.90	0.19	0.12	0.97	0.16	1.07	0.03	0.10
Th	0.22	0.10	4.12	0.14	0.05	0.11	0.18	2.30
U	0.36	0.37	7.20	0.19	0.11	0.17	0.20	2.13

Примечание к таблице 3.4.2. ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3102 – Вт-трахит. н.о. – не определено. Коэффициенты распределения редких элементов получены с использованием результатов LA-ICP-MS анализа минералов (Таблица 3.4.1) и составов пород (Таблица 4.1.4).

Следует отметить высокие концентрации в Срх таких элементов, как Sc (174-338 ppm) и Y (89-143 ppm), в биотитах Nb (73 ppm). В апатитах, помимо REE, отмечаются также высокие концентрации Y (824 ppm), Th (18 ppm) и U (6 ppm).

В результате проведенных LA-ICP-MS исследований редкоэлементного состава породообразующих минералов трахитов Белоголовского вулканического центра рассчитаны оригинальные коэффициенты распределения редких

элементов для системы «минерал/трахит» (Таблица 3.4.2). Эти данные использованы в работе при проведении микроэлементного моделирования кристаллизационной дифференциации трахиандезит-трахит-комендитовых магм, результаты которого приведены в Главе 5.

Выводы. Проведенные минералогические исследования пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии, пород вулканогенного фундамента, и продуктов более позднего этапа вулканизма в строении вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский показывают, что минеральные парагенезисы нормально-щелочных серий вулканогенного фундамента вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский, в целом, схожи и обладают небольшими вариациями химического состава минералов.

Минеральные парагенезисы пород умеренно-щелочных серий имеют существенные отличия для различных исследованных вулканических центров. Так в трахиандезитах вулкана Большой присутствует гиперстен, наличие которого не отмечено для трахиандезитов вулканического центра Белоголовский. В трахитах вулкана Большой отмечается более протяженный эволюционный ряд составов клинопироксенов и формирование микролитов пижонита и ферропижонита на заключительном этапе кристаллизации. Амфиболы трахиандезитов вулкана Большой относятся к Са группе, в то время как амфиболы из трахиандезитов вулкана Белоголовский относятся как к Са, так и к Са-На группе. Апатиты из трахитов вулкана Большой характеризуются более высокими содержаниями F и более высокими концентрациями PЗЭ. Различия между Amph-трахитами и Vt-трахитами умеренно-щелочной серии пород вулканического центра Белоголовского выражаются в более основном составе плагиоклазов в Amph-трахитах и наличии вкрапленников К-На полевых шпатов в Vt-трахитах.

Следует отметить также развитие щелочных темноцветных минералов в трахитах, комендитовых трахитах и комендитах исследованных центров, что подтверждает отнесение этих пород к умеренно-щелочной серии.

Наличие редкоземельных силикатов, свидетельствует о различиях в условиях кристаллизации трахитовых расплавов вулканических центров.

Согласно установленным закономерностям распределения редких элементов в породообразующих минералах вулканического центра Белоголовский, в Amph-трахитах основным концентратором Ba являются K-Na полевые шпаты, в то время как для Vt-трахитов основным концентратором Ba являются биотиты. Наличие отрицательной Eu аномалии в пироксенах и рудных минералах свидетельствует об обеднении этим элементом остаточных расплавов в результате более ранней кристаллизации полевых шпатов.

Впервые для активной континентальной окраины Камчатки в K-Na щелочных трахитах вулкана Большой обнаружены минеральные парагенезисы с участием редкоземельных силикатов. Установлено, что редкоземельные силикаты (чевкиниты) формируются в условиях длительного процесса кристаллизации трахитового расплава в восстановительных условиях $\Delta \log_{10} fO_2$ от - 1.36 до -1,55 NNO, при относительно низких температурах 794-741 °С и умеренных концентрациях HF во флюиде 0.003-0.0029 моль/дм³.

По результатам LA-ICP-MS микроаналитических исследований породообразующих минералов пород умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский рассчитаны оригинальные коэффициенты распределения редких элементов для системы «минерал/расплав», которые послужили основой для микроэлементного моделирования процессов кристаллизационной дифференциации трахиандезит-трахит-комендитовых магм (см. Главу 5).

ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ БЕЛОГОЛОВСКИЙ И БОЛЬШОЙ- КЕКУКНАЙСКИЙ

В истории развития вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский этапу формирования позднеплиоцен-раннеплейстоценовой щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии предшествовало образование ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента, сложенного породами умереннокалиевой и высококалиевой серий и представленного рядом составов от базальтов до риолитов в строении эродированных стратовулканов, щитовых вулканических построек и экструзивно-дайковых комплексов. Вслед за этапом развития щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма на территории Белоголовского и Большой-Кекукнайского вулканических центров формируются щитовые лавовые постройки и шлаково-лавовые моногенные конусы ареального типа с проявлениями базальтоидных и андезитоидных магм широкого спектра составов. Среди них выделяется раннеплейстоценовый вулканогенный комплекс Белоголовского центра, сложенный лавами и экструзивно-дайковым комплексом андезибазальтов и андезитов, образование которых происходило непосредственно после завершения развития щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма. В данной работе этот комплекс рассматривается как *«рассошинский»* и включает в себя также и плейстоценовые трахибазальт-трахиандезибазальтовые лавовые толщи плейстоценовых щитовых вулканов Белоголовского центра.

В структуре вулканического центра Большой-Кекукнайский вслед за раннеплейстоценовым этапом развития щелочно-базальт-трахитового вулканизма в позднеплейстоцен-голоценовое время формируется ареальная зона Дола Геологов с проявлениями магм щелочно-базальтового типа (трахибазальты, трахиандезибазальты) и базальтоидов нормально-щелочного ряда (базальты, андезибазальты), переходных по составам к IAB. Смена вещественных типов вулканизма в развитии исследуемых центров, как показано в главах 1 и 2, связана

с этапами эволюции геодинамических режимов в развитии структуры Срединного хребта Камчатки и в островодужной системе в целом.

Целью данной главы является анализ вещественных особенностей вулканических серий пород различных геохимических типов, проявленных в истории развития исследуемых вулканических центров.

4.1 Геохимия серий пород Белоголовского вулканического центра

Вулканогенный фундамент Белоголовского центра изучен на примере эродированных лавовых толщ раннеплиоценового щитового вулкана Носичан в северо-восточном секторе района исследований (Рисунок 2.1.1), отдельных экструзивных образований территории, а также в основании собственно вулканического центра, где обнаружены фрагменты крупного эруптивного вулканического сооружения среднеплиоценового возраста.

Как показано ранее, породы вулканогенного фундамента принадлежат к умереннокалиевой и высококалиевой сериям нормальной щелочности и демонстрируют известково-щелочной тренд эволюции составов при переходе от базальтов и андезибазальтов к андезитам. Составы вулканических пород фундамента демонстрируют, в целом, их пониженную магнезиальность ($Mg\# < 0.60$) и повышенную кремнекислотность, которая выражается в Qtz-Ну-содержащем нормативном минеральном составе всего ряда пород, начиная от базальтов и андезибазальтов. На диаграмме частоты встречаемости составов пород показано, что находки базальтов в строении фундамента занимают не более 10%, тогда как андезибазальты и андезиты обнаружены более чем в 80% случаев (Рисунок 4.1.1).

Закономерности распределения петрогенных оксидов в базальтах, андезибазальтах и андезитах фундамента (вулкан Носичан) показывают относительное обогащение их Al_2O_3 и CaO, типичное для надсубдукционных серий нормального ряда щелочности, а также относительно низкие концентрации в них TiO_2 и P_2O_5 (Рисунок 4.1.2, Таблицы 4.1.1, 4.1.2). С возрастанием кремнекислотности по направлению от андезитов к риолитам в породах происходит последовательное снижение концентраций TiO_2 , FeO^* , MgO, CaO,

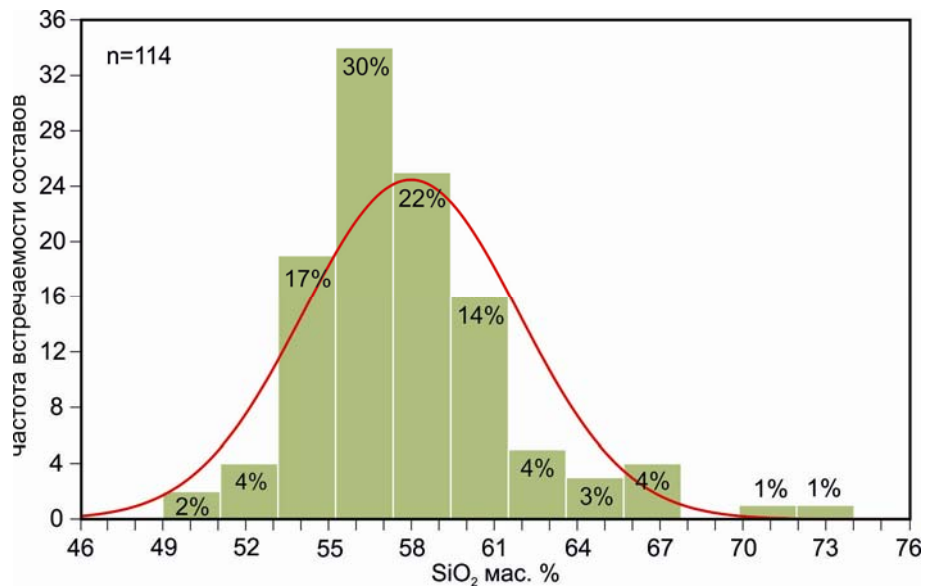


Рисунок 4.1.1. Гистограмма частоты встречаемости составов пород в строении ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента Белоголовского вулканического центра.

На диаграмме: красная линия – кривая нормального распределения составов, проценты – величины относительного распределения составов пород для интервалов в ~ 2 мас.% SiO₂. n=114 – использованное количество составов пород.

P₂O₅, слабый рост содержаний Na₂O (Рисунок 4.1.2) и отчетливый рост концентраций K₂O (Рисунок 1.5.4). Индикаторные редкоэлементные отношения (Ba/Nb=123-184, Nb/Yb=0.8-3.1, La_N/Yb_N=3-6) и положение составов пород базальт-андезитового ряда на дискриминационных диаграммах также указывают на принадлежность пород фундамента к надсубдукционному IAB типу (Рисунок 4.1.3).

Андезибазальты и андезиты фундамента, принадлежащего крупному среднеплиоценовому эруптивному центру, фрагменты которого залегают под щелочно-базальт-трахит-комендитовым лавово-экструзивным комплексом, отличаются от пород раннеплиоценового вулкана Носичан более высоким уровнем обогащения HFSE и в меньшей степени LILE компонентами (Таблица 4.1.2). Эти вещественные особенности пород отражаются и в величинах индикаторных редкоэлементных отношений (Ba/Nb=68-100, Nb/Yb=3.1-4.6, La_N/Yb_N=6-7). Андезибазальты этого комплекса имеют также заметно более высокие уровни концентраций TiO₂ и P₂O₅.

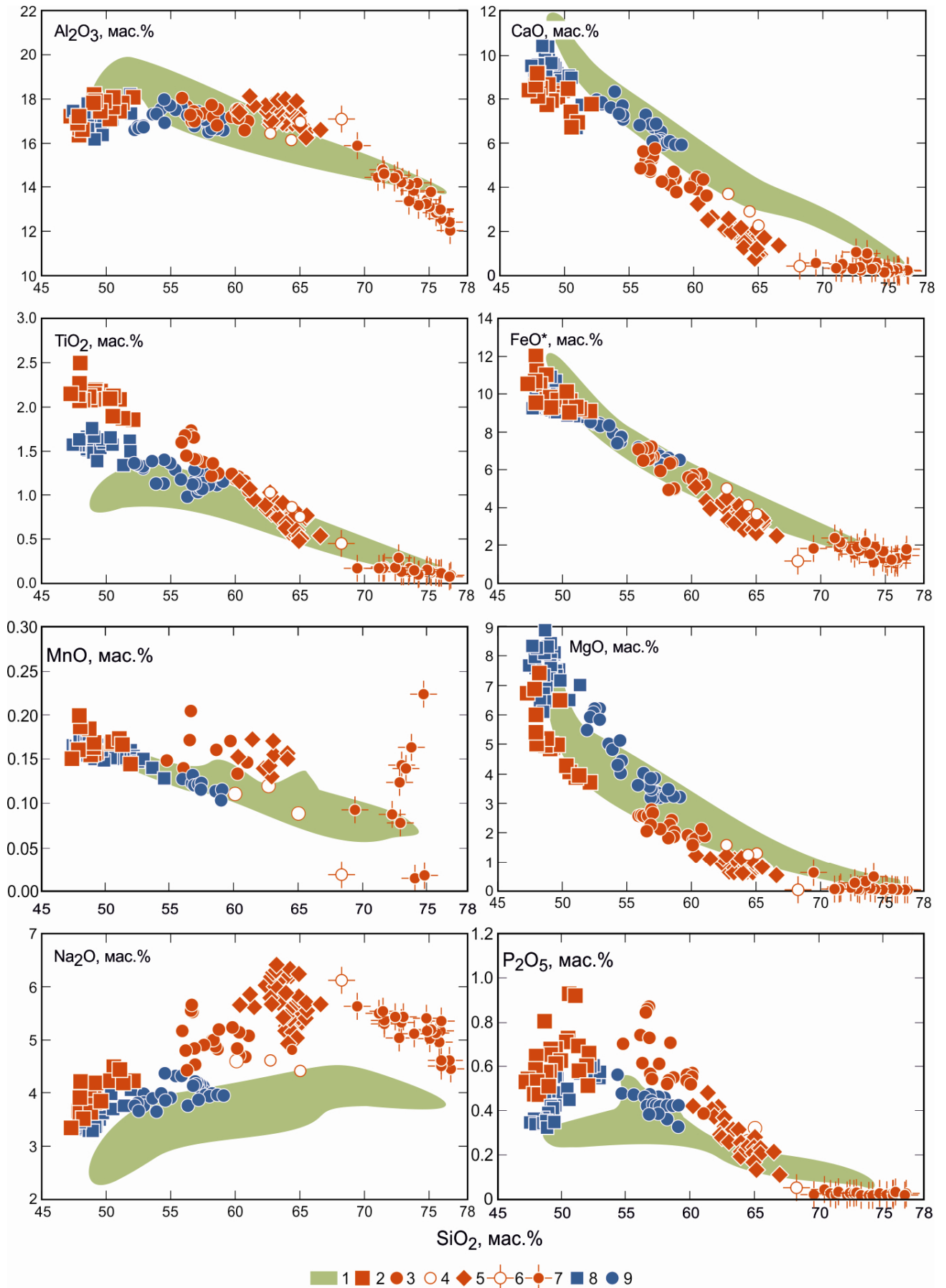


Рисунок 4.1.2. Распределение петрогенных оксидов в породах разновозрастных вулканогенных комплексов вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения см. на Рисунок 1.5.1. FeO^* - все Fe в виде FeO .

**Представительные составы пород раннеплиоценового вулкана Носичан
(фундамент вулканического центра Белоголовский)**

№ обр.	2365	2363	2356	2362	2235	2231	2353	2240	2342
N 55°	58'51.0"	58'51.0"	56'04.2"	55'43.2"	56'27.3"	56'49.5"	56'20.4"	56'49.5"	56'25.2"
E 157°	58'03.0"	58'03.0"	56'01.2"	56'15.6"	57'14.0"	57'14.2"	56'13.2"	56'40.8"	56'24.6"
Порода	Б	Б	Б	Б	АБ	АБ	АБ	А	Д
SiO₂	48.95	49.86	51.47	51.70	54.46	55.10	55.21	58.75	66.23
TiO₂	0.86	0.82	1.27	1.16	1.12	0.85	1.10	1.02	0.71
Al₂O₃	18.28	16.60	18.73	18.01	18.18	17.82	19.00	16.62	15.14
Fe₂O₃	4.35	5.04	3.91	4.50	6.15	3.77	3.28	5.11	3.27
FeO	5.38	4.31	5.03	5.03	2.33	4.13	3.95	1.98	1.44
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.11
MgO	6.09	7.12	3.79	4.87	3.60	4.26	2.71	2.47	1.61
CaO	11.77	11.62	9.49	8.64	7.85	8.11	7.87	5.01	3.66
Na₂O	2.44	2.34	3.39	3.11	3.59	3.35	3.43	3.77	3.91
K₂O	0.93	0.89	1.21	1.13	1.56	1.33	1.84	2.10	2.80
P₂O₅	0.26	0.23	0.28	0.30	0.32	0.26	0.32	0.34	0.20
LOI	0.53	0.98	0.41	1.24	0.58	0.85	0.99	2.65	0.58
Сумма	100.00	99.97	99.13	99.83	99.87	99.95	99.83	99.95	99.66
Be	1.4	1.3	0.9	0.9	1.1	0.9	1.1	1.2	1.5
Sc	42	45	25	24	21	22	18	19	12
Cr	44	173	13	21	16	46	7	11	4
Ni	33	48	7	24	14	40	7	9	6
Cu	170	125	60	59	62	98	58	34	18
Rb	16	12	11	13	20	17	24	32	47
Sr	919	716	636	638	684	643	742	542	403
Y	18	16	17	19	21	19	20	18	18
Zr	58	53	75	99	112	114	112	75	87
Nb	1.4	1.8	3.8	4.8	5.4	4.3	5.5	5.7	6.5
Cs	0.21	0.16	0.21	0.23	0.49	0.25	0.52	0.85	0.62
Ba	275	263	537	592	698	616	699	783	1000
La	7.5	7.8	8.9	10.4	13.6	13.3	13.4	14.2	17.1
Ce	18.7	18.6	20.6	23.7	29.7	29.1	29.8	31.5	34.7
Pr	2.75	2.60	2.94	3.34	4.01	3.85	3.98	4.03	4.19
Nd	12.7	11.6	13.9	15.0	17.8	16.7	17.0	17.6	17.0
Sm	3.25	2.85	3.62	3.59	4.13	3.80	3.97	3.86	3.64
Eu	1.06	0.97	1.17	1.18	1.32	1.22	1.31	1.27	1.01
Gd	3.06	2.94	3.37	3.68	4.01	3.73	3.91	3.74	3.43
Tb	0.50	0.46	0.53	0.55	0.60	0.56	0.59	0.56	0.52
Dy	3.17	2.72	3.04	3.17	3.71	3.35	3.56	3.36	3.11
Ho	0.66	0.57	0.63	0.66	0.74	0.68	0.73	0.67	0.66
Er	1.84	1.59	1.71	1.77	2.14	1.91	2.00	1.83	1.87
Tm	0.26	0.23	0.26	0.26	0.31	0.27	0.30	0.27	0.28
Yb	1.68	1.53	1.62	1.62	2.08	1.82	1.86	1.72	1.81
Lu	0.25	0.22	0.24	0.25	0.32	0.28	0.28	0.26	0.28
Hf	1.63	1.37	1.99	2.24	2.77	2.79	2.72	2.13	2.73
Ta	0.08	0.15	0.26	0.30	0.35	0.27	0.36	0.39	0.53
Pb	2.8	4.2	4.8	6.4	5.7	5.7	5.6	7.6	10.4
Th	0.70	0.89	0.90	1.17	1.53	1.62	1.70	2.13	3.54
U	0.43	0.46	0.49	0.56	0.84	0.67	0.87	0.79	1.73

Примечание к таблице 4.1.1. Сокращения наименований пород: Б – базальт, АБ – андезибазальт, А – андезит, Д – дацит. Здесь и далее содержания петрогенных оксидов приведены в мас.%, редких элементов в г/т. LOI – потери при прокаливании.

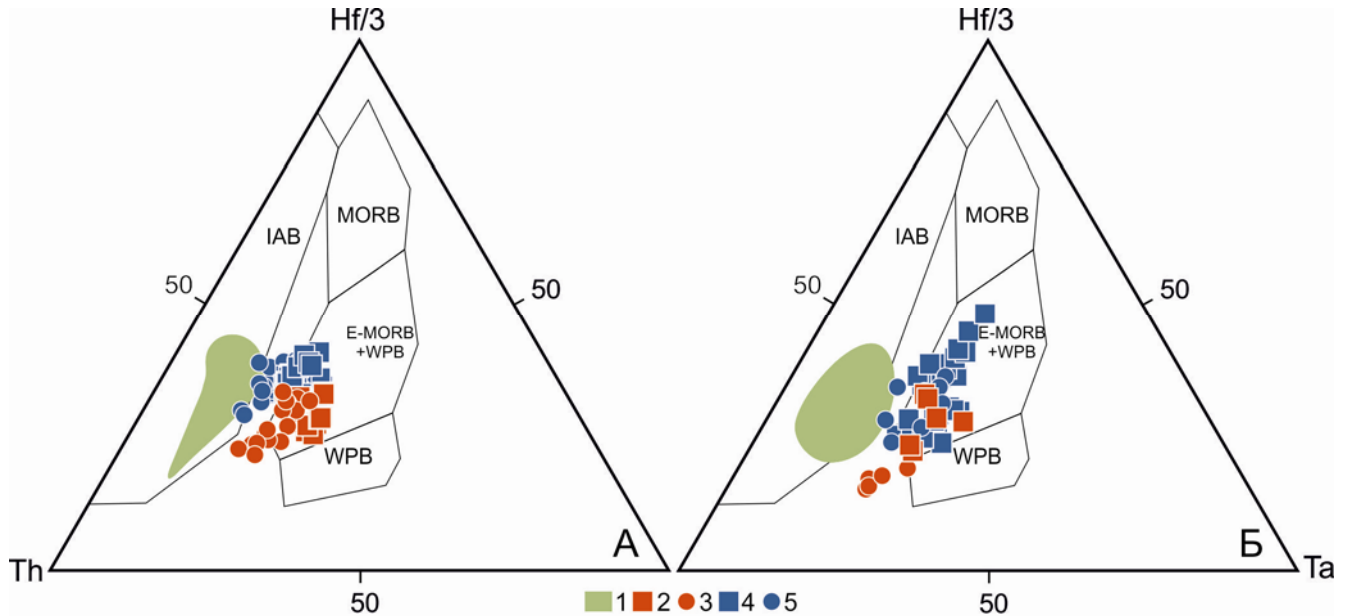


Рисунок 4.1.3. Дискриминационная диаграмма Th-Ta-Hf/3 (ppm) по [Wood et al., 1979] для пород вулканических центров Белоголовский (А) и Большой-Кекукнайский (Б).

А. 1 – поле составов базальтов и андезитов ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента, 2–3 – точки составов трахибазальтов (2), трахиандезитов и трахитов (3) умеренно-щелочной серии, 4-5 – точки составов трахибазальтов (4), трахиандезибазальтов и андезитов (5) раннеплейстоценового «рассошинского» комплекса и плейстоценовых щитовых вулканов.

Б. 1 – поле составов ВК-базальтов, ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов среднеплиоценового щитового вулкана Кекукнайский, 2-3 – точки составов трахибазальтов (2), трахиандезитов и трахитов (3) умеренно-щелочной серии вулкана Большой, 4-5 – точки составов трахибазальтов (4) и трахиандезибазальтов (5) позднеплейстоцен-голоценовой зоны ареального вулканизма Дола Геологов. Поля составов базальтоидов: MORB, E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального и обогащенного типов, соответственно; WPB – базальты внутриплитных геодинамических обстановок, IAB – базальтов островодужного геохимического типа.

Представительные составы пород среднеплиоценового (?) эруптивного вулканического центра (фундамент вулканического центра Белоголовский)

№ обр.	2566	3103	2569	3084	3080
N 55°	52'15.4"	48'11.8"	50'26.2"	47'56.0"	49'38.8"
E 157°	38'59.1"	29'17.9"	41'19.9"	37'10.5"	42'46.0"
Порода	АБ	А	А	А	А
SiO₂	56.79	58.57	59.20	60.44	62.42
TiO₂	1.11	1.17	0.89	0.85	0.81
Al₂O₃	17.39	16.41	16.95	17.42	16.03
Fe₂O₃	2.67	2.44	2.69	3.48	2.21
FeO	4.67	4.02	3.59	2.30	3.23
MnO	0.13	0.12	0.11	0.07	0.09
MgO	3.79	3.18	3.10	2.71	2.60
CaO	6.75	5.97	6.14	5.97	5.47
Na₂O	3.57	3.78	3.71	3.94	3.50
K₂O	1.76	2.14	1.72	1.31	2.10
P₂O₅	0.40	0.44	0.27	0.30	0.22
LOI	1.03	1.93	1.49	1.40	1.66
Сумма	100.05	100.17	99.86	100.18	100.35
Be	1.3	1.4	1.2	1.1	1.1
Sc	19	16	16	17	13
Cr	68	29	56	41	36
Ni	37	24	32	38	20
Cu	50	53	51	77	41
Rb	22	28	32	16	37
Sr	770	602	546	662	521
Y	23	22	20	19	19
Zr	207	210	170	148	157
Nb	10.3	11.9	8.3	5.6	6.4
Cs	0.53	0.48	0.97	0.29	1.19
Ba	814	677	660	518	637
La	21.4	22.9	17.4	17.2	16.0
Ce	48.5	49.7	38.6	37.1	34.9
Pr	6.33	6.18	5.03	4.87	4.48
Nd	27.2	25.3	20.0	20.8	18.3
Sm	5.57	5.37	4.19	4.46	3.86
Eu	1.60	1.64	1.29	1.35	1.17
Gd	5.72	4.84	3.70	4.03	3.49
Tb	0.81	0.74	0.58	0.61	0.56
Dy	4.64	4.34	3.57	3.75	3.39
Ho	0.91	0.83	0.72	0.71	0.69
Er	2.60	2.28	1.98	1.88	1.88
Tm	0.36	0.33	0.29	0.27	0.28
Yb	2.44	2.11	1.85	1.68	1.81
Lu	0.37	0.32	0.28	0.25	0.27
Hf	5.22	4.71	3.96	3.67	3.71
Ta	0.67	0.73	0.55	0.31	0.47
Pb	7.7	7.1	6.4	5.8	7.2
Th	2.01	2.49	2.46	1.35	2.94
U	0.81	0.94	1.02	0.57	1.29

Примечание к таблице 4.1.2. Сокращения наименований пород и другие примечания см. в Таблице 4.1.1.

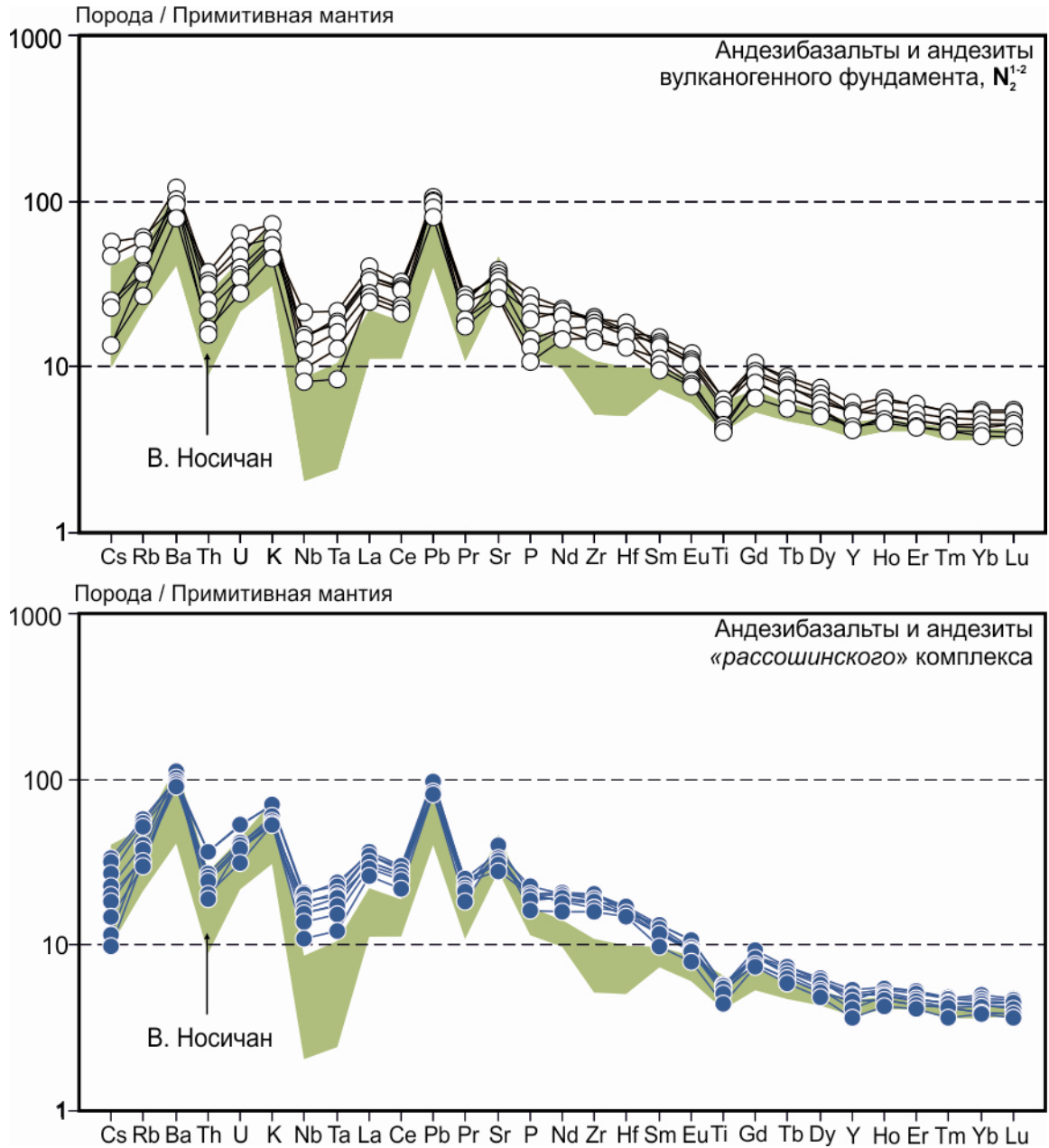


Рисунок 4.1.4. Графики распределения магматофильных элементов для базальтов и андезитов ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента и раннеплейстоценового «рассошинского» комплекса Белоголовского вулканического центра.

Содержания элементов в породах здесь и далее нормированы на примитивную мантию по [Sun, McDonough, 1989].

Представительные составы пород раннеплейстоценового «*рассошинского*» комплекса
вулканического центра Белоголовский

№ обр.	3059	3073	3075	2328	3056	3070
N 55°	49'17.8"	48'31.0"	48'42.2"	52'34.1"	49'17.8"	48'29.9"
E 157°	38'45.0"	40'54.3"	41'53.3"	51'25.5"	38'45.0"	41'28.9"
Порода	АБ	АБ	А	А	А	А
SiO ₂	56.85	57.15	58.20	58.14	59.00	59.08
TiO ₂	1.15	1.03	1.17	0.90	0.89	1.15
Al ₂ O ₃	16.76	16.99	16.62	17.01	17.11	16.56
Fe ₂ O ₃	3.59	3.23	3.03	3.22	4.33	2.88
FeO	3.77	3.95	3.95	3.05	2.15	3.95
MnO	0.12	0.12	0.12	0.11	0.10	0.12
MgO	3.84	3.85	3.47	3.69	3.21	3.22
CaO	6.78	6.85	6.06	6.75	6.43	5.91
Na ₂ O	3.50	3.87	3.99	4.02	3.67	3.95
K ₂ O	1.76	1.53	2.09	1.63	1.56	2.06
P ₂ O ₅	0.38	0.42	0.42	0.32	0.33	0.42
LOI	1.97	1.42	1.42	0.41	1.47	1.08
Сумма	100.47	100.41	100.52	99.24	100.27	100.37
Be	1.3	1.2	1.5	1.3	1.1	1.5
Sc	19	16	15	17	16	15
Cr	49	60	46	31	39	45
Ni	38	35	29	33	30	29
Cu	61	59	48	50	62	47
Rb	25	18	32	22	20	33
Sr	608	794	625	610	614	616
Y	24	18	24	20	18	22
Zr	200	178	223	177	168	214
Nb	11.6	9.1	14.8	8.4	7.6	13.7
Cs	0.49	0.31	0.73	0.21	0.18	0.68
Ba	657	678	657	586	603	668
La	21.5	18.9	23.9	18.8	18.1	23.7
Ce	47.6	41.65	52.13	40.2	38.6	50.8
Pr	6.02	5.43	6.44	5.12	4.96	6.26
Nd	24.7	23.1	25.8	21.5	20.4	25.8
Sm	5.33	4.78	5.41	4.51	4.38	5.38
Eu	1.65	1.42	1.46	1.35	1.28	1.66
Gd	4.74	4.67	4.64	3.99	3.84	4.64
Tb	0.74	0.67	0.71	0.63	0.58	0.69
Dy	4.32	3.67	4.12	3.68	3.47	4.13
Ho	0.86	0.73	0.84	0.70	0.69	0.81
Er	2.39	2.00	2.25	1.94	1.82	2.26
Tm	0.35	0.29	0.33	0.29	0.27	0.32
Yb	2.25	1.90	2.03	1.81	1.67	2.05
Lu	0.33	0.29	0.31	0.27	0.26	0.31
Hf	4.38	4.49	4.88	3.97	3.92	4.87
Ta	0.69	0.57	0.94	0.49	0.46	0.85
Pb	7.6	6.0	7.4	5.9	6.0	7.2
Th	2.11	1.62	2.97	1.78	1.52	2.91
U	0.86	0.64	1.14	0.80	0.82	1.07

Примечание к таблице 4.1.3. Сокращения наименований пород и другие примечания см. в Таблице 4.1.1.

На графиках распределения нормированных концентраций магматофильных элементов составы базальтов, андезибазальтов и андезитов вулканогенного фундамента Белоголовского центра демонстрируют типично «островодужные» геохимические характеристики (Рисунок 4.1.4). Это выражается в наличии на графиках глубоких минимумов для Nb, Ta и Ti, и максимумов для нормированных концентраций Ba, K, Pb и Sr. При этом наиболее отчетливо это наблюдается для пород вулкана Носичан, для которых, помимо указанных аномалий, на графиках наблюдаются и минимумы по Zr и Hf.

Умеренно-щелочная серия, как показано в разделе 2.3, начинает проявляться в строении вулканического центра Белоголовский в позднем плиоцене. При этом датированные трахибазальты оказались более молодыми образованиями, чем ряд трахандезитов и трахитов вулканического центра Белоголовский. Тем не менее, анализ вещественных особенностей пород умеренно-щелочной серии приводиться далее, начиная с трахибазальтов, согласно возрастанию кремнекислотности пород (Таблица 4.1.4).

После завершения формирования фундамента вулкана Белоголовский, обладающего признаками распределения магматофильных элементов характерных для пород IAB типа, в трахибазальтах наблюдается ослабление этих признаков. На графиках нормированного распределения магматофильных элементов для трахибазальтов Nb-Ta и Zr-Hf минимумы практически отсутствуют, наблюдается положительная аномалия по Pb, уменьшается отрицательная аномалия по Ti, увеличиваются концентрации РЗЭ относительно пород фундамента (Рисунок 4.1.5.). В сравнении с породами нормальной щелочности фундамента вулканического центра, составы трахибазальтов на дискриминационных диаграммах принадлежат полю пород внутриплитного (WPB) и обогащенного E-MORB типа со смещением меток в направлении поля IAB (Рисунок 4.1.3А). Индикаторные редкоэлементные отношения для трахибазальтов ($Ba/Nb=14-45$, $Nb/Yb=6.8-14.1$) также указывают на их заметное

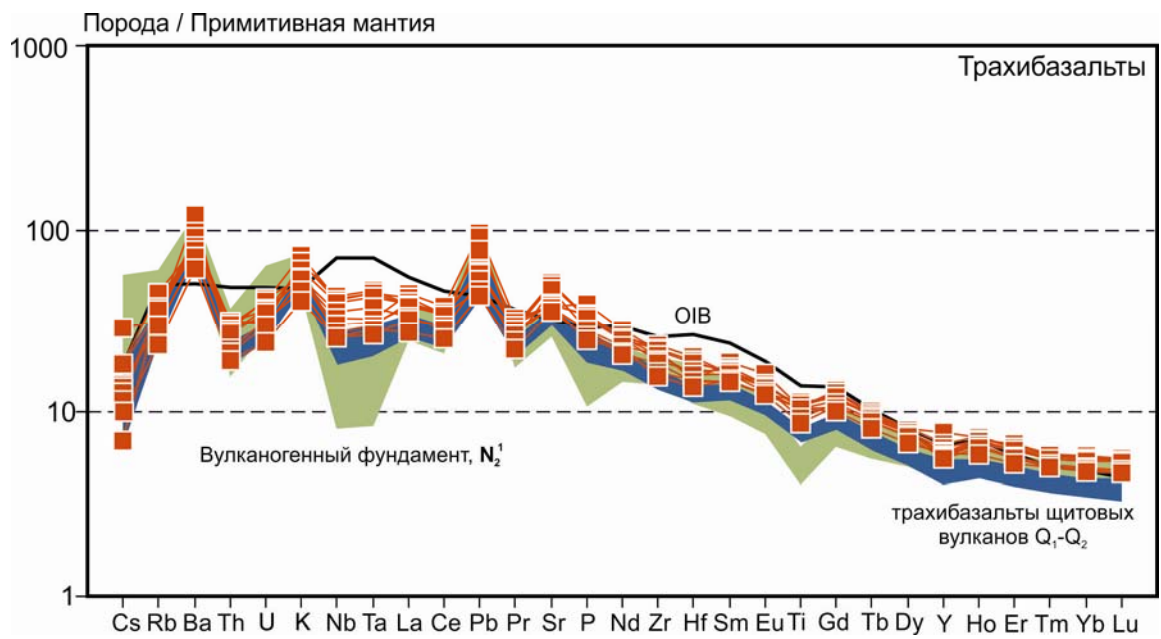


Рисунок 4.1.5. Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахибазальтов вулканического центра Белоголовский.

Здесь и далее OIB – средний состав базальтов океанических островов по [Sun, McDonough, 1989]. Поле составов трахибазальтов щитовых вулканов Q₁-Q₂ по [Перепелов, 2014].

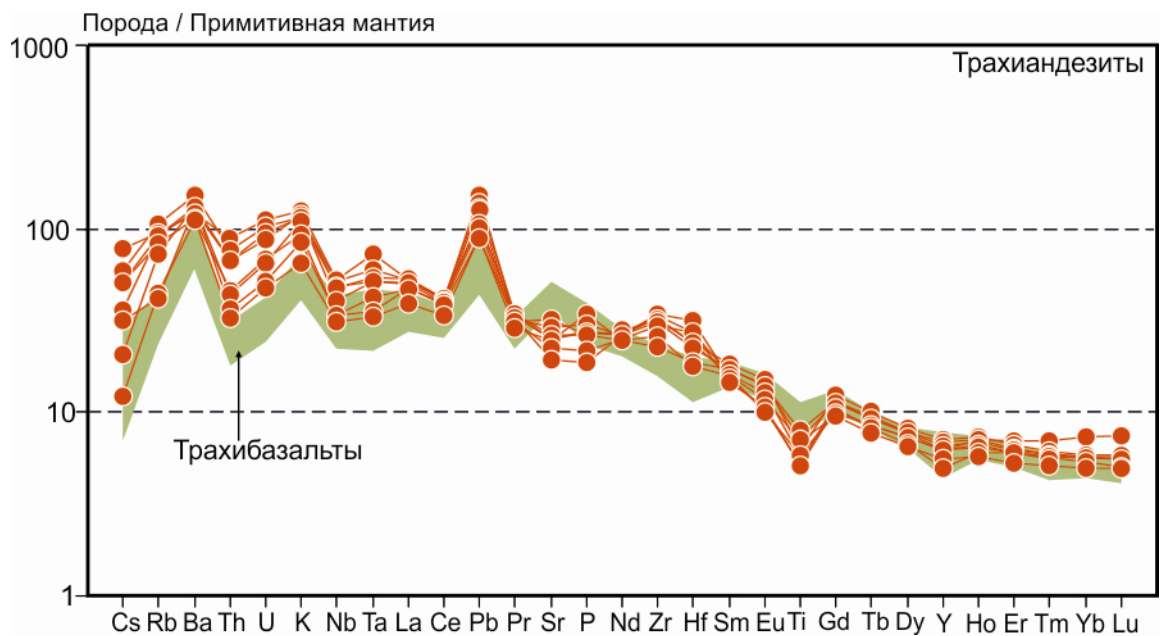


Рисунок 4.1.6. Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахиандезитов вулканического центра Белоголовский.

Представительные составы пород умеренно-щелочной серии вулкана Белоголовский

№ обр.	2331	2701	2706	3066	2500	3064	2601	2535
N 55°	52'34.0"	54'04.0"	54'04.6"	49'02.40	52'25.14	48'53.50	56'42.96	52'39.54
E 157°	50'36.0"	51'30.0"	51'48.5"	38'47.00	50'15.96	38'41.20	34'54.66	50'06.96
Порода	Трахибазальты							
SiO₂	47.84	47.92	47.99	48.77	49.04	49.59	50.31	50.52
TiO₂	2.14	2.27	2.50	2.07	2.08	2.18	2.09	1.90
Al₂O₃	16.88	16.35	16.68	17.62	17.81	17.44	17.09	17.61
Fe₂O₃	5.36	4.80	8.21	8.70	3.80	4.41	5.75	4.71
FeO	5.93	7.72	3.95	2.00	6.47	5.75	5.03	4.85
MnO	0.16	0.20	0.19	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17
MgO	6.87	6.00	5.00	5.19	4.83	4.98	4.27	5.34
CaO	8.60	9.16	8.11	8.65	7.89	8.27	8.44	7.39
Na₂O	3.66	3.91	4.22	3.63	4.03	3.85	4.22	4.44
K₂O	1.54	1.17	1.84	1.58	1.72	1.88	1.51	1.93
P₂O₅	0.47	0.53	0.65	0.57	0.58	0.68	0.71	0.72
LOI	0.53	0.23	0.53	1.32	1.66	1.59	0.17	0.40
Сумма	99.98	100.25	99.85	100.26	100.09	100.76	99.75	99.97
Li			11		9		10	
Be	2.0	1.3	2.1	1.7	1.9	2.2	1.7	2.5
Sc	22	28	26	23	23	25	26	35
Cr	14	184	38	20	16	48	28	120
Ni	21	91	31	40	19	36	21	61
Cu	52	64	40	64	40	74	48	74
Rb	24	20	26	21	27	25	22	47
Sr	864	715	736	938	740	841	765	678
Y	21	37	31	26	26	30	29	25
Zr	189	208	244	192	218	248	212	254
Nb	23.5	21.2	30.5	23.4	26.0	31.1	19.7	30.3
Cs	0.28	0.24	0.33	0.38	0.38	0.22	0.14	0.54
Ba	396	424	453	503	533	534	522	617
La	23.9	21.8	27.3	21.7	25.3	26.6	24.6	30.1
Ce	53.3	51.5	61.0	47.4	57.1	58.2	57.2	66.0
Pr	6.59	7.07	7.87	6.18	7.21	7.37	7.64	8.24
Nd	25.9	30.3	33.1	25.9	28.7	30.5	31.9	34.1
Sm	5.58	6.98	7.17	5.98	6.51	7.21	7.15	6.83
Eu	1.79	2.22	2.21	1.91	1.99	2.26	2.19	2.06
Gd	5.28	6.27	6.48	5.46	5.76	6.59	6.28	5.63
Tb	0.82	1.02	1.00	0.80	0.87	1.02	0.98	0.88
Dy	4.65	6.09	5.78	4.58	5.02	5.68	5.60	5.16
Ho	0.87	1.26	1.16	0.88	0.98	1.11	1.10	1.00
Er	2.15	3.22	2.97	2.30	2.50	2.89	2.77	2.59
Tm	0.30	0.45	0.41	0.34	0.35	0.41	0.39	0.37
Yb	1.87	2.68	2.57	2.10	2.18	2.60	2.48	2.33
Lu	0.29	0.40	0.39	0.32	0.32	0.39	0.37	0.35
Hf	4.52	4.15	5.03	4.15	4.51	5.27	4.58	5.05
Ta	1.31	1.26	1.84	1.37	1.56	1.80	1.12	1.64
Pb	3.2	4.7	3.7	3.7	3.3	4.7	4.2	4.3
Th	2.26	1.55	2.55	2.24	2.49	2.60	2.16	2.77
U	0.62	0.55	0.79	0.83	0.71	0.70	0.73	0.94

№ обр.	3069	2572.1	3099	3095	3079	2591	3062
N 55°	50'15.54	48'21.10	48'22.30	47'05.00	49'34.00	51'33.7"	49'11.10
E 157°	41'13.32	41'36.00	29'12.80	31'23.50	42'33.30	42'48.4"	38'51.90
порода	Трахиандезиты				Трахиты		
SiO₂	54.76	56.27	56.63	58.63	60.33	62.33	64.43
TiO₂	1.61	1.44	1.73	1.23	1.15	0.88	0.79
Al₂O₃	17.21	17.64	17.00	16.78	17.41	17.72	16.89
Fe₂O₃	3.85	4.67	3.19	3.61	3.68	4.51	2.73
FeO	4.49	2.33	3.95	1.80	1.80	0.29	0.93
MnO	0.15	0.14	0.20	0.16	0.15	0.14	0.13
MgO	3.40	2.59	2.57	1.88	1.24	0.98	0.71
CaO	6.97	5.27	4.79	4.37	3.23	2.10	1.89
Na₂O	4.51	4.43	5.66	4.82	5.66	6.03	5.65
K₂O	1.86	2.42	2.81	3.19	4.02	4.34	4.66
P₂O₅	0.70	0.61	0.87	0.54	0.44	0.29	0.22
LOI	0.99	2.29	0.83	3.09	0.85	0.46	0.93
Сумма	100.50	100.10	100.23	100.10	99.96	100.07	99.95
Li		12			32	13	21
Be	0.9	1.8	2.0	2.7	3.9	2.5	4.8
Sc	29	16	12	11	9	11	8
Cr	215	1	3	1	2	1	1
Ni	87	1	2	2	3	2	2
Cu	77	6	8	8	11	3	4
Rb	27	25	35	44	62	53	82
Sr	491	578	649	530	447	236	255
Y	30	28	39	31	50	34	36
Zr	238	324	357	336	463	483	525
Nb	20.4	22.2	40.7	31.8	52.6	37.5	50.0
Cs	0.26	0.66	0.09	0.44	2.49	0.69	0.81
Ba	730	885	911	878	1135	1351	979
La	25.3	30.8	35.4	32.9	53.2	39.2	40.3
Ce	56.7	64.3	78.2	69.9	109.5	77.7	80.3
Pr	7.31	8.22	10.18	8.73	12.52	9.53	9.37
Nd	30.9	33.3	42.7	34.9	47.9	36.5	34.9
Sm	7.04	6.95	9.38	7.53	9.22	7.23	6.83
Eu	2.16	2.17	2.80	2.32	2.15	2.25	1.63
Gd	6.28	6.19	8.12	6.79	7.81	6.03	5.72
Tb	0.95	0.91	1.22	1.00	1.20	0.98	0.92
Dy	5.32	5.28	7.15	5.58	7.71	5.66	5.66
Ho	1.06	1.03	1.40	1.09	1.67	1.21	1.24
Er	2.78	2.72	3.60	2.92	4.75	3.34	3.56
Tm	0.40	0.40	0.53	0.42	0.66	0.49	0.56
Yb	2.55	2.51	3.20	2.58	4.13	3.26	3.71
Lu	0.37	0.38	0.49	0.40	0.62	0.53	0.60
Hf	5.31	6.34	8.77	6.81	9.55	9.59	11.16
Ta	1.24	1.32	2.37	1.92	2.36	2.03	3.03
Pb	6.4	6.3	7.6	9.7	17.3	8.3	13.7
Th	2.58	2.90	3.91	3.47	5.01	4.42	7.76
U	0.97	1.04	0.44	1.31	2.23	0.82	2.77

№ обр.	3102	3068	2588	2570	3060	2585	3109
N 55°	48°47.30	48°47.70		50°26.16	49°11.10	50°19.26	47°55.50
E 157°	28°38.40	39°05.00		41°19.86	38°51.90	40°11.82	32°06.90
порода	Трахиты		ТД	КТ	Комендиты		
SiO ₂	65.47	65.53	65.04	68.25	73.00	74.14	74.85
TiO ₂	0.75	0.77	0.75	0.45	0.13	0.10	0.16
Al ₂ O ₃	16.25	16.54	16.94	17.07	14.26	14.18	13.42
Fe ₂ O ₃	2.97	3.21	2.49	0.76	1.54	1.01	1.65
FeO	0.50	0.47	1.44	0.50	0.29	0.22	0.22
MnO	0.13	0.11	0.09	0.02	0.08	0.01	0.02
MgO	0.82	0.82	1.29	0.05	0.05	0.49	0.05
CaO	1.73	1.75	2.26	0.41	0.21	0.31	0.09
Na ₂ O	5.69	5.55	4.41	6.12	5.43	5.02	5.16
K ₂ O	4.56	4.86	4.36	5.64	4.72	4.67	4.49
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.28	0.05	0.02	0.02	0.03
LOI	0.77	0.35	0.68	0.66	0.40	0.85	0.57
Сумма	99.86	100.16	100.03	99.97	100.13	100.92	100.70
Li			21	11		6	
Be	4.0	4.1	3.8	3.3	6.8	7.6	6.2
Sc	13	13	7	7	6	2	15
Cr			10	3	4	4	
Ni			2	2	2	2	
Cu	4	9	11	3	5	3	6
Rb	65	68	83	82	126	149	104
Sr	202	205	288	33	8	3	11
Y	30	29	25	28	40	38	36
Zr	570	587	400	571	469	274	412
Nb	49.7	49.5	40	52.6	87.2	87.3	82.8
Cs			1.09	0.55	0.95	2.69	0.19
Ba	823	928	712	335	13	10	29
La	38.4	32.9	34.1	41.1	65.0	46.3	27.0
Ce	81.2	71.2	65.2	74.8	122.7	88.5	67.3
Pr	8.96	8.13	7.84	8.07	12.87	9.75	5.91
Nd	33.9	31.3	27.6	28.3	44.2	34.4	19.3
Sm	6.32	6.12	5.40	5.36	7.83	7.44	4.04
Eu	1.55	1.44	1.41	0.85	0.13	0.04	0.26
Gd	5.27	5.20	4.64	4.22	6.49	6.27	3.74
Tb	0.85	0.86	0.72	0.73	1.08	1.03	0.79
Dy	5.04	5.15	4.27	4.75	6.82	6.55	5.59
Ho	1.01	1.03	0.88	1.00	1.36	1.36	1.17
Er	3.19	3.18	2.58	2.97	4.43	4.00	3.99
Tm	0.50	0.50	0.41	0.52	0.69	0.66	0.67
Yb	3.46	3.42	2.86	3.64	4.78	4.51	4.77
Lu	0.56	0.54	0.45	0.61	0.70	0.74	0.74
Hf	11.93	12.12	9.13	12.66	12.75	10.22	11.86
Ta	3.11	3.07	1.91	3.25	5.67	6.12	5.32
Pb	10.3	9.4	12.67	10.9	14.1	16.6	9.0
Th	7.92	7.98	9.12	7.23	13.64	15.36	10.30
U	2.78	2.70	3.10	2.54	3.86	4.66	3.72

Примечание к таблице 4.1.4. Сокращения наименований пород: ТА – трахиандезит, ТД – трахидацит.

обогащение HFSE компонентами в сравнении с породами «островодужного» геохимического типа.

Далее с ростом кремнекислотности пород в трахиандезитах наблюдается рост концентраций Rb, Th, U, Zr, Hf, Nb и Ta (Рисунок 4.1.6). В то же время в них снижаются содержания Sr, P и Ti. Эти признаки могут свидетельствовать о проявлении процессов дифференциации расплавов или о самостоятельной природе умеренно-щелочных андезитоидных расплавов Белоголовского центра.

Если обеднение Sr и P может быть связано с началом массовой кристаллизации апатита, то снижение концентраций Ti на фоне роста содержаний Nb и Ta не позволяет предполагать фракционирование Fe-Ti рудных минералов, обычно участвующих в процессе дифференциации и концентрирующих HFSE элементы. Также отметим, что величины индикаторных редкоэлементных отношений в трахиандезитах в сравнении с трахибазальтами не изменяются ($Ba/Nb=18-40$, $Nb/Yb=8.0-13.6$), несмотря на возрастание концентраций в них HFSE компонентов.

Как уже отмечалось в Главе 3 и показано на графиках распределения магматофильных элементов, трахиты делятся на две группы – Amph-трахиты (Рисунок 4.1.7) и Vt-трахиты (Рисунок 4.1.8), и различаются по особенностям вещественного состава. В общем виде трахиты на графиках демонстрируют близкий характер распределения элементов. В сравнении с трахиандезитами видно, что они еще значительно обеднены Sr, P и Ti, и обогащены Zr, Hf и HREE. Однако, нужно заметить, что Amph-трахиты обладают более высокими концентрациями Rb и значительно более высокими концентрациями Ba (1100-1600 ppm), в то время как в Vt-трахитах содержания Ba заметно меньшие (600-1000 ppm). Как уже отмечалось в Разделе 3.4, минералами-концентраторами Ba в трахитах являются анортоклазы для Amph-трахитов и биотиты для Vt-трахитов. Еще одним отличием служат более высокие концентрации Th, U, Nb и Ta в Vt-трахитах.

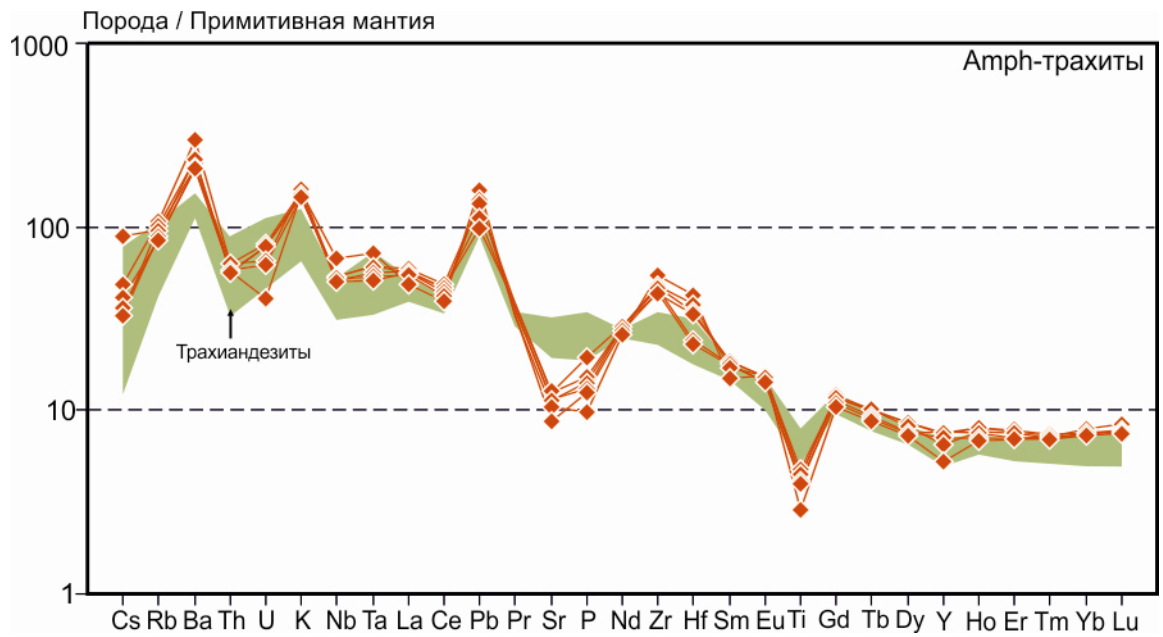


Рисунок 4.1.6. Диаграмма распределения магматофильных элементов для Amph-трахитов вулканического центра Белоголовский.

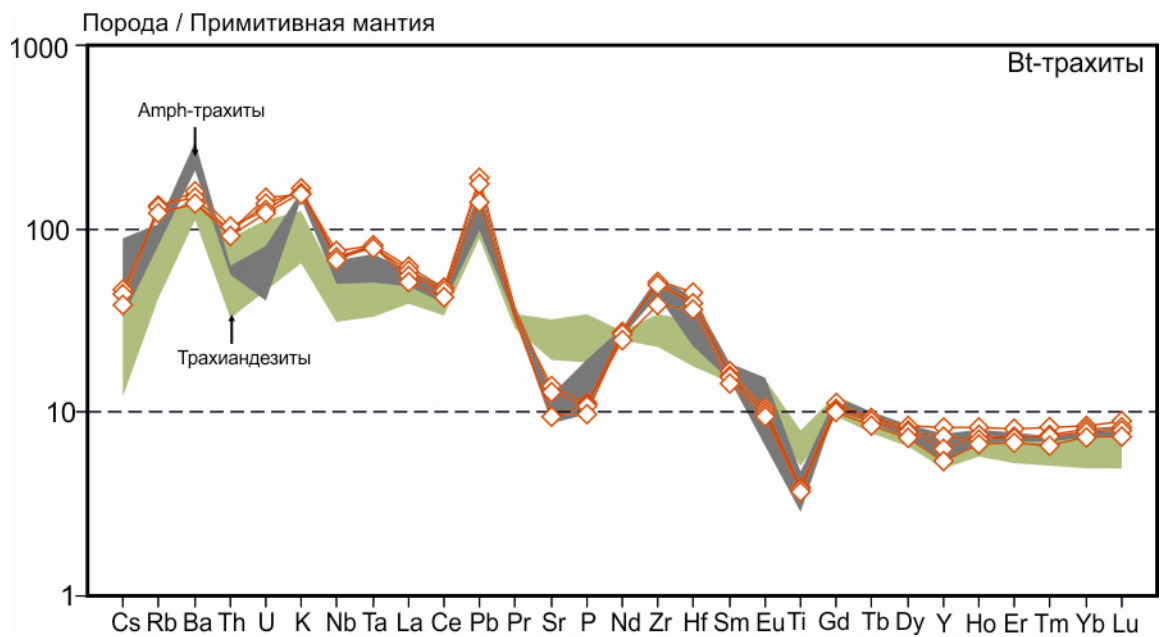


Рисунок 4.1.8. Диаграмма распределения магматофильных элементов для Vt-трахитов вулканического центра Белоголовский.

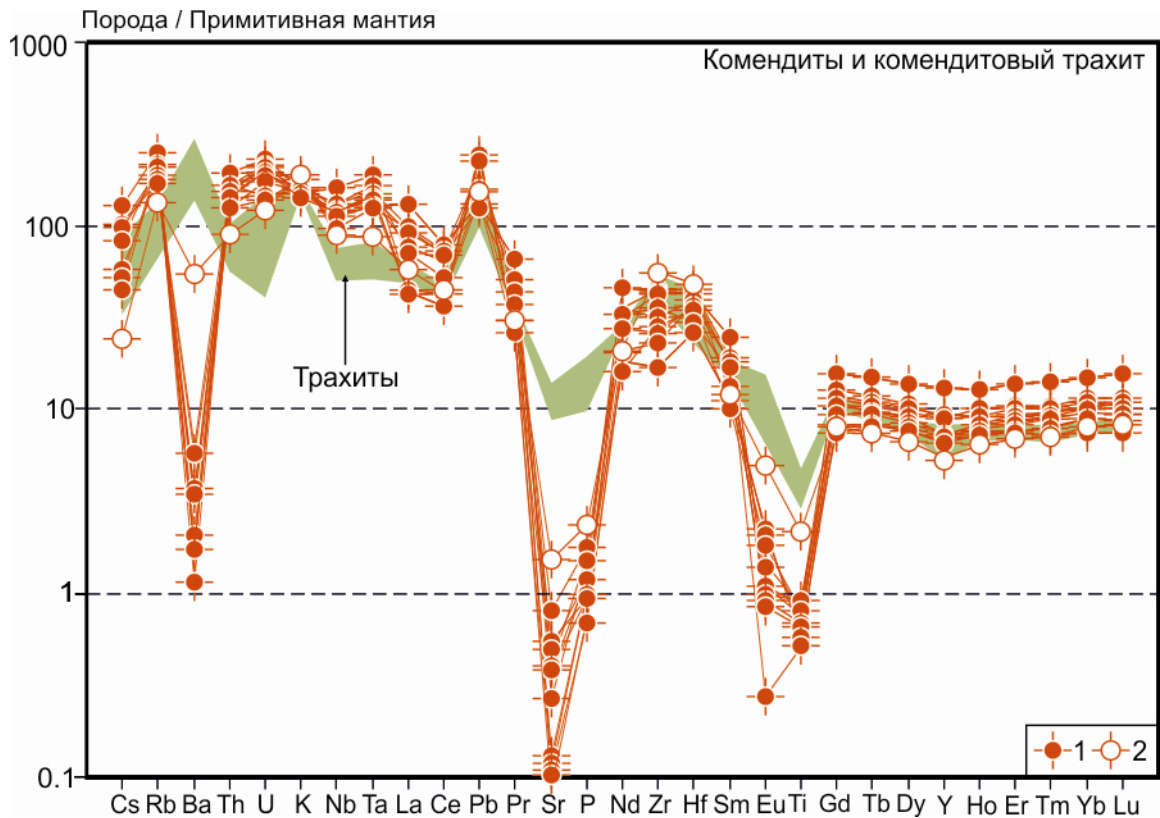


Рисунок 4.1.9. Диаграмма распределения магматофильных элементов для комендитовых трахитов и комендитов вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – комендиты, 2 – комендитовый трахит

Для комендитов умерено-щелочной серии вулканического центра Белоголовский наблюдается их резкое обеднение Sr, P, Ba и Eu, а также значительное обогащение этих пород Th, U и HFSE относительно трахитов (Рисунок 4.1.9). Суммарные содержания РЗЭ в комендитах достигают наибольших величин среди других пород серии. Следует отметить, что на диаграмме (Рисунок 4.1.9) также приведены данные по распределению магматофильных элементов для комендитового трахита. В сравнении с комендитами эти породы обладают более высокими концентрациями Ba, K, Sr, P, Zr, Hf, Eu и Ti на фоне относительно пониженных концентраций РЗЭ, Th, U, Nb и Ta. В целом, не смотря на различия, общий характер распределения редких элементов комендитового трахита близок к комендитами.

Распределение сидерофильных элементов в породах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии показывает обычное для всех дифференцированных серий снижение их концентраций от трахибазальтов к комендитами (Рисунок

4.1.10). В сравнении с породами ранне-среднеплиоценового вулканогенного фундамента Белоголовского центра, имеющими «островодужные» геохимические характеристики, большинство трахибазальтов и трахиандезитов умеренно-щелочной серии отличаются от них более высокими концентрациями Ni и Cr и близкими V и Co. Сходным с ними обогащением Ni и Cr отличаются и породы *рассошинского* комплекса, а также породы эруптивно-дайкивой вулканической постройки фундамента, формирование которой предвляло развитие ЩБТК серии.

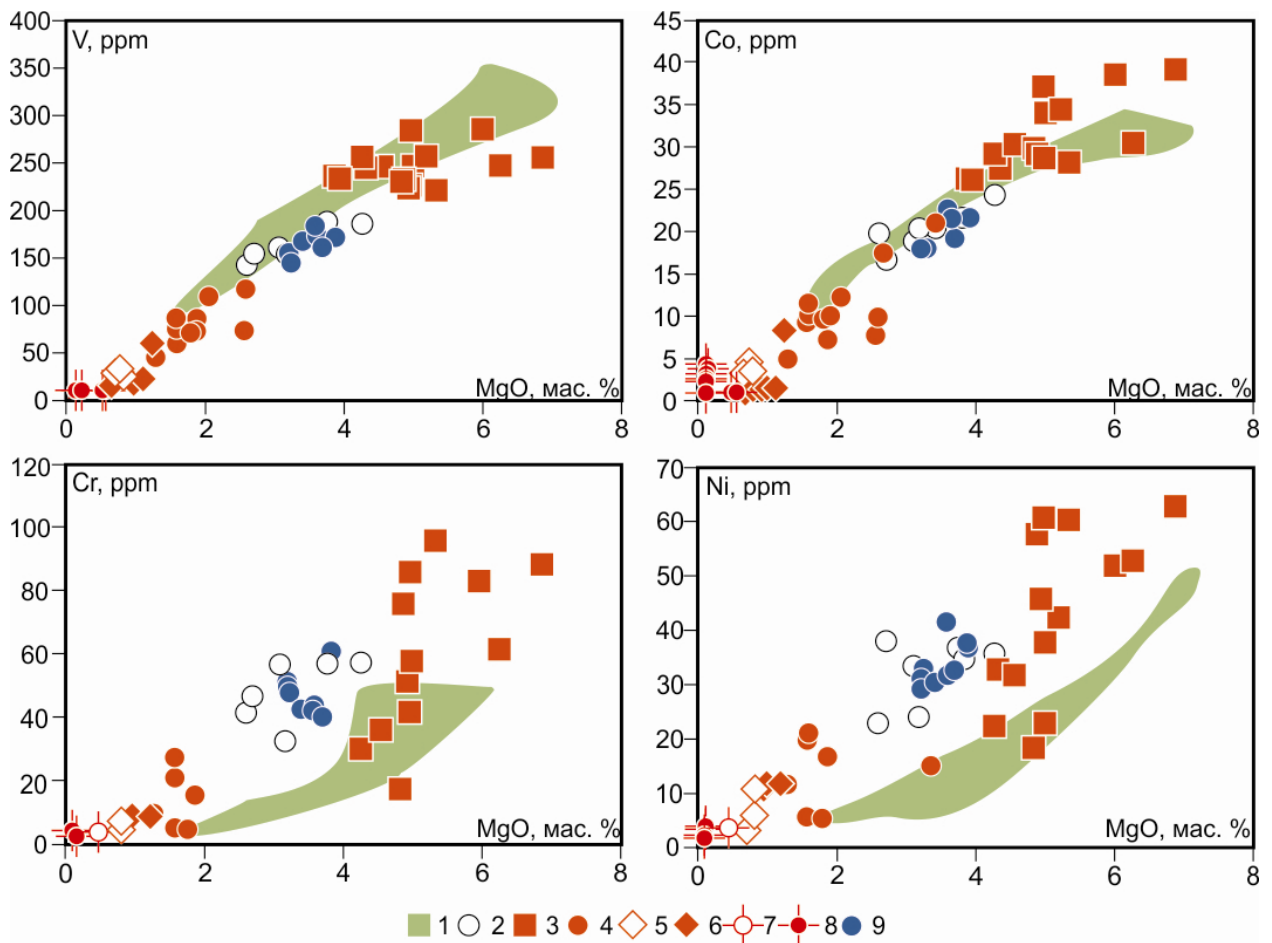


Рисунок 4.1.10. Диаграммы распределения MgO и сидерофильных элементов в породах вулканического центра Белоголовский и его вулканогенного фундамента.

Условные обозначения: 1 – поле составов базальтов, андезитов, дацитов и риолитов раннеплиоценового вулкана Носичан, 2 – составы андезибазальтов и андезитов среднеплиоценового вулканогенного фундамента вулканического центра Белоголовский, 3-8 – породы умеренно-щелочной серии (3 - трахибазальты, 4 – трахиандезиты, 5 – Вт-трахиты, 6 – Аtrph-трахиты, 7 – комендитовые трахиты, 8 – комендиты); 9 – андезибазальты и андезиты раннеплейстоценовых лавовых толщ *рассошинского* комплекса.

Важной геохимической характеристикой пород умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский является их отчетливое обогащение высокочargedными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) в сравнении с «островодужными» породами фундамента. При этом, несмотря на общую тенденцию к возрастанию содержаний HFSE элементов в породах умеренно-щелочной серии в направлении от трахибазальтов к комендитам, отмечается несколько закономерностей (Рисунок 4.1.11). Значения индикаторного Nb/Ta отношения для всех пород серии заключены в интервале 14-18. Такие значения характерны для умеренно-щелочных пород внутриплитных геодинамических обстановок. Небольшое возрастание концентраций Ta относительно Nb наблюдается только для наиболее кремнекислых пород серии – комендитов (Nb/Ta=13-16). На диаграмме Zr-Hf (Рисунок 4.1.11) для комендитов обнаруживается замедление роста концентраций Zr, что связывается с возможным увеличением роли циркона в дифференциации кислых расплавов.

На диаграммах Zr-Ba и Th-U наблюдаются отчетливое разделение составов Amph-трахитов и Vt-трахитов. Последние заметно обогащены Th и U, но обеднены Ba. Это может быть связано с участием в фракционировании в процессе кристаллизационной дифференциации трахитовых магм в одном случае относительно больших объемов апатита, а в другом полевых шпатов. Следует отметить, что комендитовый трахит продолжает тренд эволюции редкоэлементных составов Amph-трахитов. Диаграмма Sc/Y показывает, что трахибазальты наиболее обогащены Y относительно остальных пород умеренно-щелочной серии вулканогенного фундамента и *рассошинского* комплекса (Рисунок 4.1.11). Породы островодужного вулкана Носичан, демонстрируют обеднение HFSE элементами относительно пород умеренно-щелочной серии, что говорит о высокой роли флюида в магмообразовании, тогда как при образовании расплавов щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии роль флюида была, вероятно, существенно ниже.

Поведение LILE элементов в ходе эволюции серии отражает, в целом, направление процессов дифференциации умеренно-щелочных расплавов и смену

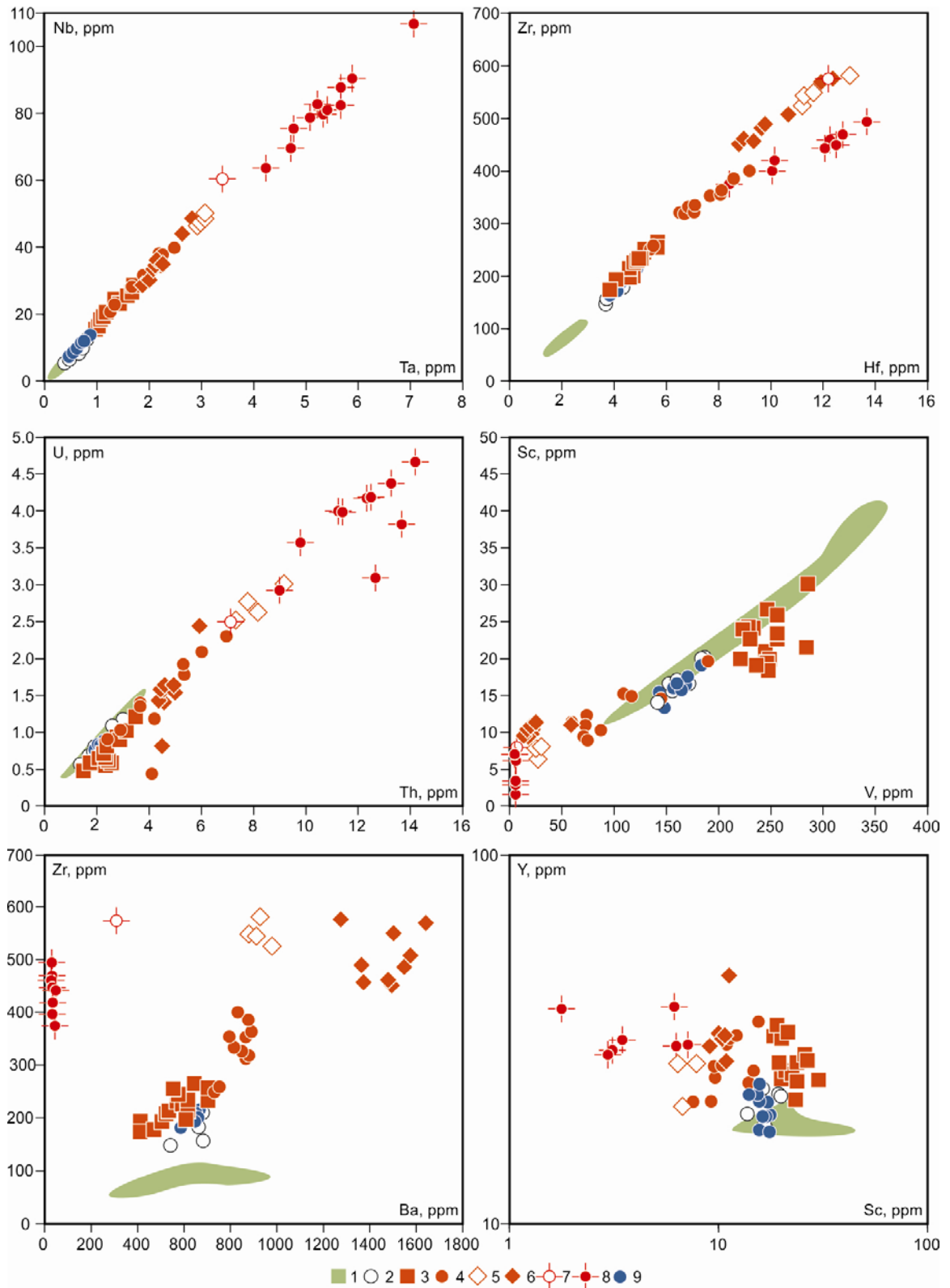


Рисунок 4.1.11. Группа диаграмм отношений Nb-Ta, Zr-Hf, U-Th, Sc-V, Zr-Ba, Y-Sc для пород вулканического массива Белоголовский.

Условные обозначения: 1 - поле составов пород в. Носичан, 2 – вулканогенный фундамент в. Белоголовский (N_2^{1-2}), 3 – трахибазальты, 4 – трахиандезиты, 5 – Вт-трахиты, 6 – Amph-трахиты, 7 – комендитовые трахиты, 8 – комендиты, 9 – *рассошинский* комплекс. Для графика Y/Sc приведена логарифмическая шкала.

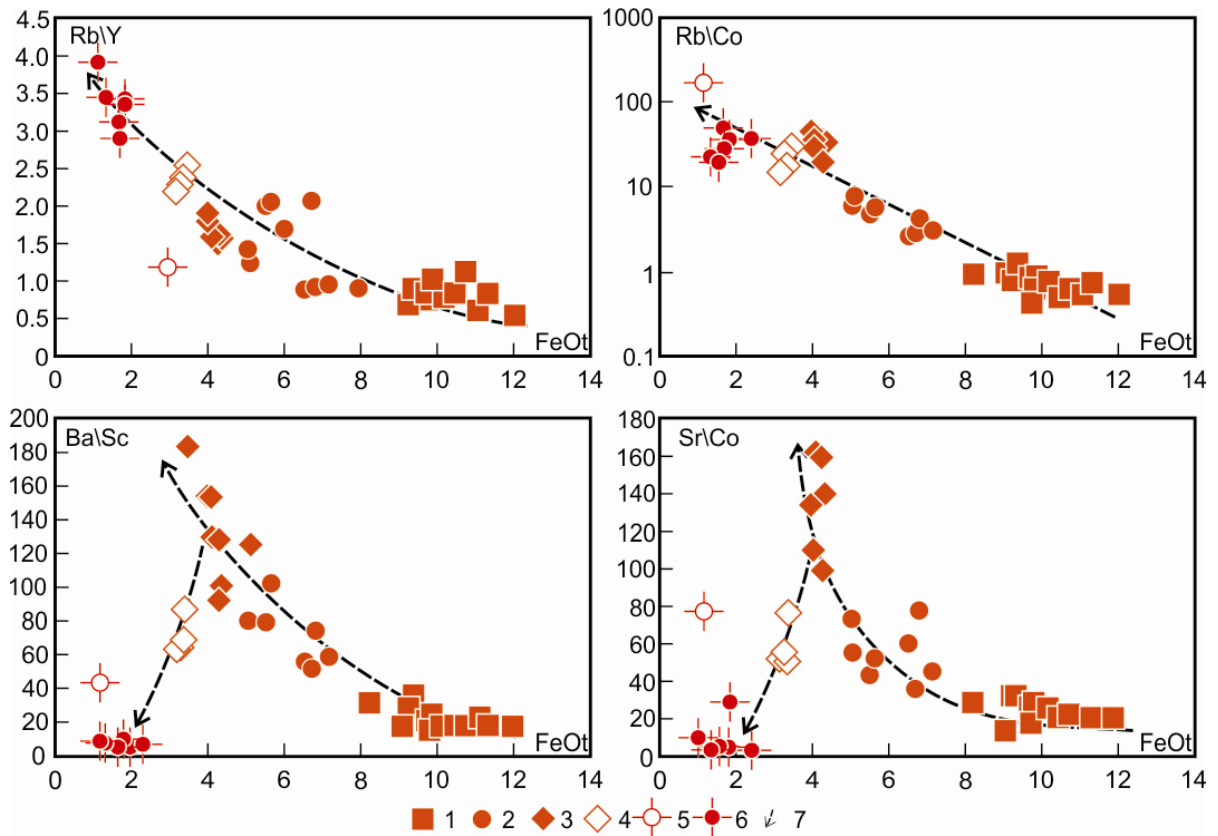


Рисунок 4.1.12. Диаграммы распределения FeOt и отношений некогерентных и когерентных элементов Rb/Y, Rb/Co, Ba/Sc, Sr/Co для пород вулканического центра Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – трахибазальты, 2 – трахиандезиты, 3- Amph-трахиты, 4 – Вт-трахиты, 5 – комендитовый трахит, 6 - комендит, 7 – эволюция серии.

типов минеральных парагенезисов с появлением минералов-концентраторов тех или иных элементов. Вместе с тем разрывы рядов составов пород серии на уровне петрогенных и редких элементов могут свидетельствовать о существовании нескольких исходных магм, в данном случае трахибазальтовых и трахиандезит-трахитовых.

Из анализа данных о распределении магматофильных и сидерофильных элементов можно сделать вывод о том, что пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии имеют признаки носящие «переходный» характер между породами «внутриплитного» и «островодужного» геохимических типов. Наиболее ярко это можно продемонстрировать с использованием диаграммы Ba/Zr-Nb/Zr (Рисунок 4.1.13А), которая показывает роль в образовании расплавов различных процессов, ответственных за накопление LILE или HFSE компонентов.

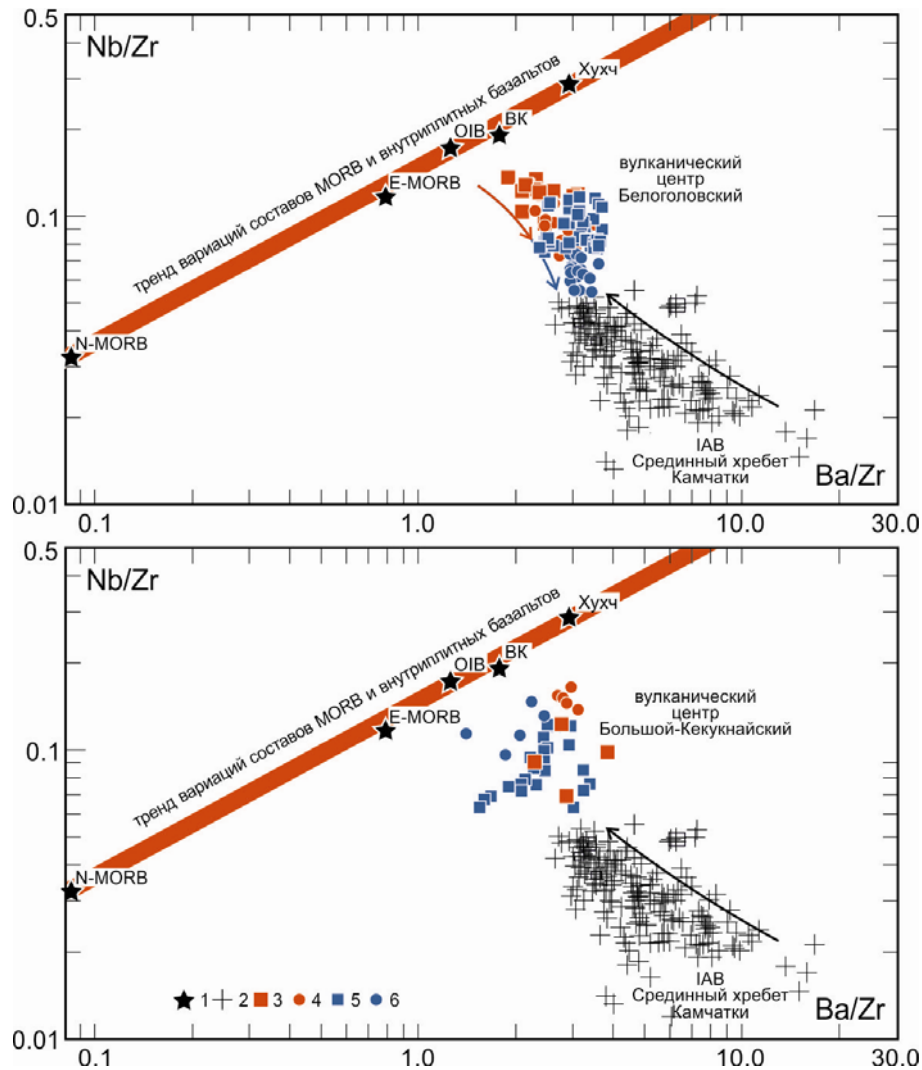


Рисунок 4.1.13. Диаграмма Nb/Zr – Ba/Zr для пород вулканического центра Белоголовский и его вулканогенного фундамента.

Условные обозначения. 1 – метки составов базальтов нормального (N-MORB) и обогащенного (E-MORB) типов Срединно-океанических хребтов и OIB – океанических островов по [Sun, McDonough, 1989]; BK – средний состав щелочных базальтов Восточной Камчатки [Волынец и др., 1990, 1995]; Хухч – средний состав базанитов горы Хухч (Западная Камчатка) [Перепелов, 2014]; 2 – составы базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа вулканического пояса Срединного хребта Камчатки [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014], включая составы пород вулканогенного фундамента вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский. А. 3-4 – составы пород умеренно-щелочной серии вулканического центра Белоголовский: трахибазальты (3) и трахиандезиты (4); 5-6 – составы пород раннеплейстоценового «рассошинского» вулканогенного комплекса и плейстоценовых щитовых вулканов: трахибазальты (5), трахиандезибазальты (6); Б. 3-4 – составы пород умеренно-щелочной серии вулкана Большой: трахибазальты (3) и трахиандезиты (4); 5-6 – составы пород ареальной зоны Дола Геологов: трахибазальты и базальты (5), трахиандезибазальты и андезибазальты (6).

Так составы пород умеренно-щелочной серии вулкана Белоголовский на диаграмме располагаются между трендом составов базальтоидов океанических хребтов и островов и полем пород надсубдукционного происхождения вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. При этом на уровне андезитовидных составов умеренно-щелочной серии наблюдается их смещение к полю островодужных пород (Рисунок 4.1.13).

4.2 Геохимия пород вулканического центра Большой-Кекукнайский

Согласно выполненным геологическим исследованиям и классификации вулканических пород центра Большой-Кекукнайский, эволюция вулканизма в этой структуре происходит, начиная со среднего плиоцена, с формирования дифференцированной высококалиевой серии пород нормальной щелочности щитового вулкана Кекукнайский и продолжается вплоть до голоцена. В целом, также как и в структуре вулканического центра Белоголовский, в позднем плиоцене вулканизм надсубдукционного геохимического типа после перерыва длительностью до 1 млн. лет сменяется проявлениями умеренно-щелочных магм. На этом этапе формируется крупная щитовая постройка вулкана Большого и экструзивно-дайковые комплексы пород в его центре и на юго-восточной окраине. Вновь после временного перерыва, в позднеплейстоцен-голоценовое время на территории эродированных лавовых и лавово-пирокластических толщ вулканов Большой и Кекукнайский происходит развитие зоны ареального вулканизма Дола Геологов с формированием моногенных шлаково-лавовых конусов и протяженных лавовых потоков. Породы этой зоны представлены как продуктами умеренно-щелочного магматизма – трахибазальтами и трахиандезибазальтами, так и базальтами и андезибазальтами нормального ряда щелочности [Колосков и др., 2011, 2013]. Породы каждого из отмеченных этапов вулканического развития центра характеризуются специфическими особенностями вещественного состава и в целом указывают на смену геохимических типов вулканизма на рубеже позднего плиоцена.

Породы щитовой вулкана Кекукнайский, которые рассматриваются как фундамент вулканического центра, принадлежат к высококалиевой серии толеи-

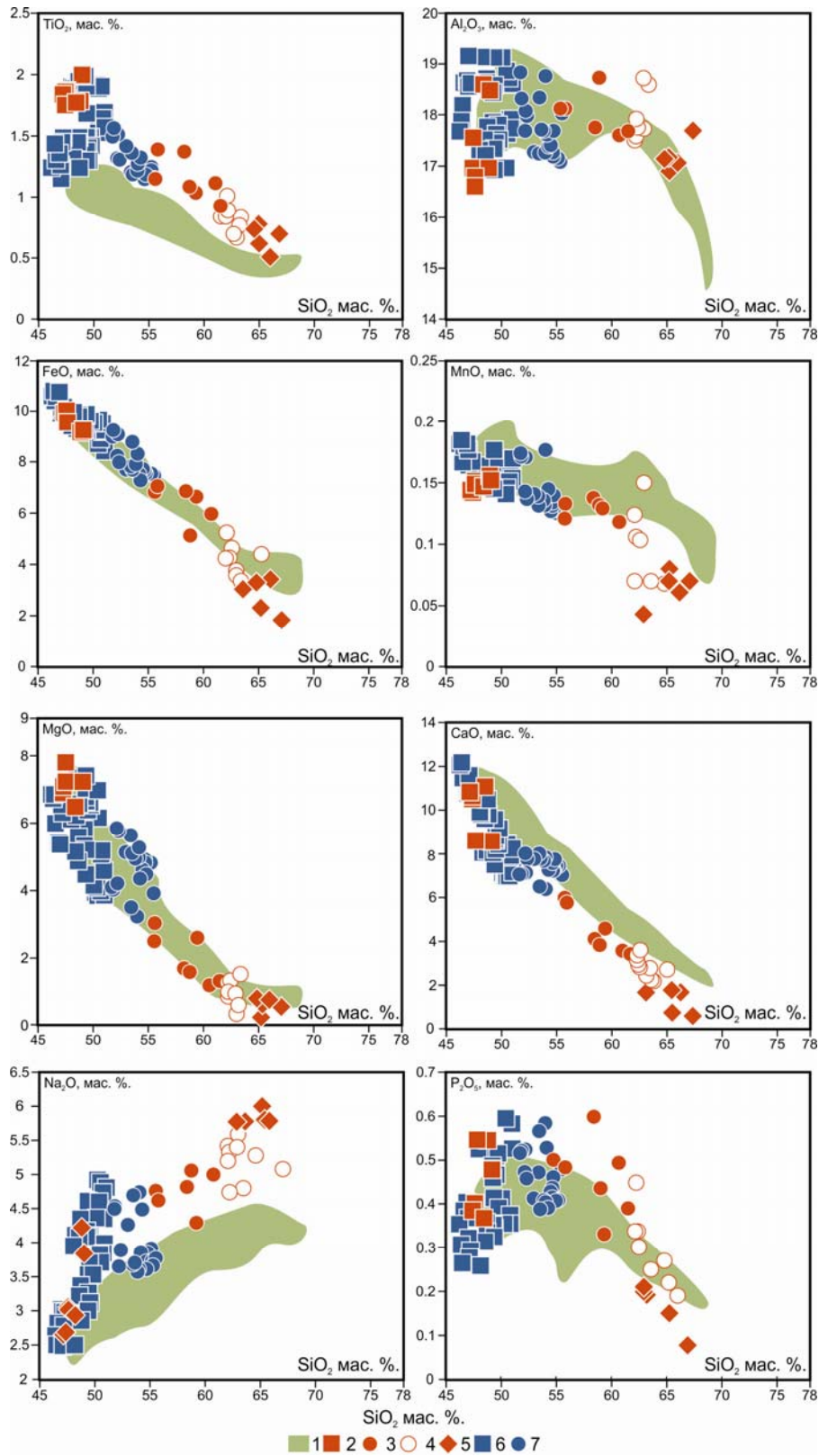


Рисунок 4.2.1. Распределение породообразующих оксидов в породах вулканического центра Большой-Кекукнайский.

Условные обозначения: 1 – базальты и трахибазальты, 2 – андезибазальты и трахиандезибазальты, 3 – андезиты и трахиандезиты, 4 – дациты, трахидациты и трахиты, 5 – риодациты, 6 – серия пород фундамента вулкана Кекукнайский, 7 – серия пород вулкана Большой, 8 – серия пород ареального вулканизма в структуре Большой – Кекукнайский.

Представительные составы пород вулканического центра Большой-Кекукнайский

№ обр.	2737	2741	2604	КВ-33	49064	2602	2621
N 56°			30.014	25'27.3"	30.573	29.301	26.357
E 157 (158)°			54.761	49'56.5"	(03.673)	56.152	55.121
Вулкан	Кекукнайский						
SiO ₂	49.18	49.91	50.35	53.79	55.00	55.41	55.93
TiO ₂	1.04	1.05	1.10	1.21	1.14	1.08	0.86
Al ₂ O ₃	17.10	17.70	19.25	16.80	17.22	17.61	16.32
Fe ₂ O ₃	6.30	5.23	4.73	1.22	2.57	2.81	3.78
FeO	3.23	4.67	4.85	6.22	5.21	4.85	4.13
MnO	0.16	0.17	0.17	0.13	0.13	0.15	0.15
MgO	5.88	5.22	4.55	5.33	4.72	3.95	4.37
CaO	9.61	9.79	9.25	7.85	7.45	6.57	8.28
Na ₂ O	2.58	2.87	3.07	3.90	3.90	4.59	3.02
K ₂ O	1.98	2.15	1.80	1.70	1.50	2.18	1.99
P ₂ O ₅	0.43	0.50	0.41	0.46	0.41	0.32	0.24
LOI	2.18	0.68	0.48	0.61	0.66	0.18	0.45
Сумма	99.66	99.95	100.01	99.22	99.90	99.70	99.51
Li		7		10	12	12	13
Be	1.8	2.1	2.0	1.4	1.5	2.2	1.6
Sc	30	25	27	21	19	16	20
Cr	86	52	11	93	58	54	22
Ni	26	22	11	41	54	25	23
Cu	25	91	52	64	63	38	90
Rb	40	48	34	28	23	33	36
Sr	632	692	741	644	581	444	463
Y	20	19	24	22	19	19	15
Zr	98	91	118	190	180	212	84
Nb	3.0	3.0	4.7	13.2	10.7	18.7	11.9
Cs	0.20	0.34	0.40	0.39	0.38	0.80	0.99
Ba	468	479	572	542	421	435	340
La	9.4	9.2	12.5	22.1	18.7	24.9	12.9
Ce	23.7	23.2	29.1	47.3	40.1	49.2	25.3
Pr	3.59	3.45	4.16	6.15	4.97	5.75	3.25
Nd	16.1	15.2	19.4	25.1	20.3	21.7	12.8
Sm	4.03	4.09	4.85	5.31	4.44	4.26	3.05
Eu	1.31	1.26	1.58	1.68	1.33	1.39	0.88
Gd	4.08	4.02	4.73	4.84	3.83	4.08	3.05
Tb	0.59	0.60	0.75	0.72	0.58	0.61	0.46
Dy	3.36	3.46	4.31	4.16	3.55	3.26	2.61
Ho	0.68	0.72	0.85	0.83	0.69	0.65	0.53
Er	1.80	1.82	2.23	2.21	1.78	1.95	1.37
Tm	0.27	0.26	0.32	0.32	0.26	0.30	0.22
Yb	1.76	2.00	2.08	1.91	1.60	2.02	1.41
Lu	0.26	0.30	0.31	0.29	0.24	0.30	0.24
Hf	2.70	2.34	3.01	4.44	3.86	4.28	2.15
Ta	0.22	0.29	0.35	0.81	0.67	1.49	1.23
Pb	5.3	4.6	7.5	5.1	4.5	3.9	5.4
Th	1.08	1.23	1.70	2.79	2.29	3.17	3.65
U	0.81	0.93	1.02	1.16	0.78	1.14	1.39

Таблица 4.2.1. Продолжение.

№ обр.	КВ-27	2258	КВ-19	КВ-32	КВ-22	КВ-13	КВ-15	КВ-14
N 56°	26'01.3"	16'57.6"	25'13.1"	25'28.6"	56'25.4"	24'07.2"	24'15.1"	24'11.4"
E 157 (158)°	57'14.4"	31'23.3"	46'27.9"	49'56.5"	46'16.3"	56'58.9"	56'37.2"	56'41.4"
Вулкан	Большой							
SiO ₂	46.41	48.88	58.79	61.50	62.23	62.74	62.90	63.20
TiO ₂	2.24	1.79	1.09	0.93	0.84	0.59	0.69	0.66
Al ₂ O ₃	18.41	18.59	18.72	17.68	17.58	18.23	18.71	18.61
Fe ₂ O ₃	4.47	4.68	0.88	0.68	0.73	2.28	0.61	0.56
FeO	6.30	5.03	4.49	3.45	3.72	1.51	3.14	2.88
MnO	0.17	0.16	0.13	0.08	0.11	0.11	0.04	0.11
MgO	5.02	5.57	1.67	1.33	1.28	0.58	0.27	0.61
CaO	9.28	8.51	3.96	3.42	3.47	2.04	1.67	2.20
Na ₂ O	4.08	4.22	5.10	5.51	5.33	5.85	5.80	5.58
K ₂ O	1.89	1.73	3.13	3.80	3.41	4.72	4.58	4.48
P ₂ O ₅	0.91	0.55	0.44	0.40	0.30	0.17	0.20	0.19
LOI	0.72	0.24	1.51	1.04	1.01	1.16	1.56	0.97
Сумма	99.90	99.95	99.92	99.80	99.99	99.99	100.17	100.05
Li	6	7	11	21	16	25	15	21
Be	2.1	1.9	2.8	3.2	3.2	4.6	4.4	5.4
Sc	17	21	7	6	7	4	5	4
Cr	16	8	3	2	6	6	7	4
Ni	12	17	2	2	5	4	3	3
Cu	27	31	9	7	12	7	7	7
Rb	32	27	36	66	59	82	86	84
Sr	1114	778	519	467	413	232	247	259
Y	28	26	22	19	21	24	19	28
Zr	227	221	235	216	206	298	367	311
Nb	31.4	20.2	36.4	35.8	31.3	48.9	49.9	50.9
Cs	0.36	0.43	1.24	1.09	1.30	1.23	1.82	1.66
Ba	705	501	632	637	576	472	478	504
La	33.0	21.8	35.4	26.3	37.3	38.3	30.4	46.3
Ce	68.8	47.0	67.6	54.8	65.2	68.1	59.1	81.4
Pr	8.87	5.98	8.17	6.77	7.78	7.83	6.51	9.03
Nd	34.0	25.7	30.5	25.5	29.2	27.3	23.0	31.6
Sm	7.25	5.35	5.66	4.86	4.98	4.77	4.13	5.51
Eu	2.32	1.71	1.55	1.31	1.29	1.04	1.11	1.15
Gd	6.53	5.07	4.86	4.34	4.25	3.89	3.47	4.43
Tb	0.95	0.79	0.71	0.65	0.65	0.63	0.55	0.74
Dy	5.58	4.66	4.24	3.67	3.77	4.08	3.29	4.64
Ho	1.07	0.92	0.83	0.73	0.77	0.85	0.69	0.99
Er	2.71	2.46	2.19	2.00	2.04	2.42	2.00	2.80
Tm	0.39	0.35	0.32	0.29	0.31	0.38	0.31	0.44
Yb	2.36	2.27	2.11	1.93	1.95	2.60	2.11	2.98
Lu	0.36	0.34	0.31	0.28	0.31	0.40	0.33	0.46
Hf	4.89	4.76	5.48	5.18	5.11	7.10	8.53	7.26
Ta	1.78	1.19	2.42	2.44	2.12	3.40	3.61	3.45
Pb	5.0	3.5	9.5	9.5	9.3	64.3	11.5	9.8
Th	3.56	2.15	5.97	4.80	5.91	9.51	10.03	9.40
U	1.37	1.03	2.26	2.66	2.65	3.49	3.72	3.52

№ обр.	2745	2747	3603	3630	КВ-18
N 56°			37'49.8"	34'03.7"	25'02.4"
E 157(158)°			(06'42.1")	(10'20.6")	46'22.8"
Вулкан	Ареальная зона Дола Геологов				
SiO₂	46.52	47.16	47.20	47.25	49.09
TiO₂	1.43	1.73	1.95	1.80	2.02
Al₂O₃	18.21	17.63	17.24	18.10	16.96
Fe₂O₃	3.65	4.83	2.90	3.32	1.55
FeO	7.18	6.11	8.08	7.00	7.90
MnO	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15
MgO	6.86	6.98	7.34	6.54	7.23
CaO	11.46	10.79	10.66	9.70	8.58
Na₂O	2.50	2.99	3.24	3.88	3.84
K₂O	0.94	0.90	1.42	1.55	1.54
P₂O₅	0.27	0.27	0.48	0.38	0.48
LOI	0.55	0.35	0.75	0.53	0.69
Сумма	99.73	99.90	101.42	100.21	100.02
Li			8	7	7
Be	1.1	1.2	1.5	1.7	1.9
Sc	31	33	31	29	24
Cr	26	90	158	54	228
Ni	38	49	81	57	105
Cu	57	72	86	59	47
Rb	16	11	16	16	23
Sr	532	502	547	626	685
Y	21	22	22	23	22
Zr	94	105	119	154	186
Nb	6.0	8.3	18.6	17.7	28.9
Cs	0.33	0.20	0.28	0.29	0.38
Ba	145	225	150	216	281
La	9.1	9.8	22.0	18.5	20.1
Ce	22.1	24.5	49.1	40.9	44.0
Pr	3.28	3.50	6.10	5.21	5.70
Nd	15.6	16.3	24.8	21.7	22.8
Sm	3.96	4.01	5.32	4.82	5.19
Eu	1.33	1.38	1.63	1.57	1.66
Gd	4.25	4.48	4.81	4.79	4.88
Tb	0.65	0.68	0.70	0.72	0.74
Dy	3.74	4.07	4.17	4.37	4.37
Ho	0.74	0.82	0.82	0.85	0.87
Er	1.96	2.18	2.16	2.24	2.26
Tm	0.27	0.31	0.30	0.31	0.32
Yb	1.80	2.03	1.80	1.93	1.99
Lu	0.27	0.31	0.27	0.29	0.30
Hf	2.49	2.65	2.64	3.16	4.00
Ta	0.44	0.51	0.95	0.96	1.68
Pb	1.3	1.6	1.3	2.0	2.4
Th	0.56	0.73	1.70	1.40	1.87
U	0.33	0.27	0.57	0.54	0.84

Примечание. Образцы с номерами 22**,27**,36** - имеют индекс «ПП-».

тового ряда. Для них свойственны типичные для надсубдукционных магм вещественные особенности в распределении породообразующих оксидов и редких элементов (Рисунок 4.2.1, Таблица 4.2.1). ВК-базальты, ВК-андезибазальты и ВК-андезиты вулкана Кекукнайский показывают относительное обогащение их CaO и K_2O , типичное для надсубдукционных серий нормального ряда щелочности, а также относительно низкие концентрации TiO_2 , Na_2O и P_2O_5 .

С возрастанием кремнекислотности по направлению от андезитов к риолитам в породах вулкана Кекукнайский происходит последовательное снижение концентраций в них TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 , слабый рост содержаний Na_2O и отчетливый рост концентраций K_2O (Рисунок 4.2.1, 1.5.7).

В отличие от пород высококаалиевой серии фундамента, породы умеренно-щелочной серии позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулкана Большой, а именно трахибазальты, редкие трахиандезибазальты, а также трахиандезиты и трахиты относительно обогащены такими петрогенными оксидами, как TiO_2 , Na_2O и в базальтоидах P_2O_5 (Рисунок 4.2.1, Таблица 4.2.1). В породах по направлению от трахибазальтов к трахитам с ростом кремнекислотности происходит последовательное снижение концентраций TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 , слабый рост содержаний K_2O и отчетливый рост концентраций Na_2O .

Среди пород стадии ареального вулканизма вулканического центра обнаруживаются как умеренно-щелочные разности, так и нормально-щелочные, что демонстрирует гетерогенность их составов. Из анализа особенностей распределения петрогенных оксидов в породах этого этапа вулканического развития структуры следует, что среди них выделяются группы составов базальтов и андезибазальтов, сходные по уровням концентраций петрогенных оксидов с породами высококаалиевой серии фундамента. Другая группа пород ареальной зоны имеет трахибазальтовый и трахиандезибазальтовый составы и близки по вещественным особенностям к одноименным породам умеренно-щелочной серии вулкана Большой (Рисунок 4.2.1, Таблица 4.2.1). Базальтоиды ареальной зоны демонстрируют широкую вариативность по содержанию большинства петрогенных оксидов. В узком интервале кремнекислотности (~46-

52 мас.%) в направлении повышения кремнекислотности составы базальтоидов ареальной зоны формируют эволюционный ряд с возрастанием содержаний в них TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и снижением концентраций FeO^* , MnO , MgO , CaO . Андезибазальты по распределению петрогенных оксидов делятся на две группы, которые или продолжают тренд эволюции трахибазальтов или сближаются по этим характеристикам с ВК-андезибазальтами щитового вулкана Кекукнайский.

Указанные различия в распределении петрогенных элементов между породами различных этапов развития вулканического центра Большой-Кекукнайский отчетливо проявлены на диаграмме TiO_2 - K_2O (Рисунок 4.2.2).

Анализ графиков распределения магматофильных элементов в породах различных геохимических типов вулканического центра Большой-Кекукнайский позволяет рассмотреть редкоэлементные отличия составов пород вулканогенного фундамента и пород умеренно-щелочной серии вулкана Большой (Рисунки 4.2.3, 4.2.4, 4.2.5).

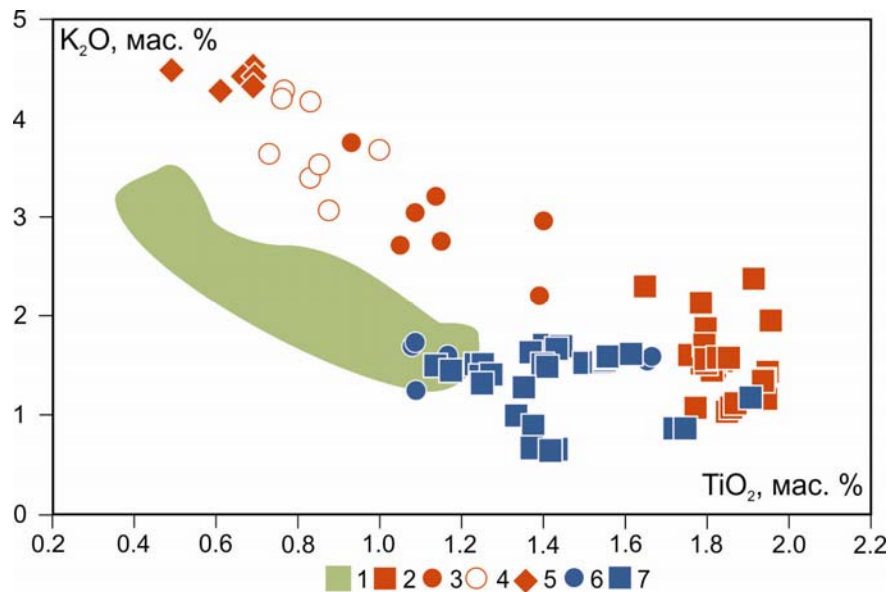


Рисунок 4.2.2. Диаграмма K_2O - TiO_2 для пород вулканического центра Большой-Кекукнайский.

Условные обозначения: 1 – поле составов пород высококалийевой серии нормальной щелочности среднеплиоценового щитового вулкана Кекукнайский, 2-5 – точки составов пород умеренно-щелочной серии вулкана Большой (2 – трахибазальты, 3 – трахиандезибазальты, трахиандезиты, 4 – трахидациты, 5 – трахиты), 6-7 – точки составов трахибазальтов и базальтов (6), а также трахиандезибазальтов и андезибазальтов (7) позднплейстоцен-голоценовой зоны ареального вулканизма Дола Геологов.

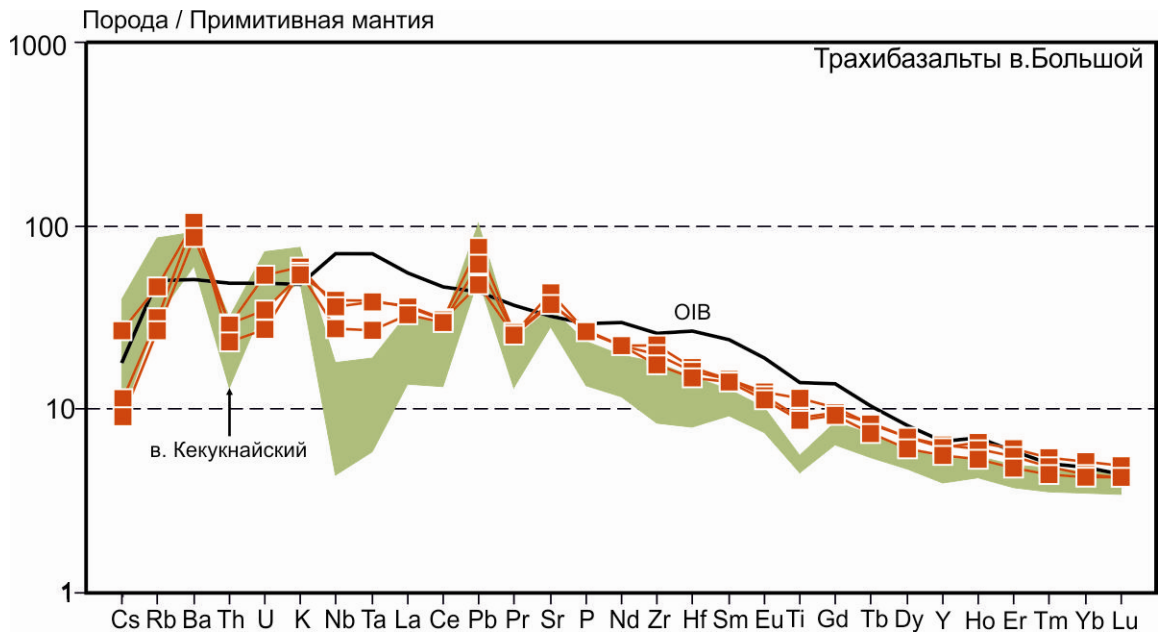


Рисунок 4.2.3. Диаграмма распределения магматофильных элементов для ВК-базальтов, ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов вулкана Кекукнайский и трахибазальтов вулкана Большой.

Условные обозначения см. на Рисунке 4.2.2.

Породы щитового вулкана Кекукнайский обладают такими особенностями распределения магматофильных элементов, которые характерны для пород надсубдукционного геохимического типа, а именно характеризуются обеднением высокочargedными элементами, Nb, Ta, Ti и в меньшей степени Zr и Hf, с образованием на графиках отрицательных аномалий по этим элементам (Рисунок 4.2.3). Для них также свойственны относительно повышенные концентрации Rb, Ba, K, Sr и Pb. В то же время, трахибазальты умеренно-щелочной серии вулкана Большой демонстрируют на графиках рост содержаний и исчезновение минимумов по HFSE элементам с сохранением положительных аномалий по Sr и Pb, а также возрастание концентраций РЗЭ и Y. В отличие от среднего состава OIB (базальтов океанических островов внутриплитного геохимического типа), трахибазальты как вулканического центра Белоголовский (Рисунок 4.1.5), так и вулкана Большой (Рисунок 4.2.3) обладают более низкими концентрациями Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и LREE, а также повышенными концентрациями таких LILE компонентов, как Rb, Ba, Pb и Sr. Соответственно им свойственна и меньшая степень фракционирования редкоземельных элементов.

Трахиандезиты и трахиты умеренно-щелочной серии вулкана Большой в сравнении с трахибазальтами характеризуются заметно более высокими уровнями содержаний многих литофильных элементов, таких как Cs, Rb, Th, U, K, Nb, Ta, LREE, Pb, а также появлением на графиках нормированных концентраций минимумов для Sr, P, Ti и максимумов по Zr и Hf, начиная с трахиандезитов и наиболее отчетливо проявленных для трахитов (Рисунок 4.2.4). При этом следует отметить, что для трахиандезитов и трахитов характерно более интенсивное возрастание концентраций Ta по отношению к Nb. Обычно это связывается с усилением роли в процессах эволюции магматических расплавов флюидной фазы. Также необходимо отметить отсутствие тенденции к возрастанию в трахиандезитах и трахитах содержаний Ba, что может объясняться усилением роли полевых шпатов в процессах кристаллизационной дифференциации.

Позднеплейстоцен-голоценовый этап ареального вулканизма завершает развитие вулканического центра Большой-Кекукнайский. Распределение магматофильных элементов в породах ареальной зоны демонстрирует признаки их вещественной гетерогенности (Рисунок 4.2.5).

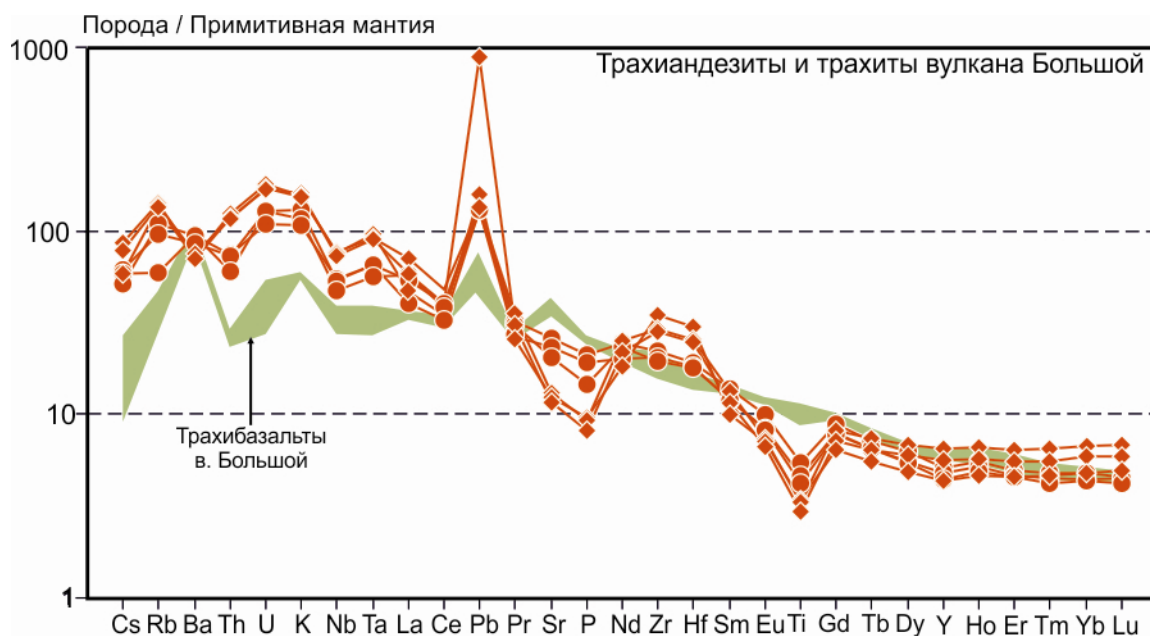


Рисунок 4.2.4. **Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахиандезитов и трахитов вулкана Большой.**

Условные обозначения см. на Рисунке 4.2.1.

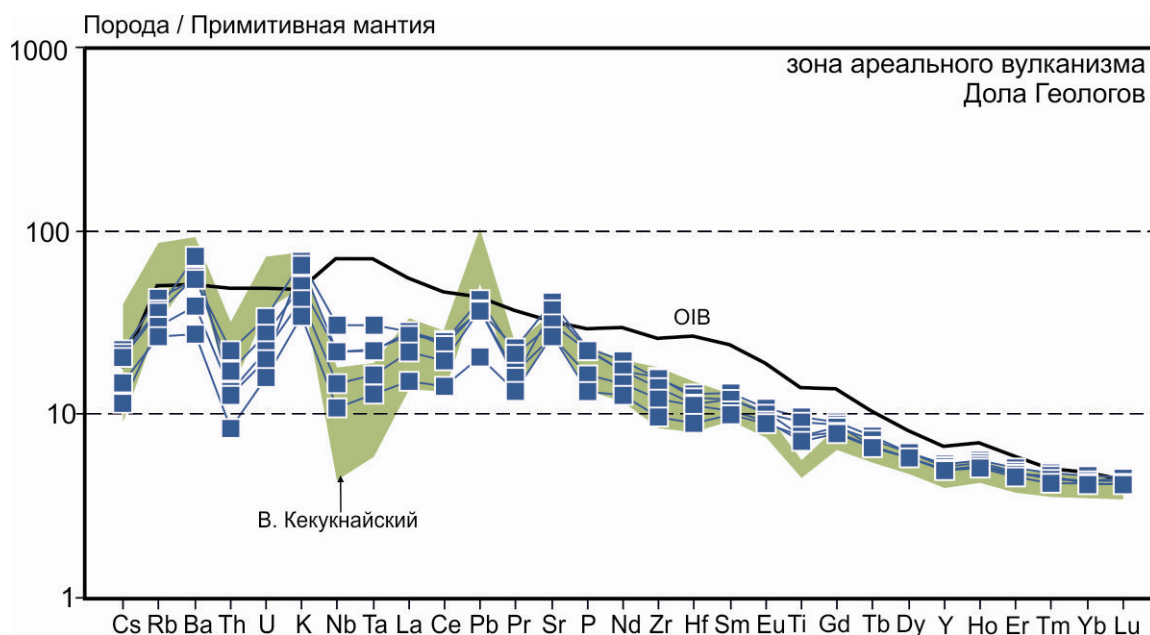


Рисунок 4.2.5. Диаграмма распределения магматофильных элементов для базальтов и трахибазальтов зоны ареального вулканизма Дола Геологов.

Условные обозначения см. на Рисунке 4.2.1.

В зависимости от уровня щелочности пород ареальной зоны, от базальтов к трахибазальтам возрастают уровни содержаний большинства магматофильных элементов, за исключением HREE. При этом в направлении к трахибазальтам на графиках нормированных концентраций происходит исчезновение Nb-Ta и Zr-Hf минимумов. Для трахибазальтов ареальной зоны сохраняются все установленные геохимические отличия от пород надсубдукционного типа, свойственные умеренно-щелочной серии вулкана Большой, но также устанавливается и заметное обогащение их Ba, K, Pb и Sr, отличающее их составы от составов базальтоидов внутриплитных обстановок (OIB). Следует отметить, что признаки гетерогенности вещественных признаков пород зоны ареального вулканизма выражаются в развитии среди них базальтоидов с несколько более низкими концентрациями LILE и HFSE компонентов в сравнении с трахибазальтами вулкана Большой, что сближает их с породами надсубдукционного геохимического типа щитового вулкана Кекукнайский.

Таким образом, вулканизм каждого из этапов развития вулканического центра Большой-Кекукнайский имеет свои характерные вещественные особенности. Среднеплиоценовый вулканизм, связанный с формированием

щитового вулкана Кекукнайский имеет все черты надсубдукционного магмогенеза, такие как обеднение HFSE элементами и относительно высокие концентрации LILE элементов. Умеренно-щелочная серия трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов, сформированная в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время и проявленная в строении вулкана Большой, имеет вещественные признаки переходные между внутриплитными и надсубдукционными геохимическими характеристиками. Этим породам свойственно обогащение HFSE элементами, наряду с их обогащением такими флюидомобильными элементами, как Ba, K, Pb и Sr. Наконец, этап формирования ареального вулканизма сопровождается формированием гетерогенных по вещественному составу групп базальтоидных пород, связанных в своем формировании как с проявлениями умеренно-щелочных магм, так и магм близких по составу к надсубдукционному геохимическому типу.

Установленная гетерогенность вещественных признаков умеренно-щелочных серий пород вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский может быть объяснена с позиций гетерогенного состава источников магматического вещества.

Как будет показано далее, поиск доказательств существования гетерогенных источников умеренно-щелочных магм вулканического пояса Срединного хребта может быть решен с привлечением данных по другим индикаторным группам элементов, в частности по элементам платиновой группы, и изотопных характеристик пород исследуемых вулканических центров.

4.3 Распределение элементов платиновой группы в породах вулканических центров

Как известно, элементы платиновой группы подразделяются на две подгруппы – иридиевую и платиновую с температурами плавления выше и ниже 2000 °С, соответственно. В работе [Woodland et al., 2002] отмечается, что в мантийных породах, элементы этих двух подгрупп концентрируются в разных минеральных фазах. Элементы иридиевой подгруппы образуют самородные минеральные формы или находятся в сульфидных соединениях в виде включений

в оливинах. Элементы платиновой подгруппы имеют тенденцию к концентрированию в сульфидах интерстиций в мантийных породах. Отметим, что все ЭПГ характеризуются коэффициентами распределения (K_d) сульфид/минерал намного выше 1. Так, в работе [Bézos et al., 2005] определены следующие значения K_d : 1.3×10^5 , 1.3×10^5 , 2.8×10^4 и 5×10^3 для Ir, Ru, Pt и Pd, соответственно (Os и Rh характеризуются значениями K_d , близкими к Ir и Pt, соответственно). Следует также отметить, что концентрации ЭПГ в сульфидах на 3-5 порядков выше, чем в магматических породах основного состава.

Сульфиды интерстиций более доступны для плавления, чем сульфиды включений. Это приводит к обеднению частичных выплавов ЭПГ иридиевой подгруппы в большей степени, чем ЭПГ платиновой подгруппы в сравнении с исходным мантийным источником. Анализ распределения ЭПГ в мантийных ксенолитах зон субдукции показывает, что при мантийных давлениях ЭПГ платиновой подгруппы легче переносятся флюидом, чем ЭПГ иридиевой подгруппы [McInnes et al., 1999; Kerezhinskas et al., 2002]. В работе [McInnes et al., 1999] установлен следующий порядок мобильности ЭПГ: Ir~Ru>Os>Pt>Pd. Таким образом, наряду с фракционированием ЭПГ различных подгрупп за счет процессов многократного плавления мантии в ходе геологической истории, их фракционирование должно происходить также и в результате флюидного массопереноса в субдукционной обстановке при дегазации слэбов. Оба процесса (предшествующее частичное плавление мантии и флюидное перераспределение) имеют одну и ту же направленность – они должны приводить к относительному обогащению надсубдукционных (островодужных) базальтов платиновой подгруппой. Как будет показано, различается и поведение этих подгрупп ЭПГ в процессах метаморфических преобразований в источниках магматического вещества.

Очевидно, что при решении задачи по установлению источников магм щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта на основе данных о распределении ЭПГ, помимо собственно роли процессов магмообразования, следует учитывать также полигенную природу этих

источников, свойственных зонам перехода «океан-континент». К таким источникам могут быть отнесены не только субдуцированная океаническая литосфера MORB типа, флюид, метасоматизированная надсубдукционная мантия, но также и обогащенная мантия (OIB или EM типа). Выше показано, что собственно флюид или метасоматизированная мантия, как продукты процессов дегидратации и относительно низкотемпературного преобразования субдуцированной океанической литосферы, в распределении ЭПГ должны следовать общим закономерностям. Одним из вероятных источников щелочно-базальтовых магм Камчатки, помимо OIB, в связи с многоэтапным протеканием процессов субдукции и этапами геодинамических инверсий (от субдукции к внутриплитной активизации и наоборот) может быть вещество преобразованного эклогитизированного слэба или деструктивных его фрагментов.

Согласно исследованиям [Dale et al., 2009], при высокобарическом преобразовании и эклогитизации базальтов и габбро океанической литосферы при ее погружении и деструкции может происходить потеря элементов платиновой подгруппы ЭПГ и их удаление в область надсубдукционной мантии в результате перекристаллизации пород с появлением граната и разрушением сульфидных включений из протоминералов и сульфидов интерстиционных фаз. Установлено, что при эклогитизации габбро происходит потеря до 75% Pd, тогда как концентрации других ЭПГ по отношению в MORB существенно не изменяются. В результате эклогитизации базальтового слоя океанической коры бюджет ЭПГ может изменяться более значительно. В этом случае эклогитизированные базальты теряют до 60% Pt и более 85% Pd. При этом концентрации Os и Ir остаются близкими к MORB. Подчеркнем, что в габбро сульфиды находятся, главным образом, в виде включений в минералах – оливинах, пироксенах, а в базальтах они находятся как в виде включений в минералах, так и в интерстиционных зонах, легко подверженных процессам перекристаллизации и разрушению в процессе высокобарических преобразований.

Анализ данных о распределении элементов платиновой группы (ЭПГ) в вулканических породах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного

хребта Камчатки дает основания для ряда выводов об источниках щелочно-базальтовых и кислых щелочных магм этой структуры.

Из рассмотрения данных, представленных на Рисунке 4.3.1 и в Таблице 4.3.1, следует, что трахибазальты позднеплиоцен-раннеплейстоценовых вулканов Белоголовский, Большой и трахибазальты позднеплейстоцен-голоценовой ареальной зоны вулкана Кекукнайский, принадлежащие к единой серии и различающиеся только возрастом формирования, обладают сходными характеристиками в распределении ЭПГ. Они выражаются в их относительном обеднении элементами платиновой (Pt, Pd) и в меньшей степени обеднением элементами иридиевой (Ir, Os) подгрупп в сравнении с составами базальтоидов островодужного геохимического типа Камчатки [Иванов и др., 2008] и других островодужных структур [Dale et al., 2012]. Еще более отчетливо они обеднены ЭПГ в сравнении с базальтоидами океанических островов [Bennet et al., 2000; Crocket, 2002; Day et al., 2013], имеющих внутриплитную природу. С другой стороны, наблюдается близость области концентраций ЭПГ в трахибазальтах Срединного хребта с полем составов базальтоидов MORB типа [Peucker-Ehrenbrink et al., 2003; Dale et al., 2008]. Но еще более точное соответствие по уровням концентраций ЭПГ наблюдается при сравнении составов трахибазальтов с базальтовыми эклогитами, являющимися продуктом высокобарических преобразований субдуцированной океанической коры [Dale et al., 2009].

Установленные закономерности в распределении ЭПГ для трахибазальтов Срединного хребта могут быть объяснены в рамках следующих предположений.

Если источником магм щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки было вещество эклогитизированной океанической коры, то следует ожидать, что такие расплавы относительно MORB будут несколько обеднены Pt и Pd, и иметь близкие к MORB концентрации Os и Ir. Как показано на Рисунок 4.3.1.1, такие закономерности в распределении ЭПГ свойственны изучаемым породам. При этом из дальнейшего анализа в данном случае приходится исключить обогащенный мантийный источник типа OIB, участие которого в формировании щелочно-базальтовых магм Срединного хребта

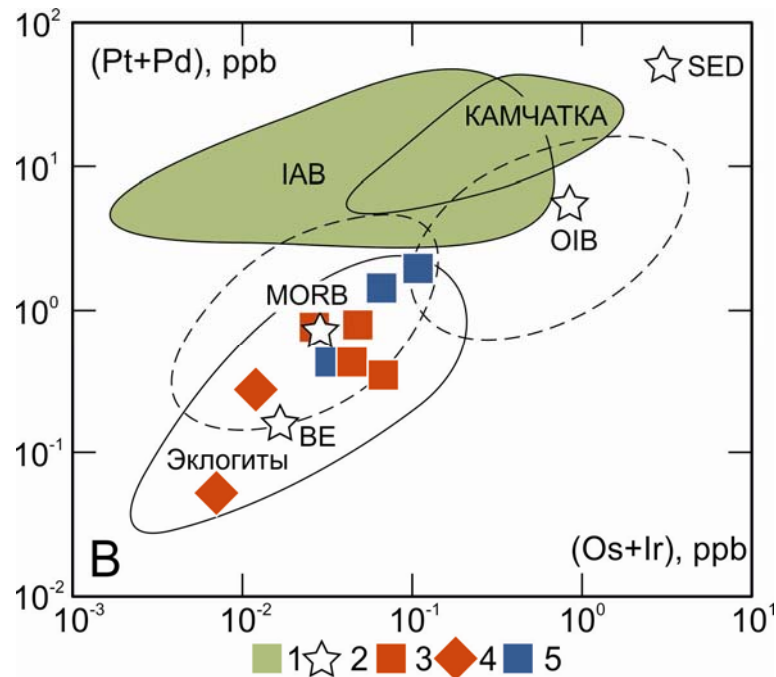


Рисунок 4.3.1. Распределение ЭПГ (Os, Ir, Pt, Pd) в вулканических породах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки.

Условные обозначения: 1 – IAB - поле составов базальтов островных дуг (IAB) [Dale et al., 2012], «Камчатка» – поле составов вулканических пород надсубдукционного геохимического типа вулканических поясов Камчатки [Иванов и др., 2008; Перепелов, 2014]; 2 – средние составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [Bézos et al., 2005; Arevalo, McDonough, 2010], базальтов океанических островов (OIB) [Bennet et al., 2000; Crocket, 2002; Day et al., 2013], пелагических океанических осадков (SED) [Lee et al., 2003], базальтовых эклогитов (BE) [Dale et al., 2009]; точки составов 3 – трахибазальтов и 4 – трахитов вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский, 5 – трахибазальтов ареальной зоны Дола Геологов и плейстоценовых щитовых вулканов Белоголовского центра. Пунктирными линиями показаны поля составов MORB и OIB, сплошной линией показано поле составов базальтовых эклогитов.

предполагали ряд исследователей [Чурикова и др., 2001; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010]. Участие такого источника привело бы к более высоким уровням концентраций ЭПГ, чем наблюдаемые в исследованных трахибазальтах (Рисунок 4.3.1.1).

Выводом из анализа распределения ЭПГ в породах ЩБТК серии может быть следующее.

Содержания элементов платиновой группы и Re (ppb) в трахибазальтах и трахитах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки

Обр. №	Вулкан	Возраст	Порода	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
ПП-2363	НЧ	N ₂ ¹	УК-базальт	0.195	0.020	0.174	н.о.	7.915	8.867	0.337
ПП-2500	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.041	0.007	0.291	н.о.	0.694	0.082	0.190
ПП-2601	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.043	0.001	0.010	н.о.	0.381	0.048	0.444
ПП-2706	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.024	0.003	0.165	н.о.	0.599	0.139	0.340
ПП-2331	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.191	0.013	0.331	н.о.	0.362	0.249	0.207
ПП-2591	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахит	0.006	0.006	0.031	0.002	0.238	0.038	0.075
ПП-2715	БП	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.671	0.010	0.069	н.о.	1.289	0.566	0.399
ПП-2544	БП	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.104	0.004	0.178	н.о.	1.671	0.271	0.261
ПП-2221	ТН	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.038	0.026	0.203	н.о.	0.870	0.487	0.121
ПП-2737	КК	N ₂ ²	ВК-базальт	0.062	0.106	0.008	н.о.	5.314	3.387	0.494
ПП-2258	БШ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.063	0.004	0.097	н.о.	0.219	0.130	0.437
КБ-14	БШ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахит	0.001	0.006	0.794	0.001	0.041	0.011	0.045
ПП-2614	ДГ	Q ₃₋₄	Трахибазальт	0.029	0.004	0.745	н.о.	0.261	0.165	0.289

Примечание к таблице 4.3.1. Содержания элементов платиновой группы и Re (ppb) в вулканических породах Камчатки определены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по методике [Палесский и др., 2009; Козьменко и др., 2011]. Сокращения наименований вулканов: НЧ – Носичан, БГ – Белоголовский, БП – Большой Паялпан, ТН – Тынуа, КК – Кекукнайский, БШ – Большой, ДГ – Дол Геологов. н.о. – не определялось.

Щелочно-базальтовые и трахитовые расплавы вулканов Белоголовского и Большого в Срединном хребте Камчатки несут признаки участия в их образовании деплетированного в отношении ЭПГ мантийного источника, который может быть идентифицирован как эклогитизированное базальтовое вещество субдуцированной океанической литосферы, и не может быть сопоставлен с мантийным источником ОІВ типа или с источником Тихоокеанской астеносферной мантии. При этом еще более заметное обеднение ЭПГ трахитов в сравнении с трахибазальтами не может быть объяснено формированием исходных трахиандезит-трахитовых магм в условиях более низких степеней плавления эклогитизированного слэба. Этому противоречат наблюдаемые в трахиандезитах и трахитах закономерности распределения других литофильных элементов, к примеру величины Sr/Y отношения находятся для этих пород в интервале 1-25, которые существенно ниже, чем для свойственных процессам плавления эклогитизированного слэба адакитовых магм (>40). Формирование обедненных

ЭПГ трахитовых расплавов может быть объяснено протеканием процессов дифференциации магм с участием самородных фаз или сульфидного компонента в виде включений во фракционирующих темноцветных минералах, в данном случае безникелиевых сульфидных фаз – пирита и халькопирита. При коэффициентах распределения ЭПГ в системе «сульфид/расплав» достигающих значений от сотен до десятков тысяч единиц [Dale et al., 2009; Mungall, Brenan, 2014], даже предельно малые величины отделяющегося вместе с порообразующими минералами сульфидного компонента (<0.01 мас.%) способны вызвать обеднение остаточных расплавов всеми элементами платиновой группы. Присутствие сульфидных включений в минералах средних и кислых вулканических пород Камчатки отмечалось при минералогическо-петрографических исследованиях ЩБТК серии и отмечено ранее в работе [Федоров и др., 1996].

4.4 Умеренно-щелочной вулканизм внутриконтинентальных рифтовых зон и океанических островов

Как уже говорилось во Введении, проявления умеренно-щелочных и щелочных щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма характерны в основном для внутриконтинентальных рифтовых зон и океанических островов. Одним из ярких примеров вулканизма такого типа является Центральная Кенийская Щелочная Провинция (СКАР), где породы ЩБТК серии установлены в строении вулканов Мененгай [Leat et al., 1984], Лонгонот [Macdonald, 2012] и Сусва [White et al., 2012]. При их вещественном сопоставлении с породами исследованной в данной работе умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки устанавливается ряд отличий.

В данной работе установлено, что в распределении составов ЩБТК серии Срединного хребта наблюдается бимодальность, выраженная в практически полном отсутствии в составе серии пород трахиандезиобазальтового состава, тогда как для умеренно-щелочного и щелочного вулканизма СКАР она выражается в отсутствии трахиандезитовых магм [Macdonald, 2012]. Сравнивая распределение магматофильных элементов для трахитов из ЩБТК серий различных

геодинамических обстановок следует также отметить, что породы умеренно-щелочной серии Камчатки в сравнении с таковыми для внутриконтинентальных рифтовых зон и океанических островов существенно обеднены HFSE и рядом LILE элементов (Рисунок 4.4.1).

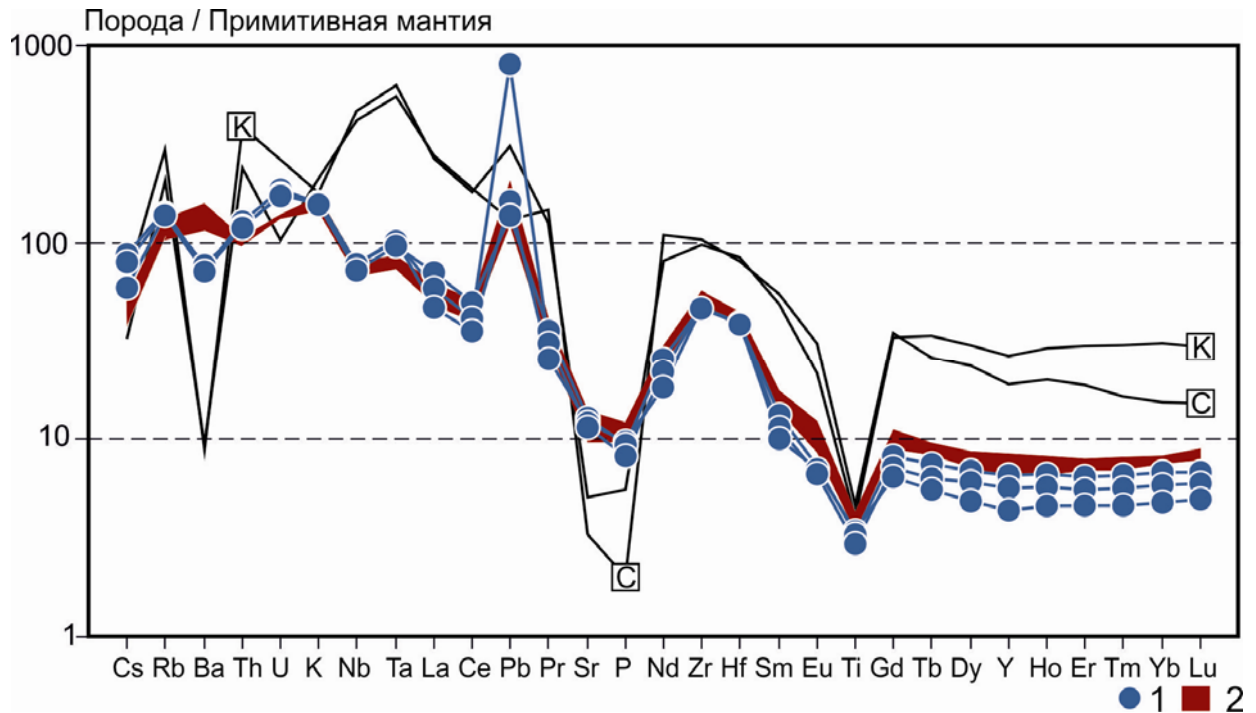


Рисунок 4.4.1 Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахитов Срединного хребта Камчатки, трахитов СКАР [White et al., 2012] и трахитов группы Фатага [Jutzeller et al., 2010].

Условные обозначения: 1 – трахиты вулкана Большой, 2 – трахиты вулкана Белоголовский; К – трахиты СКАР (Кения), С – трахиты группы Фатага (Канарские острова).

В трахитах и комендитах Кенийского рифта и Канарских островов наблюдается еще более резко выраженное их обеднение Sr и P. При этом, напротив, умеренно-щелочные породы вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский отличаются относительно более высокой степенью обогащения такими элементами как Ba и Pb. В целом, следует допускать, что в формировании исходных расплавов для умеренно-щелочной серии Камчатки источник или один из источников магматического вещества имел деплетированный характер, а образование умеренно-щелочных магм в обстановке конвергенции литосферных плит несет признаки участия метасоматизированной надсубдукционной мантии или флюидного компонента.

Выводы. На основании результатов геохимических исследований умеренно-щелочных серий пород вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский в вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки, показывающих гетерогенный или переходный характер их вещественных признаков в сравнении сериями пород надсубдукционного и внутриплитного типов сформулировано **второе защищаемое положение.**

2. Вещественные признаки пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии имеют гетерогенный характер и выражены в относительно высоких концентрациях в них высокочargedных и редкоземельных элементов (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf, Th, U, P, REE), свойственных породам внутриплитных обстановок, а также в повышенных концентрациях литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Pb), характерных для надсубдукционных магм, и в специфически низких содержаниях элементов платиновой группы (Pt, Pd), отражающих особые условия их формирования в обстановке конвергенции литосферных плит.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ БЕЛОГОЛОВСКИЙ И БОЛЬШОЙ- КЕКУКНАЙСКИЙ

5.1 Условия кристаллизации умеренно-щелочных магм

Ранее А.О. Волынец с соавторами по составу равновесных Ol-Sp и Ol-содержащих парагенезисов рассчитаны условия субликвидусной кристаллизации плейстоцен-голоценовых K-Na субщелочных базальтоидных расплавов Срединного хребта [Волынец и др., 2012]. Согласно моделям [Пономарев, Пузанков, 2012], они составили $T=1292-1280^{\circ}\text{C}$ и $P=6.5-1.3$ кБар, а по модели [Putirka, 2008] температуры начала кристаллизации Ol составляют $1287-1248^{\circ}\text{C}$.

На основе выполненных в данной работе расчетов экспериментальных геобарометров и геотермометров [Putirka., 2003, 2005, 2008] по составам минералов-вкрапленников из пород вулкана Белоголовский были получены сведения об условиях кристаллизации порообразующих минералов в породах основного и среднего составов. В трахибазальтах вулкана Белоголовский кристаллизация Crx (Wo_{41-42} En_{43-44}) начинается при $T=1208-1193^{\circ}\text{C}$ и $P=11.6-8.9$ кБар, а вкрапленники Ol ранней генерации (Fo_{76-78} Fa_{22-23}) начинают кристаллизоваться при $T=1165-1053^{\circ}\text{C}$ и $P=13-11.5$ кБар. В трахиандезитах первыми кристаллизуются вкрапленники Ol (Fo_{64-67} Fa_{32-33}) при $T=1000-954^{\circ}\text{C}$ и $P=12.4-10.9$ кБар. В биотитовых трахитах вкрапленники Crx (Wo_{40-43} En_{42-44}) имеют параметры кристаллизации $T=1056-1006^{\circ}\text{C}$ и $P=7.9-3.5$ кБар, а вкрапленники Orx (En_{71-87} Fs_{15-26}) кристаллизовались при $T=1042-1008^{\circ}\text{C}$ и снижении давления ($P=2.5-1.0$ кБар). Вкрапленники Crx (Wo_{41-42} En_{35-36}) в Amph-трахитах кристаллизуются при $T=1098-877^{\circ}\text{C}$ и $P=5.9-5.5$ кБар. Таким образом, следует заключить, что кристаллизация умеренно-щелочных магм в диапазоне составов трахибазальт-трахиандезит-трахит ЩБТК серии происходила в малоглубинных коровых камерах, при этом наиболее глубинные условия начала кристаллизации расплавов свойственны трахибазальтовым магмам, а малоглубинные характерны для трахиандезитов и трахитов.

5.2 Происхождение трахитов и комендитов и их генетические связи

Как было показано выше, трахиты вулканического центра Белоголовский представляют из себя плагиопорфировые породы, минералы-вкрапленники в которых представлены, как правило, ассоциацией Pl+Fsp+Crх с присутствием или отсутствием в некоторых разностях пород вкрапленников и субфенокристаллов Vt, Орх, Amph, Mgt и Plm в трахитовой, фельзитовой или гиалопилитовой основной массе. Крайне редко в трахитах отмечается Ol. Редкопорфировая структура комендитового трахита в единичной находке (обр. № ПП-2570) характеризуется Pl+Fsp+Kfs+Vt парагенезисом вкрапленников и фельзитовой основной массой. Комендиты представлены здесь стекловатыми или субафировыми разностями с незначительным количеством вкрапленников Kfs+Vt и еще более редкого рудного минерала (Mgt). От трахитов к комендитовым трахитам и далее к комендитам количества минералов-вкрапленников резко снижаются в порядке 30-10, ~5 и <1 об.%, соответственно. Такое направленное снижение объема кристаллического компонента в указанной серии пород, наряду с общей направленностью смены составов их минеральных парагенезисов и геохимических характеристик может быть объяснено с позиций реализации процессов кристаллизационной дифференциации.

Проверка этого предположения была выполнена методом баланса масс с применением в расчетах модальных составов минералов-вкрапленников, составов фельзитовой и гиалопилитовой основной массы и составов пород (Таблица 5.2.1.-5.3.4.). Расчеты были выполнены с применением программы «Crystal» [Перетяжко И.С., 1996]. Условиями для того, чтобы признать каждый конкретный расчет удовлетворительным, были: 1) объемы (массы) всех компонентов (минералов), участвующих в расчете, должны иметь положительное значение и не превышать реально наблюдаемые содержания их в породах; 2) сумма квадратов невязок или отклонений (R^2) по результатам расчетов должна быть <1. Для расшифровки процессов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов и установления их роли в распределении редких элементов в вулканических породах методами моделирования необходимы данные о содержаниях редких и

**Решение задачи баланса масс между Amph-трахитами и комендитовыми трахитами
Составы минералов-вкрапленников, используемых в расчетах (мас.%).**

ПП-2591*	Pl	Kfs	Срх	Орх	Mgt	Ilm	Ap
SiO ₂	61.40	65.25	53.06	53.72	0.50		
TiO ₂			0.48	0.30	1.05	50.88	
Al ₂ O ₃	23.09	20.39	1.04	0.89	1.83		
FeO*	0.36	0.51	11.80	16.57	83.71	43.01	0.63
MnO			1.21	1.79	3.70	2.18	0.40
MgO			13.27	25.16	3.03	3.13	0.55
CaO	4.67	1.58	19.29	1.15			50.67
Na ₂ O	7.70	6.63	0.61				
K ₂ O	1.60	5.87					
P ₂ O ₅							41.73

Примечание. * - ПП-2591 – Amph трахит и составы его минералов. Составы Орх и Mgt – из Вт-трахита ПП-3102.

Результаты расчета баланса масс. Составы пород.

№ обр.	ПП-2591		Рестит	ПП-2570		Невязки
	Исходный	Расчетный		Исходный	Расчетный	
SiO ₂	62.33	62.33	56.95	68.25	68.24	0.01
TiO ₂	0.88	0.88	1.27	0.45	0.45	0.00
Al ₂ O ₃	17.72	17.72	18.31	17.07	17.06	0.01
FeO*	4.30	4.30	7.12	1.18	1.19	-0.01
MnO	0.14	0.21	0.38	0.02	-0.12	0.14
MgO	0.98	0.99	1.83	0.05	0.04	0.01
CaO	2.10	2.10	3.64	0.41	0.40	0.01
Na ₂ O	6.03	6.05	5.99	6.12	6.07	0.05
K ₂ O	4.34	4.35	3.19	5.64	5.61	0.03
P ₂ O ₅	0.29	0.29	0.50	0.05	0.06	-0.01
об.%, R²*			52.43			0.024

Результаты расчета баланса масс. Объемы удаляемых минеральных фаз.

Фазы	ПП-2591
Pl	21.18
Kfs	22.68
Орх	2.73
Срх	1.09
Mgt	2.91
Ilm	1.22
Ap	0.63
ПП-2570*	47.58
Сумма	100.01

Примечание. ПП-2570* - объем полученного комендитового трахита при удалении минеральных фаз из Amph-трахита (ПП-2591).

Решение задачи баланса масс между Вт-трахитами и комендитовыми трахитами
Составы минералов-вкрапленников, используемых в расчетах (мас.%).

ПП-3102*	Pl	Kfs	Opх	Срх	Mgt	Ilm	Ap	Bt
SiO ₂	64.89	66.49	53.72	52.82	0.50			38.72
TiO ₂			0.30		1.05	44.65		7.19
Al ₂ O ₃	20.73	18.31	0.89	0.55	1.83	1.44		13.55
FeO*	0.57	0.42	16.57	9.05	83.71	47.28		5.20
MnO			1.79	1.64	3.70	0.56		0.39
MgO			25.16	12.95	3.03	2.80		20.71
CaO	2.07	0.24	1.15	20.86			51.48	
Na ₂ O	8.44	6.58		0.69			0.47	0.96
K ₂ O	3.04	6.77						8.87
P ₂ O ₅							40.70	

Примечание. * - ПП-3102 – Вт-трахит и составы его минералов.

Результаты расчета баланса масс. Составы пород.

№ обр.	ПП-3102		Рестит	ПП-2570		Невязки
	Исходный	Расчетный		Исходный	Расчетный	
SiO ₂	65.47	65.36	53.50	68.25	68.38	-0.13
TiO ₂	0.75	0.75	1.92	0.45	0.45	0.00
Al ₂ O ₃	16.25	16.22	12.74	17.07	17.11	-0.04
FeO*	3.14	3.14	10.79	1.18	1.18	0.00
MnO	0.13	0.17	0.74	0.02	-0.02	0.04
MgO	0.82	0.92	4.33	0.05	-0.08	0.13
CaO	1.73	1.78	7.13	0.41	0.35	0.06
Na ₂ O	5.69	5.95	5.22	6.12	5.80	0.32
K ₂ O	4.56	4.87	1.82	5.64	5.25	0.39
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.62	0.05	0.13	-0.08
об.%, R ² *			20.35			0.304

Результаты расчета баланса масс. Объемы удаляемых минеральных фаз.

Фазы	ПП-3102
Pl	12.15
Kfs	0.02
Opх	0.70
Срх	4.94
Mgt	1.39
Ilm	0.84
Ap	0.31
Bt	0.00
ПП-2570*	79.82
Сумма	100.17

Примечание. ПП-2570* - объем полученного комендитового трахита при удалении минеральных фаз из Вт-трахита (ПП-3102).

Решение задачи баланса масс между Вт- трахитами и комендитами
Составы минералов-вкрапленников, используемых в расчетах (мас.%).

ПП-3102*	Pl	Kfs	Opх	Срх	Mgt	Ilm	Ap	Bt
SiO ₂	59.88	66.49	53.72	52.82	0.50			38.72
TiO ₂			0.30		1.05	44.65		7.19
Al ₂ O ₃	23.96	18.31	0.89	0.55	1.83	1.44		13.55
FeO*	0.37	0.42	16.57	9.05	83.71	47.28		5.20
MnO			1.79	1.64	3.70	0.56		0.39
MgO			25.16	12.95	3.03	2.80		20.71
CaO	6.62	0.24	1.15	20.86			51.48	
Na ₂ O	6.82	6.58		0.69			0.47	0.96
K ₂ O	1.16	6.77						8.87
P ₂ O ₅							40.70	

Примечание. * - ПП-3102 – Вт-трахит и составы его минералов. Состав Pl из Вт-трахита 49044 (коллекция М.Ю. Пузанкова, ИВиС ДВО РАН).

Результаты расчета баланса масс. Составы пород.

№ обр.	ПП-3102		Рестит	ПП-3082		Невязки
	Исходный	Расчетный		Исходный	Расчетный	
SiO ₂	65.47	65.45	58.95	75.93	75.98	-0.05
TiO ₂	0.75	0.75	1.17	0.12	0.12	0.00
Al ₂ O ₃	16.25	16.25	18.47	13.02	13.02	0.00
FeO*	3.14	3.14	4.53	1.05	1.05	0.00
MnO	0.13	0.13	0.18	0.05	0.06	-0.01
MgO	0.82	0.82	1.33	0.05	0.06	-0.01
CaO	1.73	1.73	2.74	0.21	0.21	0.00
Na ₂ O	5.69	5.66	5.90	5.35	5.42	-0.07
K ₂ O	4.56	4.56	4.74	4.33	4.34	-0.01
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.37	0.02	0.02	0.00
об.%, R²*			60.09			0.007

Результаты расчета баланса масс. Объемы удаляемых минеральных фаз.

Фазы	ПП-3102
Pl	17.51
Kfs	35.26
Opх	0.13
Срх	0.57
Mgt	2.14
Ilm	1.06
Ap	0.55
Bt	2.88
ПП-3082*	39.55
Сумма	100.64

Примечание. ПП-3082* - объем полученного комендита при удалении минеральных фаз из Вт-трахита (ПП-3102).

Решение задачи баланса масс между трахиандезитами и Amph-трахитами
Составы минералов-вкрапленников, используемых в расчетах (мас.%).

ПП-3099*	OI	PI	Срх	Mgt	Ilm	Ap
SiO ₂	37.10	57.55	51.79			
TiO ₂			0.88	16.63	50.33	
Al ₂ O ₃		25.39	2.17	2.70		
FeO*	31.54	0.57	9.19	77.72	47.47	0.54
MnO	1.30		0.72	1.27	1.15	0.46
MgO	30.35		15.17	2.11	3.46	
CaO	0.22	8.03	19.42			54.54
Na ₂ O		6.47	0.50			
K ₂ O		0.78				
P ₂ O ₅						42.00

Примечание. * - ПП-3099 – трахиандезит и составы его минералов.

Результаты расчета баланса масс. Составы пород.

№ обр.	ПП-3099		Рестит	ПП-2591		Невязки
	Исходный	Расчетный		Исходный	Расчетный	
SiO ₂	56.63	56.62	46.07	62.33	62.34	-0.01
TiO ₂	1.73	1.73	3.36	0.88	0.88	0.00
Al ₂ O ₃	17.00	17.09	15.99	17.72	17.58	0.14
FeO*	6.79	6.79	11.52	4.30	4.31	-0.01
MnO	0.20	0.22	0.38	0.14	0.10	0.04
MgO	2.57	2.58	5.63	0.98	0.96	0.02
CaO	4.79	4.80	9.94	2.10	2.08	0.02
Na ₂ O	5.66	5.33	4.03	6.03	6.53	-0.50
K ₂ O	2.81	3.00	0.48	4.34	4.05	0.29
P ₂ O ₅	0.87	0.86	1.93	0.29	0.31	-0.02
об.%, R ² *			34.50			0.363

Результаты расчета баланса масс. Объемы удаляемых минеральных фаз.

Фазы	ПП-3099
OI	3.89
PI	21.15
Срх	4.41
Mgt	1.87
Ilm	1.61
Ap	1.59
ПП-2591*	65.34
Сумма	99.85

Примечание. 2591* - объем полученного Amph-трахита при удалении минеральных фаз из трахиандезита (ПП-3099).

петрогенных элементов в породообразующих минералах и коэффициентов их распределения для системы «минерал/расплав», эти данные приведены в Главе 3.

С использованием заимствованных из литературы и полученных оригинальных коэффициентов распределения редких элементов для кислых магматических пород (Таблица 3.4.2), а также данных о составах породообразующих минералов проведено моделирование процессов дифференциации трахиандезит-трахитовых магм в программе «Petrological Modeler» [Ersoy, 2013].

На основе решения задач баланса вещества между комендитовыми трахитами и Amph-трахитами и комендитовыми трахитами и Vt-трахитами, можно сделать вывод о наиболее вероятном происхождении комендитовых трахитов из Amph-трахитов в связи с наименьшей величиной невязок ($R^2=0.024$) для первого варианта и только $R^2=0.304$ для модели Vt-трахита (Таблица 5.2.1, 5.2.2) По итогам решения задачи о балансе вещества между Vt-трахитами и комендитами также можно заключить, что они обладают прямой генетической связью в рамках процессов кристаллизационной дифференциации (Таблица 5.2.3). Трахиандезиты показывают прямую связь с Amph-трахитами с удовлетворительным решением $R^2=0.36$ (Таблица 5.2.4).

Для формирования трахитов из трахиандезитовой магмы необходимо допускать удаление из расплава Pl ~21, Ol ~4, Crx ~4, Mgt ~2, Ilm ~2, Ap <2 об.%. Объем полученного трахитового расплава составляет в этом случае ~65 об.% (Таблица 5.2.4). При фракционировании минералов (Pl ~21, Kfs ~23, Орх ~3, Crx ~1%, Mgt ~3, Ilm ~1, Ap <1 об.%) из Amph-трахитов возможно получение ~ 48 об.% комендитового трахита (Таблица 5.2.2). Для того чтобы в результате дифференциации трахитовой магмы сформировался комендитовый остаточный расплав, необходимо фракционирование минералов Vt-трахита в количестве Pl ~13, Kfs ~33, Орх ~2, Mgt ~2, Ilm ~1, Ap <1 об.%. Объем остаточного комендитового расплава может достигать при этом ~48 об.% (Таблица 5.2.3).

Методами баланса масс и микроэлементного моделирования показано, что формирование трахиандезит-трахит-комендитового ряда пород в составе

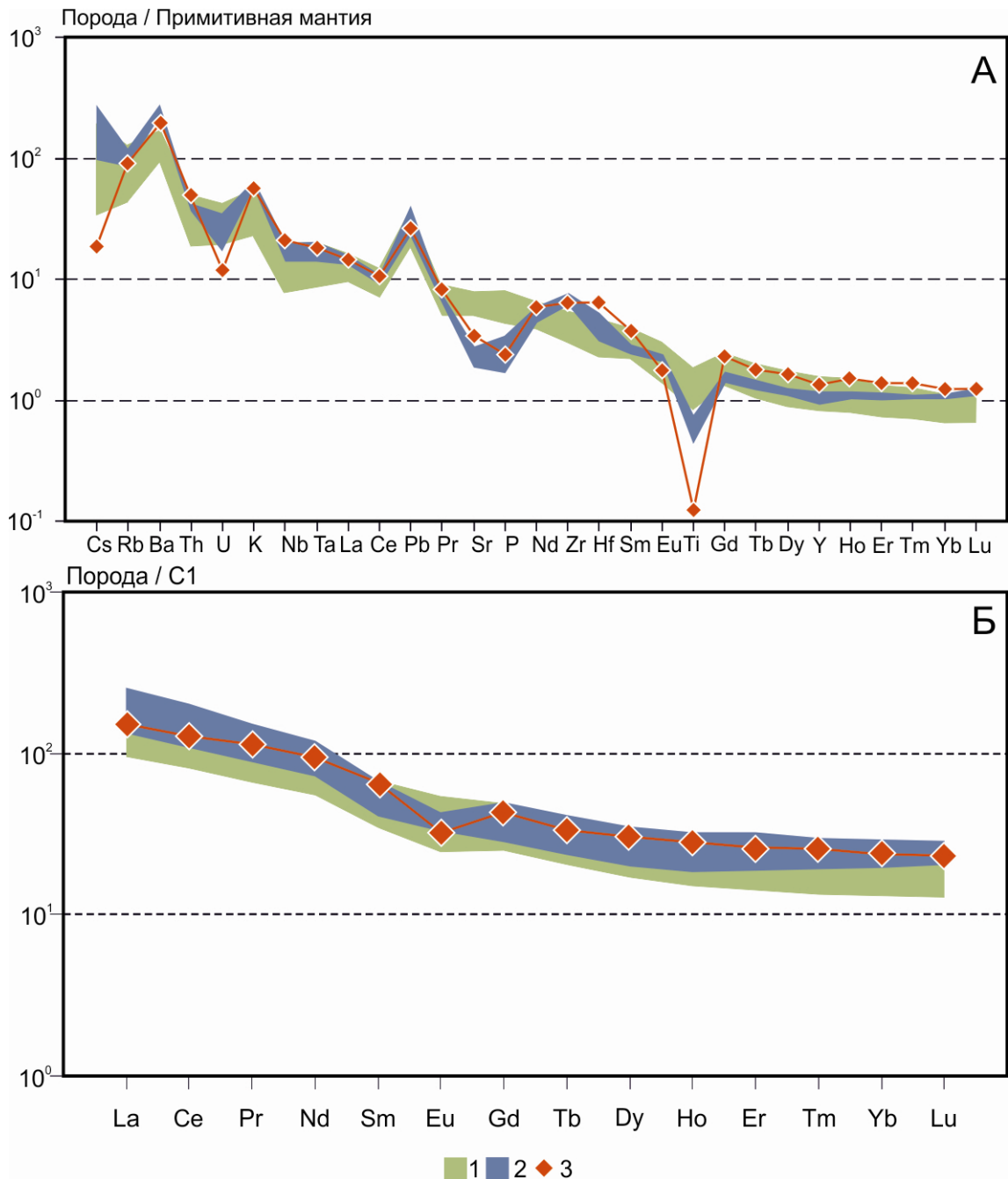


Рисунок 5.2.1. Диаграммы распределения магматофильных (А) и редкоземельных (Б) элементов для трахитов и трахиандезитов вулкана Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – поле составов трахиандезитов, 2 – поле составов Amph-трахитов, 3 – расчетный состав Amph-трахита. Составы пород здесь и далее нормированы на их содержания в примитивной мантии (А) [Sun, McDonough, 1989] и углистом хондрите C1 (Б) [McDonough, Sun, 1995].

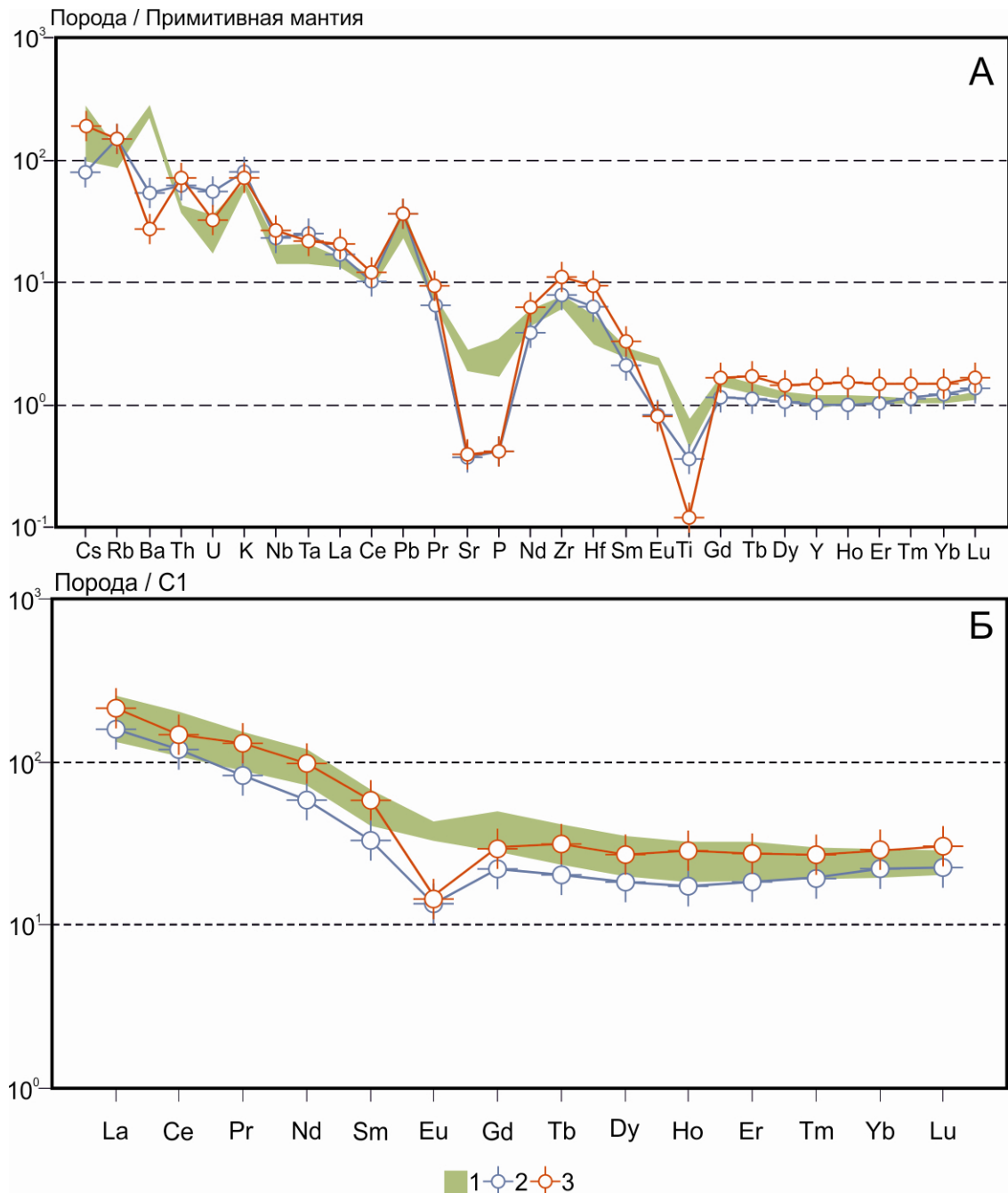


Рисунок 5.2.2. Диаграммы распределения магматофильных (А) и редкоземельных (Б) элементов для Amph-трахитов и комендитовых трахитов вулкана Белоголовский. Условные обозначения: 1 – поле составов Amph-трахитов, 2 – комендитовый трахит, 3 – расчетный состав комендитового трахита.

щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии определяется реализацией процессов кристаллизационной дифференциации или «фильтр-прессинга» в малоглубинных магматических камерах с участием минерального парагенезиса $\text{Cpx-Orx-Amph-Bt-Mgt-Ilm-Ap}$ и преобладающей ролью полевошпатового компонента (Pl-Kfs).

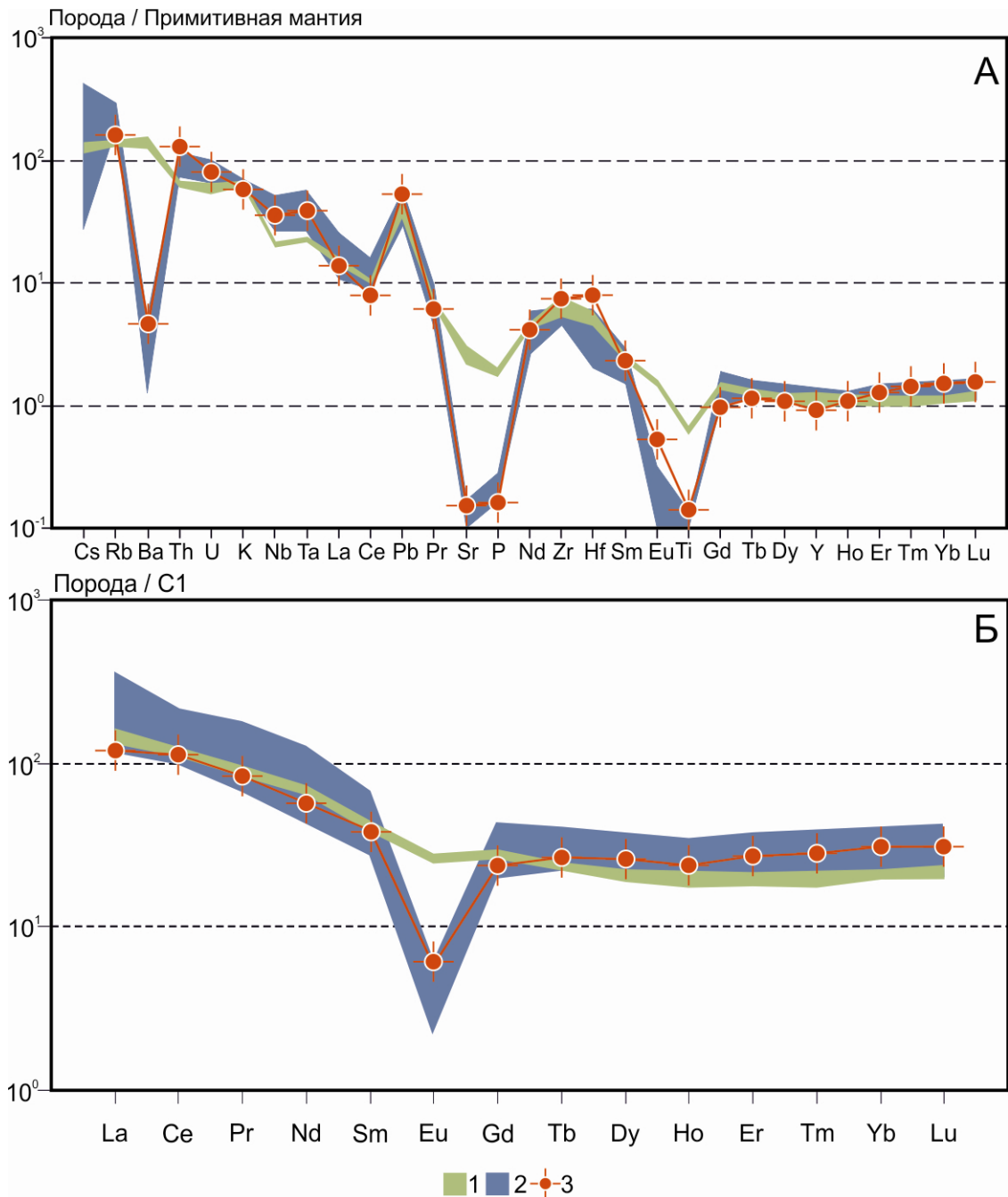


Рисунок 5.2.3. Диаграммы распределения магматофильных (А) и редкоземельных (Б) элементов для Vt-трахитов и комендитов вулкана Белоголовский.

Условные обозначения: 1 – поле составов Vt-трахитов, 2 – поле составов комендитов, 3 – расчетный состав комендита.

Удовлетворительные результаты получены при расчете модели формирования трахитов в результате кристаллизационной дифференциации трахиандезитовой магмы, а также при расчете модели Amph-трахит – комендитовый трахит и модели Vt-трахит – комендит.

Ранее О.Н. Волынцом с соавторами [Волынец и др., 1990] было проведено моделирование формирования трахиандезит-трахит-комендитовой серии пород вулкана Белоголовский в процессе кристаллизационной дифференциации (Рисунок 5.2.4). Авторами был сделан вывод о существовании двух линий дифференциации магм: 1 – трахиандезит-комендитовой, и 2 – трахиандезит-трахитовой.

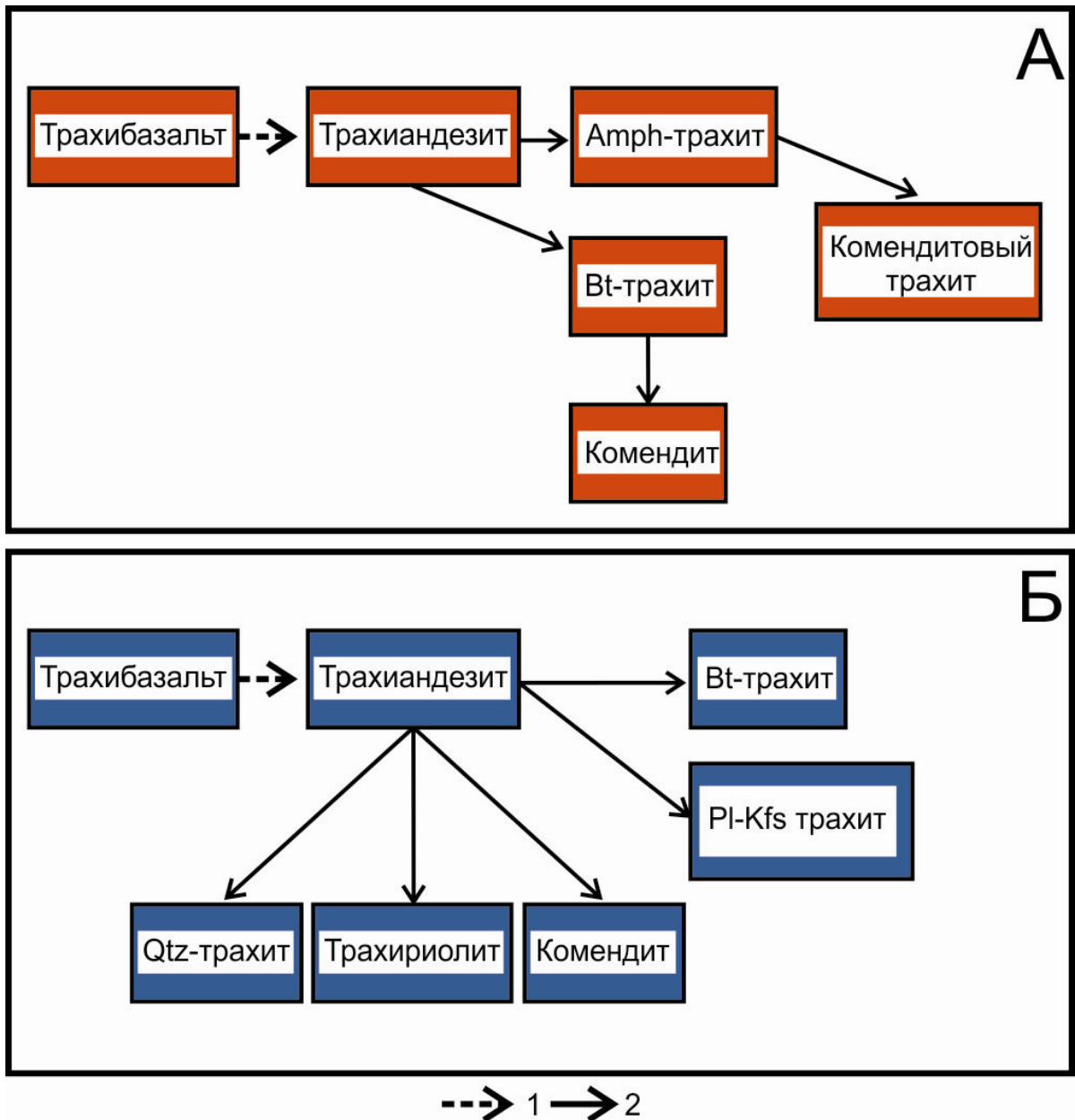


Рисунок 5.2.4. Схема дифференциации умеренно-щелочных магм вулканического центра Белоголовский.

А – модель по результатам выполненного в данной работе редкоэлементного моделирования. Б – модель дифференциации по [Волынец, и др. 1990]. Условные обозначения: 1 - расчет не удовлетворяет и 2 – удовлетворяет модели кристаллизационной дифференциации.

Как показывают результаты проведенного моделирования с использованием данных о распределении редких элементов в минералах из пород серии, схема дифференциации по [Волынец и др., 1990], в целом, подтверждается (рисунок 5.2.4). Исключение составляет лишь вывод о формировании комендитовых трахитов из Amph-трахитов и отсутствие связи этой группы расплавов с комендитами, а также то, что Vt-трахиты являются переходным этапом между трахиандезитами и комендитами.

Таким образом, в обеих схемах не удастся установить связь между трахибазальтами и следующими дериватами - трахиандезитами, трахитами и комендитами в рамках модели кристаллизационной дифференциации.

Начиная с трахиандезитов, эволюция серии образует разветвление на Vt-трахиты и Amph-трахиты, которые имеют существенные различия, как в минеральных парагенезисах, так и в химическом составе.

Кварцевые трахиты, отмеченные О.Н. Волынцом [Волынец и др., 1990], не выделяются в отдельный тип. Каждый из типов трахитов продолжает эволюционный тренд расплавов серии в своем направлении. Так при удалении из расплава Amph-трахитов Pl и Kfs в приблизительно равных объемах, и в меньшей степени Орх, образуется остаточный расплав, соответствующий по составу комендитовому трахиту. При удалении из расплава Vt-трахитов калиевого полевого шпата и в меньшей степени Pl образуется комендитовый остаточный расплав.

5.3 Источники магм по изотопным данным

Известные законы радиоактивного распада для элементов изотопных пар Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Th-Pb в применении к природным геологическим процессам используются для установления источников вещества магматических расплавов (Таблица 5.3.1).

На основе масс-спектрометрического определения для исследуемых магматических пород величин индикаторных изотопных отношений для каждой из изотопных пар и известных эмпирических данных об изотопном составе природных геологических объектов или сред определяется роль тех или иных

Изотопные системы Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Th-Pb

Радиоактивный (материнский) изотоп	Радиогенный (дочерний) Изотоп	Индикаторное изотопное отношение
^{87}Rb	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
^{147}Sm	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
^{235}U	^{207}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{238}U	^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{232}Th	^{208}Pb	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

источников вещества в формировании состава магматических расплавов.

В магматической петрологии и геохимии для установления источников расплавов обычно используются эмпирические данные по изотопному составу мантии Земли, ее изотопных резервуаров или доменов, континентальной и океанической коры в целом и ее слоев, осадочного и водного компонентов, а также известных и достаточно надежно исследованных в изотопно-геохимическом плане геологических объектов (комплексов и типов пород). В данной работе в соответствии с задачами исследований по изучению умеренно-щелочных вулканических серий пород Камчатки используются сведения об изотопном составе обогащенной мантии EM I и EM II типов, деплетированной литосферной мантии MORB типа (DMM) и ее наиболее истощенного варианта (D-DMM), данные об изотопном составе MORB Тихого и Индийского океанов, окраинных морей, океанических осадков и ряда индикаторных магматических комплексов пород различных геодинамических обстановок.

На основе новых и литературных сведений об изотопных характеристиках $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский, выполнена оценка роли различных источников магматического вещества в формировании ЩБТК серии пород Срединного хребта Камчатки и предложена интерпретация полученных результатов. С этой целью проведено сопоставление изотопных характеристик пород ЩБТК серии и ассоциирующих с ними пород вулканогенного фундамента исследованных вулканических центров, а также пород последующих новейших

этапов их магматического развития с данными по породам вулканических поясов Камчатки островодужного геохимического типа (IAB) по сводке [Перепелов, 2014]. Данные изотопных исследований вулканических центров приведены в таблицах 5.3.2-5.3.7 и отображены на рисунках 5.3.1-5.3.4.

Изотопная систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Таблицы 5.3.2-5.3.5, Рисунок 5.3.1) для пород островодужного геохимического типа для различных вулканических поясов Камчатки, выполненная с выбраковкой данных в 95% статистическом диапазоне, показывает, что в отличие от MORB они обладают более высокими значениями изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне $\sim 0.7031-0.7038$ и заключены в достаточно узком интервале значений $\sim ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51315-0.51301$ ($\sim \epsilon\text{Nd}=9.8-7.4$). Наиболее высоких величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигают вулканические породы Центральной Камчатской депрессии (~ 0.7038), тогда как для пород вулканических поясов Восточной и Южной Камчатки, а также Срединного хребта эти значения не превышают ~ 0.7035 . Корреляция значений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ показывает, что отчетливые тренды снижения величин ϵNd с возрастанием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдаются для пород IAB типа вулканических поясов Восточной Камчатки и Срединного хребта. При этом для пород вулканического пояса Южной Камчатки на современном уровне исследований этот тренд не проявлен, а поле изотопных меток пород ЦКД смещается в направлении области изотопных составов субдуцируемых океанических осадков Камчатки [Plank, Langmuir, 1998].

Проведенное сопоставление изотопных характеристик $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для пород IAB типа вулканических поясов Камчатки с вулканогенными породами такого же типа Алеутской островной дуги показывает их заметные различия. Пример для сравнения – Алеутская дуга принят как наиболее исследованная в изотопно-геохимическом плане структура, сопряженная со структурой Камчатки в зоне Алеутско-Камчатского сочленения. Для близкого к Камчатке северного сегмента Курильской островной дуги необходимый объем изотопно-геохимических данных в настоящее время отсутствует. Анализ данных показывает, что наиболее сходными с IAB Камчатки изотопными метками

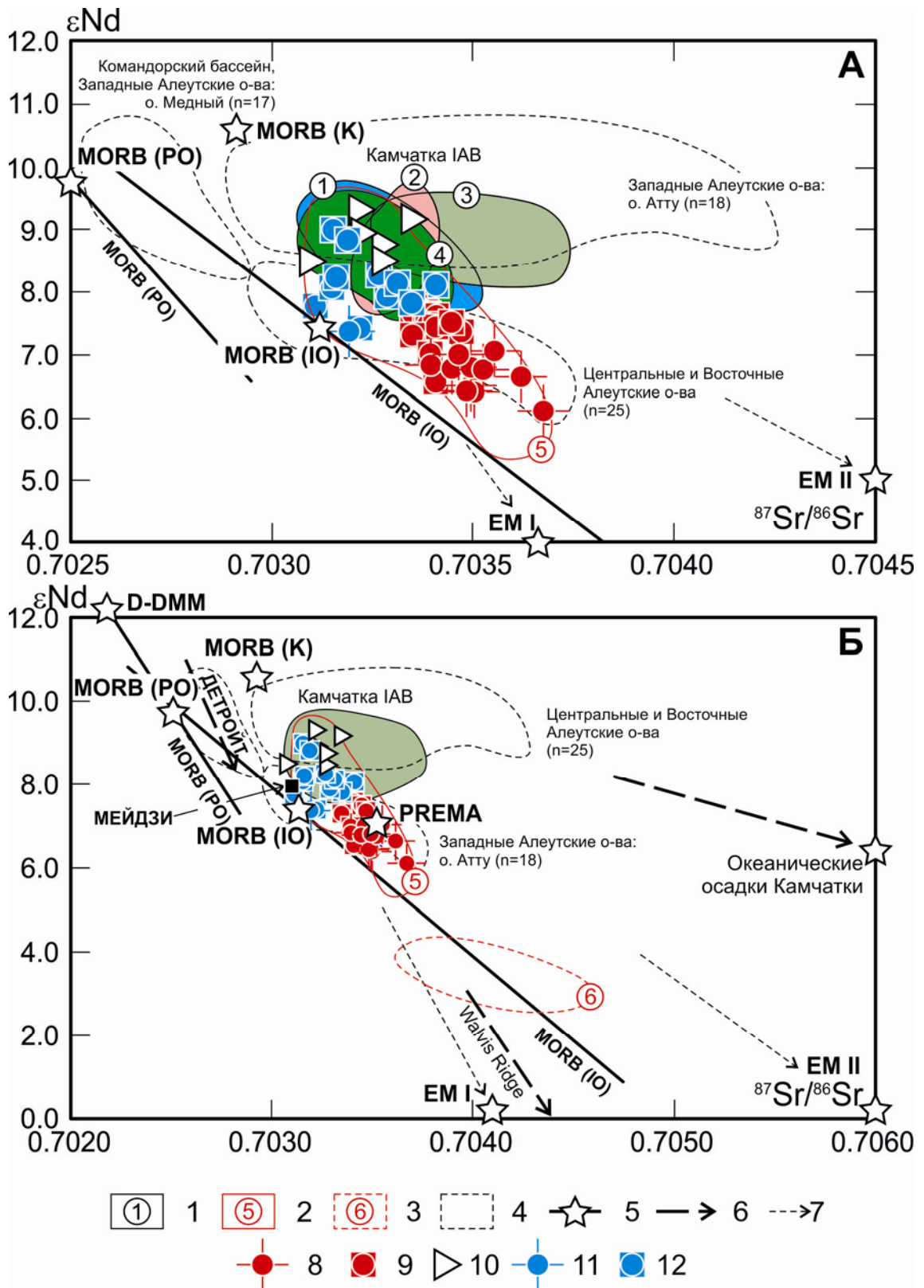


Рисунок 5.3.1. Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd) пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Здесь и далее значения изотопных отношений для пород ЩБТК серии и ассоциирующих пород нормального ряда щелочности Камчатки приведены с поправкой на возраст их формирования. $\epsilon\text{Nd} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/0.512638) - 1] \times 10^4$. Данные из таблиц 4.4.2.2 – 4.4.2.5.

Условные обозначения к Рисунку 5.3.1. Здесь и далее: 1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов надсубдукционного (островодужного) геохимического типа (Камчатка IAB) для вулканических поясов Камчатки (цифры в кружках на графике А обозначают поля изотопных характеристик пород вулканических поясов 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта), здесь и далее на графике Б показано поле составов IAB Камчатки в целом; 2 – поле изотопных характеристик пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ЩБТК серии и позднеплейстоцен-голоценовых умеренно-щелочные К-На базальтоидов Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов позднемиоцен-раннеплиоценовых щелочных базальтоидов Восточной Камчатки по данным [Волынец и др., 1995, 1996, 1997]; 4 – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна и Западных Алеутских островов (о. Медный) [Yogodzinski et al., 1994, 1995], Западных Алеутских островов (о. Атту) [Yogodzinski et al., 1993], Центральных и Восточных Алеутских островов [Jicha et al., 2004; Kelemen et al., 2003], n – количество проб; 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для базальтов срединно-океанических хребтов Индийского MORB-(IO) и Тихого океанов MORB-(PO) по [Stracke, 2012], MORB(K) – базальтов Командорского бассейна [Yogodzinski et al., 1993], EMI и EMII – обогащенной и D-DMM – деплетированной MORB мантии по [Iwamori, Nakamura, 2014], PREMA – примитивной мантии [Zindler, Hart, 1986], субдуцируемых осадков Камчатки [Plank, Langmuir, 1998]; 6 – тренды эволюции и метки изотопных характеристик базальтоидов подводных поднятий северо-западного окончания Гавайско-Императорской вулканической гряды (поднятия Детройт и Мейдзи) по [Regelous et al., 2003] и подводного хребта Walvis в Атлантическом океане по [Salters, Sachi-Kocher, 2010]; 7 – направления к меткам изотопных резервуаров, расположенным за пределами масштаба графиков, построены от метки MORB (K); 8-12 – точки изотопных характеристик пород ЩБТК серии, умеренно-щелочных К-На базальтоидов и пород нормально-щелочной серии Срединного хребта Камчатки (8 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовая ЩБТК серия пород вулканического центра Белоголовский, 9 – умеренно-щелочные К-На базальтоиды плейстоценовых вулканических построек района Белоголовского центра, 10 – высококалийные базальты и андезиты IAB типа среднеплиоценового вулкана Кекукнайский, 11 – трахибазальты раннеплейстоценового вулкана Большой, 12 – позднеплейстоцен-голоценовые базальтоиды умеренно-щелочного и нормального ряда щелочности зоны ареального вулканизма Дола Геологов). Для построения полей составов пород IAB типа вулканических поясов Камчатки использована выборка из 314 проб по [Kersting et al., 1995; Tatsumi et al., 1995; Kepezhinskas et al., 1997; Turner et al., 1998; Волынец и др., 2000; Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001; Dosseto et al., 2003; Bindeman et al., 2004; Portnyagin et al., 2005, 2007; Duggen et al., 2007; Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014] и данным автора.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ обладают породы Западного сегмента Алеутской дуги, отличаясь от них, между тем, более высоким уровнем накопления радиогенного ^{143}Nd или более деплетированным составом источника мантийных магм [Yogodzinski et al., 1994, 1995].

Такое же предположение может быть сделано и в связи с заметно более низкими для них изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерными, главным образом, для пород IAB типа островов Командорского бассейна Алеутской дуги (Рисунок 5.3.1А). Породы других островов Алеутской дуги в ее западном сегменте [Yogodzinski et al., 1993] в связи со значительным обогащением их радиогенным ^{87}Sr имеют сходство с вулканическими образованиями Центральной Камчатской депрессии и обладают ярко выраженным смещением изотопных меток в направлении океанических осадков глубоководного желоба Камчатки до значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7042$.

В поисках наиболее деплетированного мантийного источника надсубдукционных магм в северо-западном секторе Тихого океана на графике 5.3.1Б показаны изотопные тренды и метки вулканогенных пород подводных поднятий Детройт и Мейдзи Гавайско-Императорской гряды [Regelous et al., 2003] и MORB Командорского бассейна [Yogodzinski et al., 1993]. Анализ положения меток показывает, что наиболее приемлемым для изотопно-геохимических построений является допущение об участии в образовании надсубдукционных магм Камчатки мантийного источника типа Командорского MORB и океанических осадков глубоководного желоба Камчатки [Plank, Langmuir, 1998].

Отчетливые различия наблюдаются при сопоставлении изотопных характеристик $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород надсубдукционных вулканических поясов Камчатки, принадлежащих к IAB типу, и пород ЩБТК серии Срединного хребта (Рисунок 5.3.1). Породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой щелочно-базальт-трахит-комендитовой (ЩБТК) серии вулканического центра Белоголовский в Срединном хребте Камчатки обладают наименее радиогенными изотопными составами Nd в интервале значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512997-0.512949$

($\epsilon\text{Nd}=7.00-6.06$, против 9.46-7.14) и более радиогенным составом Sr для трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов в сравнении с IAB магмами этого вулканического пояса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703394-0.703675$, против 0.703074-0.703438). В связи с резким перераспределением Rb и Sr при формировании комендитовых расплавов, а именно с обогащением комендитов Rb и обеднением Sr, величины измеренных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выделяют их высокими значениями (0.704498-0.708537). Однако, как показано в таблице 5.3.2, поправки на возраст пород приводят инициальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для комендитов в пределы указанного диапазона значений для серии в целом. К-Na умеренно-щелочные оливиновые базальты (субщелочные Ol-базальты) и трахибазальты более позднего ранне-среднеплейстоценового этапа вулканической активности имеют несколько более радиогенный состав Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513031-0.513011$, $\epsilon\text{Nd}=7.67-7.28$) и несколько менее радиогенный состав Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703470-0.703349$) (Таблица 5.3.3).

Среди изученных умеренно-щелочных вулканических пород Срединного хребта отчетливо выделяются своими изотопными характеристиками К-Na трахибазальты и субщелочные Ol-базальты вулканического центра Большой-Кекукнайский. По величинам изотопных отношений позднеплиоцен-раннеплейстоценовые трахибазальты вулкана Большой ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703192$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513013$, $\epsilon\text{Nd}=7.32$), а также К-Na базальтоиды позднеплейстоцен-голоценовой ареальной зоны Дола Геологов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703407-0.703106$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513099-0.513018$, $\epsilon\text{Nd}=8.99-7.41$) имеют наименее радиогенный состав Sr и более радиогенный состав Nd (Таблица 5.3.4, 5.3.5). Такие величины изотопных отношений Sr и Nd сближают их с полем изотопных составов пород надсубдукционного геохимического типа (IAB) вулканического пояса Срединного хребта Камчатки (Рисунок 5.3.1). Следует отметить, что изотопные характеристики пород нормально-щелочного ряда среднеплиоценового вулкана Кекукнайский, обладающих типично «островодужными» вещественными признаками, закономерно соответствуют полю составов IAB Камчатки в целом, и Срединного хребта в частности (Рисунок 5.3.1, Таблица 5.3.4).

Отметим также, что изотопные характеристики умеренно-щелочных и K-Na субщелочных базальтоидов плейстоцен-голоценового ареала их проявления в пределах Срединного хребта Камчатки (поле 5 на Рисунок 5.3.1) в пределах других районов исследований обнаруживают еще более низкие величины изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512916, $\epsilon\text{Nd}=5.42$) [Volynets et al., 2010].

С целью поиска источника умеренно-щелочных магм ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки проведено сопоставление их изотопных характеристик $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с таковыми для щелочных и умеренно-щелочных позднемиоцен-раннеплиоценовых базальтоидов Восточной Камчатки, имеющих «внутриплитные» геохимические характеристики [Волынец и др., 1995, 1996, 1997], а также для базальтоидов внутриокеанического поднятия Walvis Атлантического океана [Salters, Sachi-Kocher, 2010] и базальтоидов MORB типа Индийского океана. Для всех этих вулканических объектов предполагается участие в происхождении базальтовых магм обогащенного источника OIB типа или рециклированного вещества океанической или континентальной литосферы. На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd (Рисунок 5.3.1) наблюдается отчетливое смещение поля изотопных составов умеренно-щелочных пород Срединного хребта Камчатки к области составов базальтоидов MORB типа Индийского океана, «внутриплитных» базальтоидов Восточной Камчатки и вулканических пород хребта Walvis с общим трендом в направлении метки обогащенной мантии EM1 типа. Однако более точное определение возможности участия одного из типов предполагаемых источников в происхождении умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки только на основе анализа изотопных меток $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не представляется возможным и в дополнение требует анализа других изотопных систем.

В связи с задачей по установлению источников умеренно-щелочных магм ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки в данной работе дополнительно к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ проведен анализ изотопных характеристик Pb исследуемых пород ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (Таблица 5.3.6-5.3.7, Рисунок 5.3.2-5.3.4). Компиляция новых и литературных данных по изотопии Pb для пород

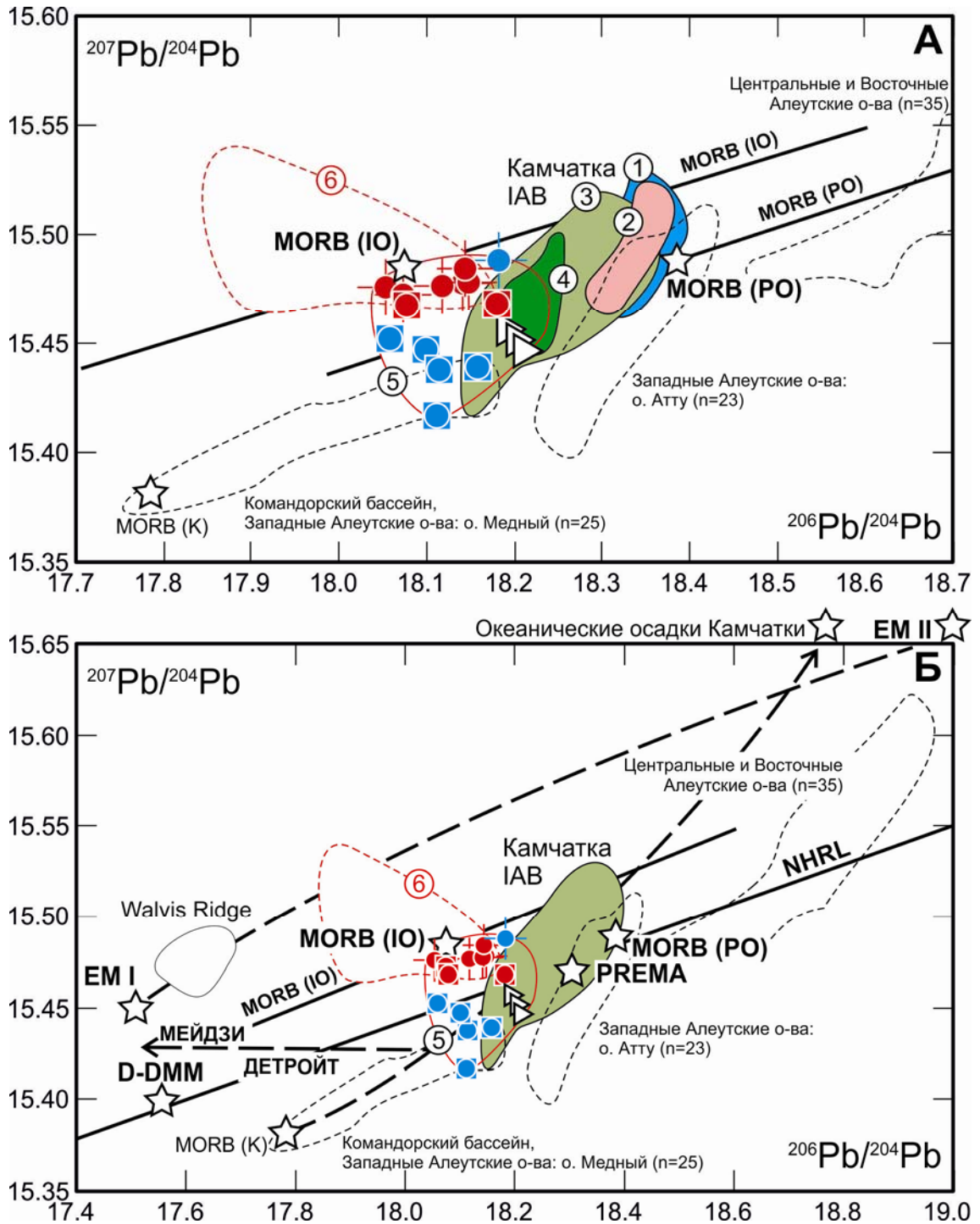


Рисунок 5.3.2. Изотопные характеристики $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Данные из таблиц 5.3.6 – 5.3.7. Условные обозначения и ссылки на литературные источники данных см. на Рисунок 4.4.2.1. Здесь на графике Б и далее NHRL – изотопная кривая Северного полушария Земли (Northern Hemisphere Reference Lines):

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 0.1084 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 13.491, \quad ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 1.209 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627.$$

изученных вулканических объектов, наряду с данными по изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ позволила значительно сократить возможные варианты в поисках источников магм и сделать заключение об их гетерогенности.

Изотопные характеристики $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ базальтов и андезитов «островодужного» или надсубдукционного геохимического типа для ряда позднекайнозойских вулканических поясов Камчатки заметно различаются между собой. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ наиболее радиогенными составами свинца в соответствии с имеющимися в настоящее время оригинальными и литературными данными отличаются породы вулканических поясов Восточной и Южной Камчатки (Рисунок 5.3.2). Вулканические породы IAB типа Срединного хребта в указанных координатах, напротив, имеют менее радиогенные составы, а породы «островодужного» типа Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД) демонстрируют исключительно широкий диапазон этих изотопных характеристик. Общий тренд изотопных меток IAB Камчатки в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ соответствует, в целом, линии смешения вещества MORB Командорского бассейна и осадочного компонента субдуцируемой океанической литосферы (Рисунок 5.3.2Б). Близкими к «командорскому» MORB компоненту являются наименее радиогенные изотопные составы Pb базальтоидов ЦКД и Срединного хребта. В целом следует заключить, что деплетированный литосферный изотопный источник пород IAB геохимического типа Камчатки должен соотноситься с областью наименее радиогенных составов MORB Тихого океана, а другим изотопным источником должна быть осадочная компонента или надсубдукционный флюид.

При сопоставлении изотопных характеристик $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ IAB Камчатки с таковыми для вулканических пород Алеутской островной дуги обнаруживается, что сходная тенденция в распределении меток в направлении осадочного компонента, такая же, которая наблюдается для IAB Камчатки в целом, типична для пород Западного сегмента этой структуры (о. Атту) [Yogodzinski et al., 1993]. В отличие от них, надсубдукционные вулканические породы островов Командорского бассейна [Yogodzinski et al., 1994, 1995], а также

Центрального и Восточного сегментов Алеутской дуги [Jicha et al., 2004; Kelemen et al., 2003] обладают отчетливо менее и, напротив, более радиогенными составами Pb по сравнению с IAB Камчатки, соответственно (Рисунок 5.3.2Б).

Примечательными чертами в распределении изотопных меток $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ обладают породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ЩБТК серии вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский Срединного хребта, а также трахибазальты и К-На субщелочные оливиновые базальтоиды более поздних плейстоцен-голоценовых вулканических построек их территории (Рисунок 5.3.2). В сравнении с IAB Камчатки в целом, и вулканического пояса Срединного хребта в частности, их изотопные составы в указанных координатах смещаются в область наименее радиогенных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных составов вулканических пород этой активной континентальной окраины и в область наименее радиогенных составов MORB Тихого океана, сближаясь с MORB Командорского бассейна.

Вместе с тем, наблюдаются отличия между изотопными составами Pb умеренно-щелочных пород различных этапов эволюции вулканических центров. Величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных отношений для позднеплиоцен-раннеплейстоценовых пород ЩБТК серии вулканического центра Белоголовский и трахибазальтов центра Большой-Кекунайский имеют отчетливо более высокие значения (15.468-15.488, $\Delta 7/4\text{Pb}=1.89-2.54$) в сравнении с поздними плейстоцен-голоценовыми трахибазальтами и субщелочными ОI-базальтами их территории (15.450-15.462, $\Delta 7/4\text{Pb}=-3.73-2.23$) (Таблицы 5.3.6, 5.3.7, Рисунок 5.3.2).

С целью поиска обогащенного источника магм с «внутриплитными» геохимическими характеристиками проведено сопоставление изотопных характеристик Pb умеренно-щелочных магм Срединного хребта с другими умеренно-щелочными базальтоидными комплексами Камчатки (Рисунок 5.3.2Б). Наиболее ярким примером проявления «внутриплитных» магм других районов Камчатки является позднемиоцен-раннеплиоценовый комплекс трахибазальтов и щелочных габбро Восточной Камчатки [Волынец и др., 1995, 1996, 1997]. Они обладают наиболее отчетливыми изотопными отличиями от исследуемых пород

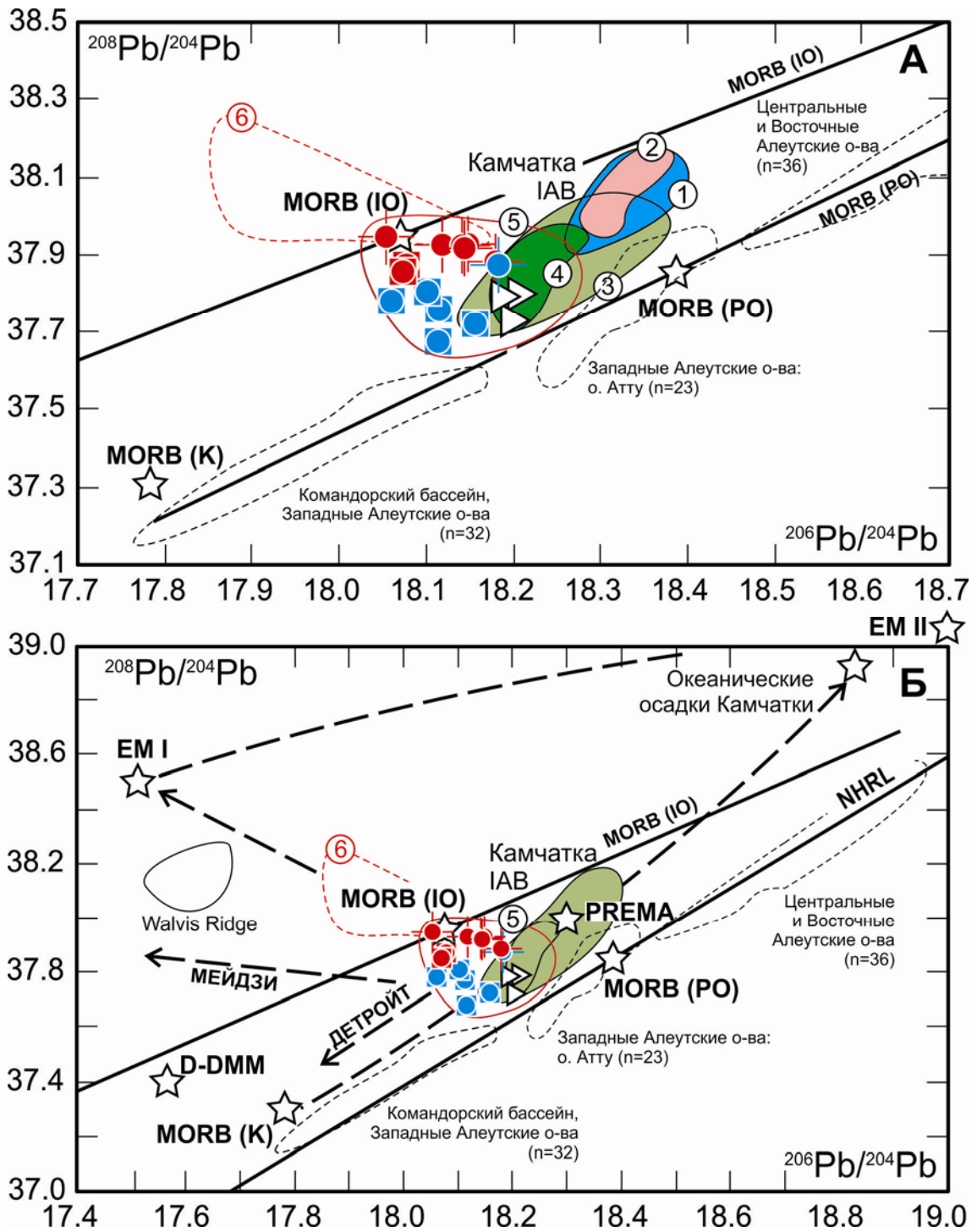


Рисунок 5.3.3.. Изотопные характеристики $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Данные из таблиц 5.3.6 – 5.3.7. Условные обозначения и ссылки на литературные источники данных см. на Рисунок 5.3.1, 5.3.2..

ЩБТК серии Срединного хребта, достигая самых высоких величин изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для представительной выборки данных (15.475-15.537, $\Delta 7/4\text{Pb}=1.50-10.78$).

Сравнение характеристик $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных пород Срединного хребта с таковыми для базальтоидов MORB и внутриокеанических поднятий показывает отчетливое увеличение значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений для исследуемых пород в направлении среднего значения MORB Индийского океана с возрастанием их щелочности. Этот тренд на графике (Рисунок 5.3.2Б) носит субвертикальный характер с увеличением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в пределах близких интервалов величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных пород различных вулканических центров и возрастных этапов. При этом наблюдается весьма слабая тенденция к смещению изотопных составов этих пород в направлении ЕМІ источника, тогда как используемые для сравнения породы внутриокеанических поднятий Гавайско-Императорской подводной гряды, подводного хребта Walvis и умеренно-щелочные базальтоиды Восточной Камчатки показывают отчетливую тенденцию смещения их изотопных составов в сторону этого обогащенного источника с возможным участием в их образовании также и различных пропорций компонента ЕМІІ. Таким образом, следует заключить, что изотопные характеристики $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород умеренно-щелочной серии Срединного хребта, располагаются между источником близким к тренду составов деплетированной мантии MORB типа Командорского бассейна и MORB «индийского» типа.

Анализ распределения изотопных меток $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рисунок 5.3.3) показывает, что все отмеченные выше тенденции в различиях изотопных характеристик $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для «надсубдукционных» и умеренно-щелочных пород вулканических поясов Камчатки сохраняются. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также наблюдается расположение изотопных меток IAB Камчатки между деплетированным источником типа «командорского» MORB или MORB Тихого океана и океаническим осадочным компонентом, рассматриваемым в качестве одного из изотопных источников субдуцируемой океанической плиты, ее

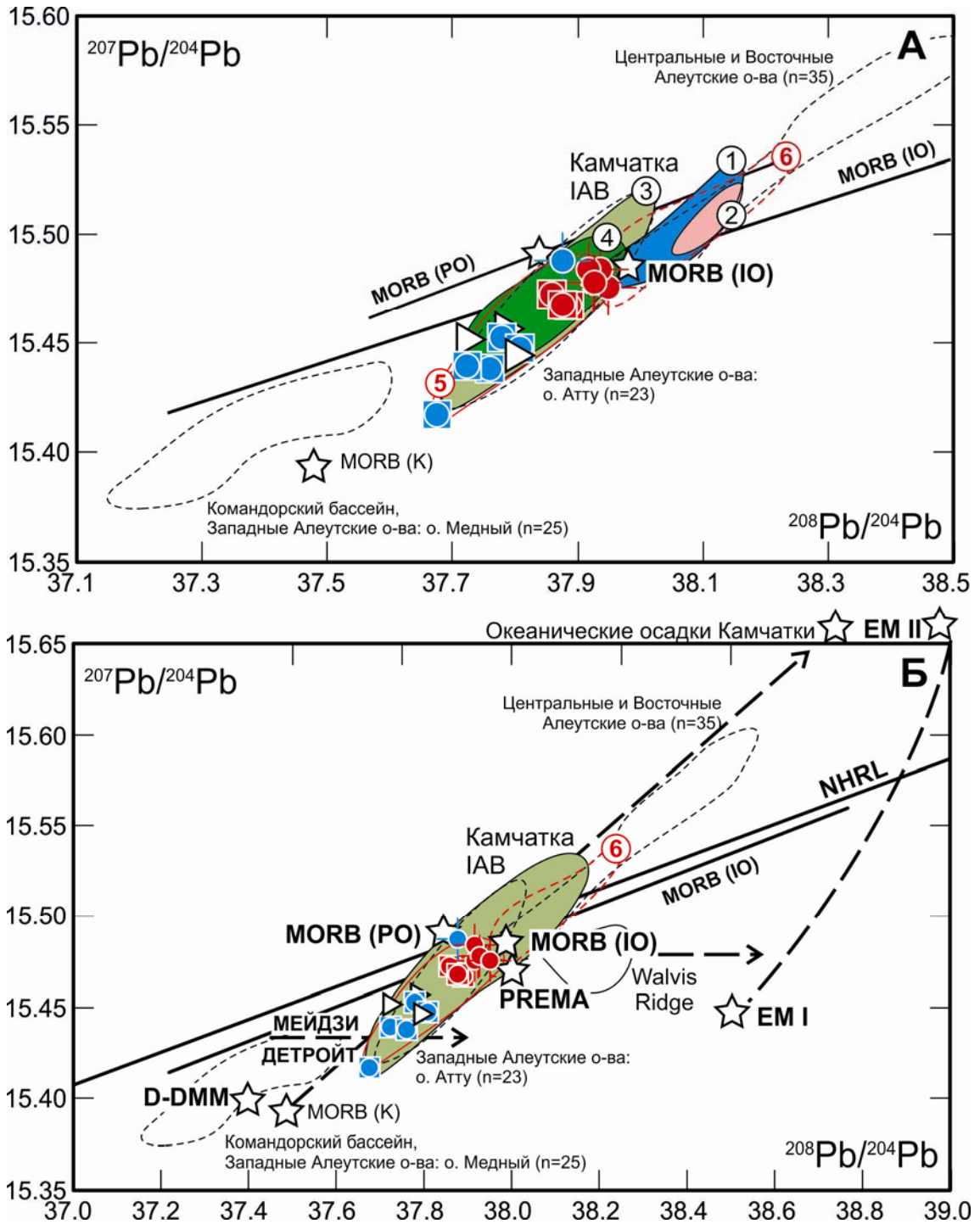


Рисунок 5.3.4. Изотопные характеристики $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Данные из таблиц 5.3.6 – 5.3.7. Условные обозначения и ссылки на литературные источники данных см. на Рисунок 5.3.1, 5.3.2.

верхнего осадочного слоя. При этом наиболее низкие значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений свойственны надсубдукционным магмам Срединного хребта и некоторым типам вулканических пород ЦКД (до 37.724 и 37.698, соответственно).

Также как и по величинам $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ породы ЩБТК серии исследованных Белоголовского и Большой-Кекукнайского вулканических центров Срединного хребта характеризуются более высокими значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в сравнении субщелочными ОI-базальтами и трахибазальтами позднего плейстоцен-голоценового этапа развития вулканизма их территории, к примеру, зона ареального вулканизма Дола Геологов. В сравнении с IAB Срединного хребта породы зоны Дола Геологов достигают еще более низких значений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 37.624-37.676) (Таблица 5.3.7). Наиболее щелочные породы ЩБТК серии по величинам $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\Delta 8/4\text{Pb}$ (~36-50) сближаются с полем составов MORB «индийского» типа, среднее значение которых согласно сводке [Stracke, 2012] составляет ~47 (Рисунок 5.3.3). Напротив, наименее щелочные разности пород, а именно К-Na субщелочные ОI-базальты характеризуются низкими величинами $\Delta 8/4\text{Pb}$ (до 14-15) и близки по этому параметру к среднему значению IAB Срединного хребта (~17, в диапазоне 8-28). Высококалиевые базальты и андезиты среднеплиоценового вулкана Кекукнайский, предвещающие в своем развитии ЩБТК вулканизма соответствуют меткам IAB ($\Delta 8/4\text{Pb}$ ~9-16) (Таблица 5.3.7).

В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рисунок 5.3.3) наиболее высокими величинами $\Delta 8/4\text{Pb}$ (36-99) среди пород «внутриплитного» геохимического типа обладают умеренно-щелочные и щелочные базальтоиды Восточной Камчатки [Вольнец и др., 1995, 1996, 1997], демонстрирующие тренд изотопных составов направленный к области источника ЕМ1. Такую же тенденцию обнаруживают и изотопные составы базальтоидов подводных океанических поднятий Мейдзи и Walvis. Некоторый сдвиг в этом направлении в сравнении с IAB Камчатки обнаруживают и умеренно-щелочные вулканические породы Срединного хребта.

Таким образом, изотопная систематика $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных магм Камчатки показывает две разнонаправленные тенденции эволюции их изотопных составов. Для щелочных и умеренно-щелочных

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Белоголовского вулканического центра

№ обр.	ПП-2572/1	ПП-3099	ПП-2591	ПП-3102	ПП-3109	ПП-2585	ПП-2706	ПП-2500	ПП-2601	ИСН-96-05*	51095**
Порода	ТА	ТА	Т	Т	К	К	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ГБ
Возраст, млн. лет	~1.7	~1.7	~1.7	~1.7	~1.7	~1.7	~1.4	~1.4	~1.4	~1.4	~1.4
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	0.703451	0.703528	0.703499	0.703521	0.704498	0.708537	0.703506	0.703677	0.703553	0.703395	0.703496
$\pm 2 \sigma$	0.000011	0.000011	0.000015	0.000013	0.000009	0.000023	0.000012	0.000031	0.000012	0.000017	0.000011
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	0.512983	0.512983	0.512965	0.512985	0.512995	0.512977	0.512965	0.512950	0.512998	0.512987	0.512968
$\pm 2 \sigma$	0.000032	0.000010	0.000017	0.000006	0.000005	0.000012	0.000005	0.000010	0.000008	0.000005	0.000007
Rb (ppm)	25	39	53	73	108	149	36	27	22	17	10
Sr (ppm)	578	636	225	189	7	2	897	740	765	690	558
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1)}$	0.703448	0.703524	0.703482	0.703494	0.703464	0.703620	0.703504	0.703675	0.703551	0.703394	0.703495
Nd (ppm)	33.26	48.19	36.02	31.17	19.98	34.35	34.08	28.72	31.86	25.59	18.57
Sm (ppm)	2.17	9.92	6.87	5.87	4.09	7.44	7.41	6.51	7.15	6.42	4.48
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1)}$	0.512983	0.512982	0.512964	0.512984	0.512994	0.512976	0.512964	0.512949	0.512997	0.512986	0.512967
$\epsilon\text{Sr}_{(1)}$	-14.93	-13.86	-14.44	-14.28	-14.71	-12.49	-14.14	-11.71	-13.47	-15.70	-14.27
$\epsilon\text{Nd}_{(1)}$	6.72	6.70	6.35	6.74	6.94	6.58	6.36	6.06	7.00	6.78	6.41

Примечание к таблице 5.3.2. Сокращения наименования пород: ТБ – трахибазальт, ТА – трахиандезит, Т – трахит, К – комендит, ГБ – умеренно-щелочное габбро. $\pm 2 \sigma$ – ошибка определений. $\epsilon\text{Nd} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1)}/\text{CHUR}) - 1] \cdot 10^4$, $\epsilon\text{Sr} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1)}/\text{CHUR}) - 1] \cdot 10^4$, где CHUR соответствует современным изотопным отношениям хондритового резервуара или Земли в целом ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)} = 0.512638$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.7045$). Здесь и далее $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1)}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1)}$, $\epsilon\text{Sr}_{(1)}$, $\epsilon\text{Nd}_{(1)}$ – инициальные значения, рассчитанные на возраст пород, предполагаемый и принятый для вулканогенных комплексов согласно данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. * - данные из работы [Churikova et al., 2001], ** - образец из коллекции М.Ю. Пузанкова (ИВиС ДВО РАН).

Таблица 5.3.3.

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород ранне-среднеплейстоценовых вулканических сооружений района Белоголовского вулканического центра

№ обр.	ПП-2595	51086**	ПП-2715	ПП-2523	ПП-2544	ПП-2550	ПП-2221	ПП-2223	ПП-3064	ПП-3064 ^R
Порода	О1-Б	О1-Б	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	О1-Б	О1-Б
Вулканы	Алмазный		Большой Паялпан				Тынуа		Д*	
Возраст, млн. лет	~1	~1	~1	~1	~1	~1	~1	~1	~1	~1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	0.703409	0.703407	0.703390	0.703472	0.703389	0.703388	0.703445	0.703350	0.703380	0.703350
$\pm 2 \sigma$	0.000012	0.000011	0.000012	0.000015	0.000014	0.000011	0.000013	0.000009	0.000010	0.000012
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	0.513028	0.513019	0.513030	0.513015	0.513031	0.513020	0.513022	0.513012	0.513032	
$\pm 2 \sigma$	0.000005	0.000019	0.000016	0.000008	0.000005	0.000009	0.000017	0.000018	0.000009	
Rb (ppm)	15	14	20	23	24	15	19	23	22	22
Sr (ppm)	720	710	698	605	668	673	708	715	974	974
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1)}$	0.703408	0.703406	0.703389	0.703470	0.703388	0.703387	0.703444	0.703349	0.703379	0.703349
Nd (ppm)	24.40	24.34	24.54	22.19	22.95	23.77	28.68	27.91	31.57	
Sm (ppm)	5.63	5.61	5.33	4.69	4.96	5.06	6.10	5.90	6.56	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1)}$	0.513027	0.513018	0.513029	0.513014	0.513030	0.513019	0.513021	0.513011	0.513031	
$\epsilon\text{Sr}_{(1)}$	-15.50	-15.53	-15.77	-14.61	-15.79	-15.80	-14.99	-16.34	-15.91	-16.34
$\epsilon\text{Nd}_{(1)}$	7.59	7.41	7.63	7.34	7.65	7.44	7.47	7.28	7.67	

Таблица 5.3.3, окончание.

№ обр.	6283*	ИЧН-96-07*	ИЧН-96-10*
Порода	ТБ	ТБ	ТБ
Вулканы	?	?	?
Возраст, млн. лет	~0.1	~0.1	~0.1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	0.703472	0.703389	0.703388
$\pm 2 \sigma$	0.000015	0.000014	0.000011
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	0.513015	0.513031	0.513020
$\pm 2 \sigma$	0.000008	0.000005	0.000009
Rb (ppm)	23	24	15
Sr (ppm)	605	668	673
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1)}$	0.703470	0.703388	0.703387
Nd (ppm)	22.19	22.95	23.77
Sm (ppm)	4.69	4.96	5.06
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1)}$	0.513014	0.513030	0.513019
$\epsilon\text{Sr}_{(1)}$	-14.61	-15.79	-15.80
$\epsilon\text{Nd}_{(1)}$	7.34	7.65	7.44

Примечание к таблице 5.3.3. Сокращения наименования пород: О1-Б – субщелочные оливиновые базальты. Д* - дайка, прорывающая лавовый комплекс Белоголовского вулканического центра (верховья р. 1-я Белоголовая). ПП-3064^R – повторное определение. * - данные из работы [Churikova et al., 2001], район Ичинской группы вулканов, поздний плейстоцен (?).** - образец из коллекции М.Ю. Пузанкова (ИВиС ДВО РАН). Другие обозначения см. в примечаниях к Таблице 5.3.2.

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород вулканического центра Большой-Кекукнайский

№ обр.	ПП-2737**	ПП-2604	ПП-2604 ^R	415/1*	293/1*	К-44-05**	ПП-2258**
Порода	ВК-Б	ВК-Б	ВК-Б	ВК-Б	ВК-АБ	ВК-А	ТБ
Вулканы	Кекукнайский						Большой
Возраст, млн. лет	~3.2	~3.2	~3.2	~3.2	~3.2	~3.2	~1.9
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0)	0.703227	0.703275		0.703352	0.703074	0.703224	0.703195
$\pm 2 \sigma$	0.000013	0.000010		0.000016	0.000012		0.000015
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0)	0.513095	0.513072	0.513086	0.513107	0.513073	0.513114	0.513015
$\pm 2 \sigma$	0.000010	0.000030	0.000026	0.000007	0.000006		0.000050
Rb (ppm)	40	34		49	21	61	27
Sr (ppm)	632	741		694	727	612	778
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I)	0.703219	0.703269		0.703343	0.703070	0.703211	0.703192
Nd (ppm)	16.06	19.38	19.38	16.65	14.82	20.26	25.65
Sm (ppm)	4.03	4.85	4.85	4.23	3.03	4.45	5.35
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I)	0.513092	0.513069	0.513083	0.513104	0.513070	0.513111	0.513013
ϵSr (I)	-18.19	-17.47		-16.43	-20.30	-18.27	-17.14
ϵNd (I)	8.85	8.40	8.68	9.09	8.44	9.31	7.32

Примечание к таблице 5.3.4. Сокращения наименования пород: ВК-Б – высококалийевый базальт, ВК-АБ – высококалийевый андезибазальт, ВК-А – высококалийевый андезит, ТБ – трахибазальт. ПП-2604^R – повторное определение. * - данные из работы [Volynets et al., 2010], ** - данные из работы [Колосков и др., 2013] (ПП-2737 в этой работе ошибочно указан как ПП-2735). Другие обозначения см. в примечаниях к таблице 5.3.2.

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород позднеплейстоцен-голоценовой зоны ареального вулканизма Дола Геологов

№ обр.	ПП-2624	53033***	К-57-05**	К-53-05**	ПП-2614**	ПП-2753	53017	ПП-2751	ПП-3607	410/1*	406/1*
Порода	ОІ-Б	ОІ-Б	ОІ-Б	ОІ-Б	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТАБ
Возраст, млн. лет	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	0.703346	0.703265	0.703284	0.703310	0.703407	0.703187	0.703152	0.703159	0.703152	0.703219	0.703106
$\pm 2\sigma$	0.000011	0.000009			0.000013	0.000020	0.000010	0.000008	0.000012	0.000012	0.000011
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	0.513039	0.513062	0.513044	0.513055	0.513053	0.513091	0.513052	0.513060	0.513099	0.513018	0.513036
$\pm 2\sigma$	0.000006	0.000006			0.000030	0.000008	0.000005	0.000004	0.000005	0.000006	0.000006
Rb (ppm)	11	11	13	17	22	28	28	23	14	26	22
Sr (ppm)	502	581	440	523	801	834	628	782	649	630	693
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(I)}$	0.703346	0.703265	0.703284	0.703310	0.703407	0.703187	0.703152	0.703159	0.703152	0.703219	0.703106
Nd (ppm)	16.51	16.53	18.84	15.30	24.81	20.60	21.88	24.13	21.67	23.48	23.22
Sm (ppm)	4.66	4.27	4.34	4.08	5.38	4.70	4.66	5.42	4.89	5.34	4.89
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(I)}$	0.513039	0.513062	0.513044	0.513055	0.513053	0.513091	0.513052	0.513060	0.513099	0.513018	0.513036
$\epsilon\text{Sr}_{(T)}$	-16.38	-17.53	-17.26	-16.89	-15.52	-18.64	-19.14	-19.04	-19.14	-18.19	-19.79
$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$	7.82	8.27	7.92	8.13	8.09	8.83	8.07	8.23	8.99	7.41	7.76

Примечание к таблице 5.3.5. Сокращения наименования пород: ОІ-Б – субщелочной оливиновый базальт, ТБ – трахибазальт, ТАБ – трахиандезибазальт. * - данные из работы [Volynets et al., 2010], ** - данные из работы [Колосков и др., 2013], *** - образец из коллекции М.Ю. Пузанкова (ИВиС ДВО РАН). Другие обозначения см. в примечаниях к таблице 5.3.2, 5.3.3.

Изотопные характеристики $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой щелочно-базальт-трахит-командитовой серии и пород плейстоценовых вулканических сооружений Белоголовского вулканического центра

№ обр.	ПП-3099	ПП-3102	ПП-3109	ПП-2585	ICN-96-05*	ПП-2595	ПП-3064	ПП-2544
Порода	ТА	Т	К	К	ТБ	ОІ-Б	ТБ	ТБ
Вулканы	Белоголовский				?	Алмазный	Д*	Б. Паялпан*
Возраст, млн. лет	~1.7	~1.7	~1.7	~1.7	~1.4	~1	~1	~1
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	18.119	18.146	18.155	18.150	18.057	18.181	18.079	18.075
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	15.476	15.477	15.478	15.484	15.476	15.468	15.468	15.473
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	37.932	37.929	37.933	37.922	37.952	37.884	37.877	37.859
U (ppm)	0.44	2.52	3.57	4.66	0.58	0.55	0.62	0.63
Th (ppm)	4.11	7.31	9.77	14.11	1.65	1.54	2.37	1.64
Pb (ppm)	7.62	10.33	9.97	16.6	2.17	4.98	4.26	4.34
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(I)}$	18.118	18.142	18.149	18.145	18.053	18.180	18.079	18.074
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(I)}$	15.476	15.477	15.478	15.484	15.476	15.468	15.468	15.473
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(I)}$	37.929	37.926	37.928	37.918	37.949	37.883	37.875	37.858
$\Delta 7/4$	2.11	1.96	1.93	2.58	2.78	0.63	1.73	2.24
$\Delta 8/4$	39.73	36.45	35.91	35.35	49.51	27.56	39.24	37.99

Примечание к таблице 5.3.6. Сокращения наименования пород и другие обозначения см. в таблицах 5.3.2, 5.3.3. * - данные из работы [Churikova et al., 2001]. (0) – измеренные и (I) инициальные изотопные отношения, рассчитанные на возраст пород, предполагаемый и принятый для вулканогенных комплексов согласно данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. $\Delta 7/4 = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{(I)} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$, $\Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{(I)} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$, где (I) – величины инициальных изотопных отношений для пород. Б. Паялпан* - Большой Паялпан.

Изотопные характеристики $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород среднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического центра Большой-Кекукнайский и пород позднплейстоцен-голоценовой зоны ареального вулканизма Дола Геологов

№ обр.	415/1*	293/1*	К-44-05**	ПП-2258**	К-57-05**	К-53-05**	ПП-2751	410/1*	406/1*
Порода	ВК-Б	ВК-АБ	ВК-А	ТБ	ОІ-Б	ОІ-Б	ТБ	ТБ	ТАБ
Вулканы	Кекукнайский			Большой	Дол Геологов				
Возраст, млн. лет	~3.2	~3.2	~3.2	~1.9	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1	~0.1
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	18.208	18.217	18.198	18.188	18.114	18.158	18.0585	18.100	18.112
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	15.452	15.447	15.457	15.488	15.438	15.439	15.4524	15.447	15.417
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(0)}$	37.724	37.794	37.787	37.879	37.761	37.724	37.7801	37.808	37.676
U (ppm)	0.87	1.29	1.29	1.03	0.42	0.40	0.75	0.62	1.02
Th (ppm)	1.04	2.53	2.06	2.15	1.07	0.73	2.00	1.45	2.47
Pb (ppm)	4.87	6.06	6.36	3.5	2.27	1.90	2.31	2.77	3.91
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(1)}$	18.202	18.210	18.192	18.183	18.114	18.158	18.058	18.100	18.112
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(1)}$	15.452	15.447	15.457	15.488	15.438	15.439	15.452	15.447	15.417
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(1)}$	37.722	37.790	37.784	37.876	37.761	37.724	37.780	37.808	37.676
$\Delta 7/4$	-1.24	-1.83	-0.63	2.57	-1.65	-2.03	0.39	-0.60	-3.73
$\Delta 8/4$	8.80	14.64	16.29	26.54	23.42	14.41	32.05	29.82	15.17

Примечание к таблице 5.3.7. * - данные из работы [Volynets et al., 2010], ** - данные из работы [Колосков и др., 2013]. Сокращения наименования пород и другие обозначения см. в таблицах 5.3.2, 5.3.3, 5.3.6.

базальтоидов Восточной Камчатки свойственна эволюция изотопных составов Pb от области MORB в направлении EMI, а для умеренно-щелочных пород Срединного хребта от области значений деплетированной MORB Тихого океана к области MORB «индийского» типа. При этом если для «внутриплиттных» базальтоидов Восточной Камчатки согласно построениям по изотопным характеристикам Pb возможно также участие в магмогенезе вещества типа EMI, то для умеренно-щелочных вулканических пород Камчатки какая-либо роль этого источника исключается.

На графике (Рисунок 5.3.4) при сопоставлении данных о величинах изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для исследуемых умеренно-щелочных вулканических пород Срединного хребта Камчатки и пород островодужного (IAB) геохимического типа этой активной континентальной окраины тренды изотопных составов лежат вдоль линии «смещения» источников MORB типа и океанических осадков. При этом наблюдается совмещение области точек изотопных составов умеренно-щелочных магм Срединного хребта с полем IAB Центральной Камчатской депрессии и частично с областью изотопных составов пород IAB типа указанного вулканического пояса. Также следует отметить, что изотопные метки K-Na субщелочных OI-базальтов Срединного хребта находятся вне поля IAB этого пояса и смещаются в направлении менее радиогенных составов «командорских» MORB. Кроме того, как было показано на примере других изотопных пар Pb, следует вновь отметить отчетливые изотопные различия между позднеплиоцен-раннеплейстоценовыми породами ЩБТК серии и OI-базальтами и трахибазальтами более молодого плейстоцен-голоценового этапа развития K-Na субщелочного вулканизма в Срединном хребте. Породы новейшего этапа по величинам $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ представлены наименее радиогенными составами близкими к деплетированной мантии MORB типа, а более щелочные магмы несут изотопные характеристики сходные с источником Индийского MORB. Кроме того, отметим, что тенденцию к некоторому смещению изотопных меток от MORB в направлении мантийного источника EMI сохраняют только вулканические породы близких к Камчатке океанических

поднятий Мейдзи и Детройт Гавайско-Императорской гряды Тихоокеанского бассейна, а также более отчетливо подводного хребта Walvis Атлантического океана. Сравнение с последним, как будет показано ниже, дает нам основания для ограничений предполагаемых моделей источников вещества умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки.

Из анализа представленных в этом разделе изотопных данных следует ряд важных **выводов** о роли тех или иных источников вещества в формировании умеренно-щелочных магм ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки. Во-первых, следует отметить, что изотопные источники К-На умеренно-щелочных магм имеют признаки гетерогенности. С одной стороны это деплетированный мантийный источник, сходный по характеристикам с источником «командорского» MORB типа, а с другой – относительно обогащенный источник, имеющий характеристики близкие к «индийскому» MORB. Третьим вероятным источником вещества могла быть надсубдукционная мантия, метасоматизированная в процессе погружения океанической литосферы в зоне миоцен-плиоценовой субдукции относительно «древней» океанической плиты Кула или Изанаги. Роль последнего источника представляется возможной, но не определяющей. Изотопный источник надсубдукционной метасоматизированной мантии, наряду с флюидным компонентом, является главным для надсубдукционного этапа формирования магм в вулканическом поясе Срединного хребта на позднемиоцен-среднеплиоценовом этапе его развития.

Наиболее радиогенными изотопными составами пород по величинам $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рисунок 5.3.2-5.3.4) обладают обогащенные LILE и HFSE элементами и наиболее щелочные породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ЩБТК серии Срединного хребта, в составе которой присутствуют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и комендиты. На следующем плейстоцен-голоценовом этапе в структурах Белоголовского и Большой-Кекукнайского центров проявляются трахибазальты и субщелочные OI-базальты К-На типа, среди которых присутствуют как обогащенные, так и умеренно-обогащенные LILE и HFSE породы, нередко обладающие

геохимическими характеристиками переходными к IAB типу магм. Большинство базальтоидов этого этапа имеют отчетливо менее радиогенные изотопные составы и наиболее близки к источнику MORB типа.

В зависимости от вариаций условий формирования умеренно-щелочных магм, а именно степени плавления магнообразующего субстрата и роли различных источников вещества в их образовании, происходит последовательное изменение химизма и изотопных составов продуцируемых ими вулканических пород. Следует предполагать, что роль обогащенного изотопного источника типа «индийского» MORB была максимальной при образовании исходных магм ЩБТК серии, тогда как при формировании пород более позднего этапа более значительную роль приобретает деплетированный источник, сходный с «командорским» MORB. Это может быть объяснено в рамках геодинамической модели развития структуры Камчатки в позднемиоцен-плейстоценовое время, представленной ниже в соответствующем разделе.

Главным вопросом является природа обогащенного и деплетированного источников вещества, которые определяют изотопные особенности пород ЩБТК и ассоциирующих с ними комплексов пород с геохимическими признаками «внутриплитного» магмогенеза.

Природа деплетированного источника умеренно-щелочных магм Срединного хребта в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время выглядит вполне однозначной. Эти источником должно было быть вещество деплетированной океанической литосферы MORB типа, близкой по составу к MORB Тихого океана, а точнее к «командорскому» MORB. Сравнение полей изотопных меток Sr-Nd-Pb для пород надсубдукционного геохимического типа различных вулканических поясов Камчатки показывает следующее. Изотопные составы пород наиболее молодых позднеплиоцен-четвертичных и активных до настоящего времени вулканических поясов Южной и Восточной Камчатки демонстрируют тренды эволюции между областью изотопных составов MORB Тихого океана и осадочным компонентом. В сравнении с ними породы IAB типа тылового и более раннего по времени начала формирования позднемиоцен-

среднеплиоценового вулканического пояса Срединного хребта и отдельные комплексы вулканических пород Центральной Камчатской депрессии обладают менее радиогенными составами Pb. Таким образом, деплетированный источник IAB магм указанных структур должен связываться с другой более ранней субдуцированной литосферой MORB типа, каковым на современном уровне исследований необходимо считать источник сходный по изотопному составу с океанической литосферой Командорского бассейна. Влияние этого источника, судя по изотопным данным, отражается и в формировании вулканических пород близких к Командорскому бассейну океанических поднятий Мейдзи и Детройт. Согласно геодинамическим построениям для северо-западного сегмента Тихого океана [Yin, 2010; Matthews, 2012; Safonova, Santosh, 2014] таким источником должна была быть деплетированная литосферная мантия субдуцируемой в миоцен-плиоценовое время под структуру активной окраины Камчатки океанической литосферной плиты Изанаги и, возможно, фрагмента плиты Кула. В настоящее время фрагмент плиты Изанаги-Кула сохранился, вероятно, в составе литосферы Командорского бассейна и в составе литосферы под океаническими поднятиями Мейдзи и Детройт.

Природа обогащенного источника для магм ЩБТК серии Срединного хребта может быть объяснена с позиций рециклинга древнего литосферного вещества океанической, но возможно и нижнекоровой природы, с формированием диапира (плюма) в астеносферной мантии под Западным сегментом структуры Камчатки. Основанием для такого вывода служат, в частности, изотопные особенности умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиты и комендиты). Сближение их изотопных характеристик $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с полем изотопных составов Индийского MORB может говорить о близкой природе их источников вещества. Как известно, наиболее широко признанной моделью формирования свойственной базальтам MORB Индийского океана изотопной аномалии DUPAL является модель с участием в магмообразовании обогащенного источника в виде древнего рециклированного литосферного материала [Meuzen et al., 2005].

Участие источника типа «индийского» MORB для тыловой зоны Курильской островной дуги было показано в работе [Мартынов и др., 2012]. В данном исследовании установлено, что обогащенный мантийный источник, роль которого зафиксировано в образовании умеренно-щелочных магм Срединного хребта, обладает относительно низкими величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в сравнении с IAB Камчатки и в увеличении значений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных отношений в прямой зависимости от степени обогащения пород LILE и HFSE компонентами. В этом же направлении происходит снижение значений изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и рост величин $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$. Таким образом, следует считать, что обогащенным источником магм ЩБТК серии может быть древнее рециклированное литосферное вещество океанической или нижнекоровой континентальной природы. Как будет показано ниже в модели геодинамического развития структуры Камчатки, разработанной с привлечением томографических данных о состоянии подлитосферной мантии в регионе, наличие такого вещества в виде диапира (плюма) возможно. При этом роль источника вещества типа EMI или OIB в формировании умеренно-щелочных магм тылового вулканического пояса Срединного хребта, в отличие от предложенных ранее моделей [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010], не может быть применена к исследуемым комплексам пород. Источники типа EMI и EMII для «внутриплитного» умеренно-щелочного магмогенеза на Камчатке могут быть применены только к моделям образования позднемиоцен-раннеплиоценовых трахибазальтов и щелочных габбро Восточной Камчатки, как и предполагалось ранее в работах [Волынец и др., 1995, 1996, 1997].

5.4 Модель происхождения умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки

Представленная ниже модель геодинамического развития Камчатки разработана с целью, продемонстрировать, что образование умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта возможно в условиях реализации процессов астеносферно-литосферного взаимодействия и

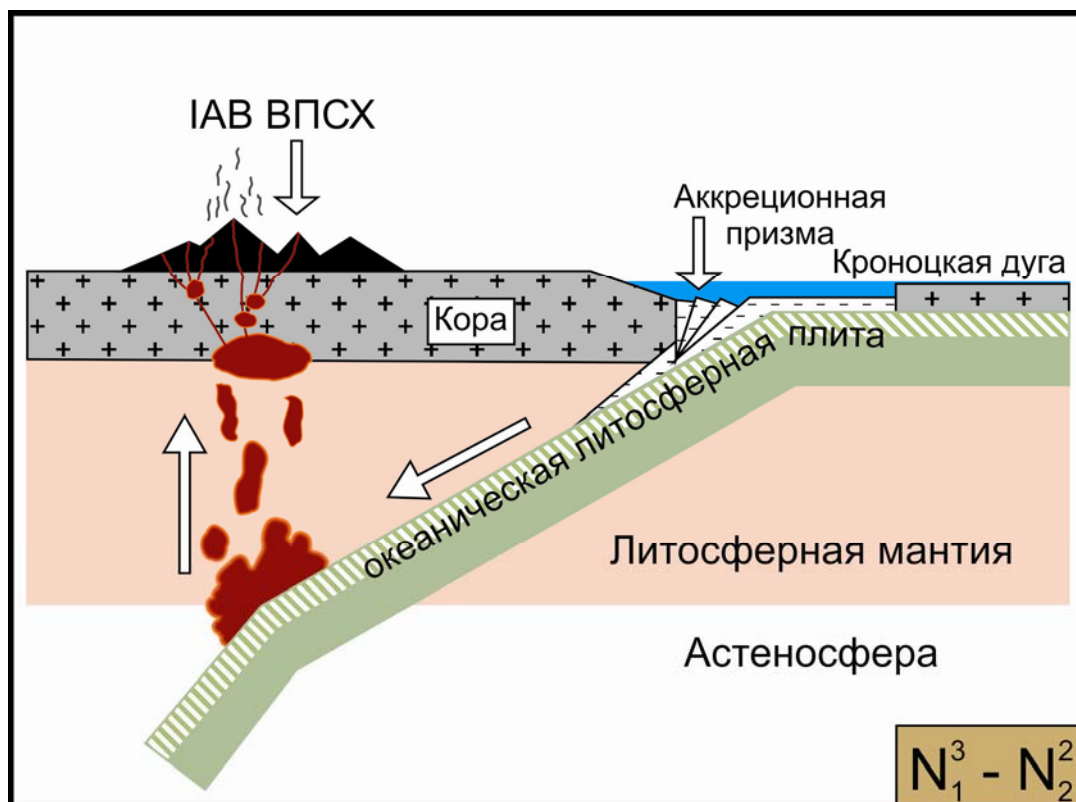


Рисунок 5.4.1. Схема геодинамического развития Камчатки в обстановке конвергенции литосферных плит для позднемиоцен-среднеплиоценового этапа.

Примечания к рисунку 5.4.1. Сокращения на графике: ЩБТК ВПСХ – район развития щелочно-базальт-трахит-командитового вулканизма (ЩБТК) в вулканическом поясе Срединного хребта (ВПСХ); ВПК – вулканический пояс Восточной Камчатки.

участия в магмообразовании гетерогенных источников вещества (Рисунки 5.4.1, 5.4.2).

Согласно томографическим данным [Gorbatov et al., 2000] (Рисунок 5.4.3) под тыловой областью Срединного хребта и далее в западном направлении существуют низкоскоростные аномальные зоны мантии, которые идентифицируются как субдуцированные литосферные плиты, их фрагменты или объемы вещества, происхождение которых не определено. Согласно представленной здесь модели и новым представлениям о времени развития субдукционных процессов под вулканическим поясом Срединного хребта [Перепелов, 2014], в позднемиоцен-среднеплиоценовое время в восток-северо-восточном направлении происходила субдукция океанической плиты Изанаги или фрагмента плиты Кула (Рисунок 5.4.1). В этот период в Срединном хребте

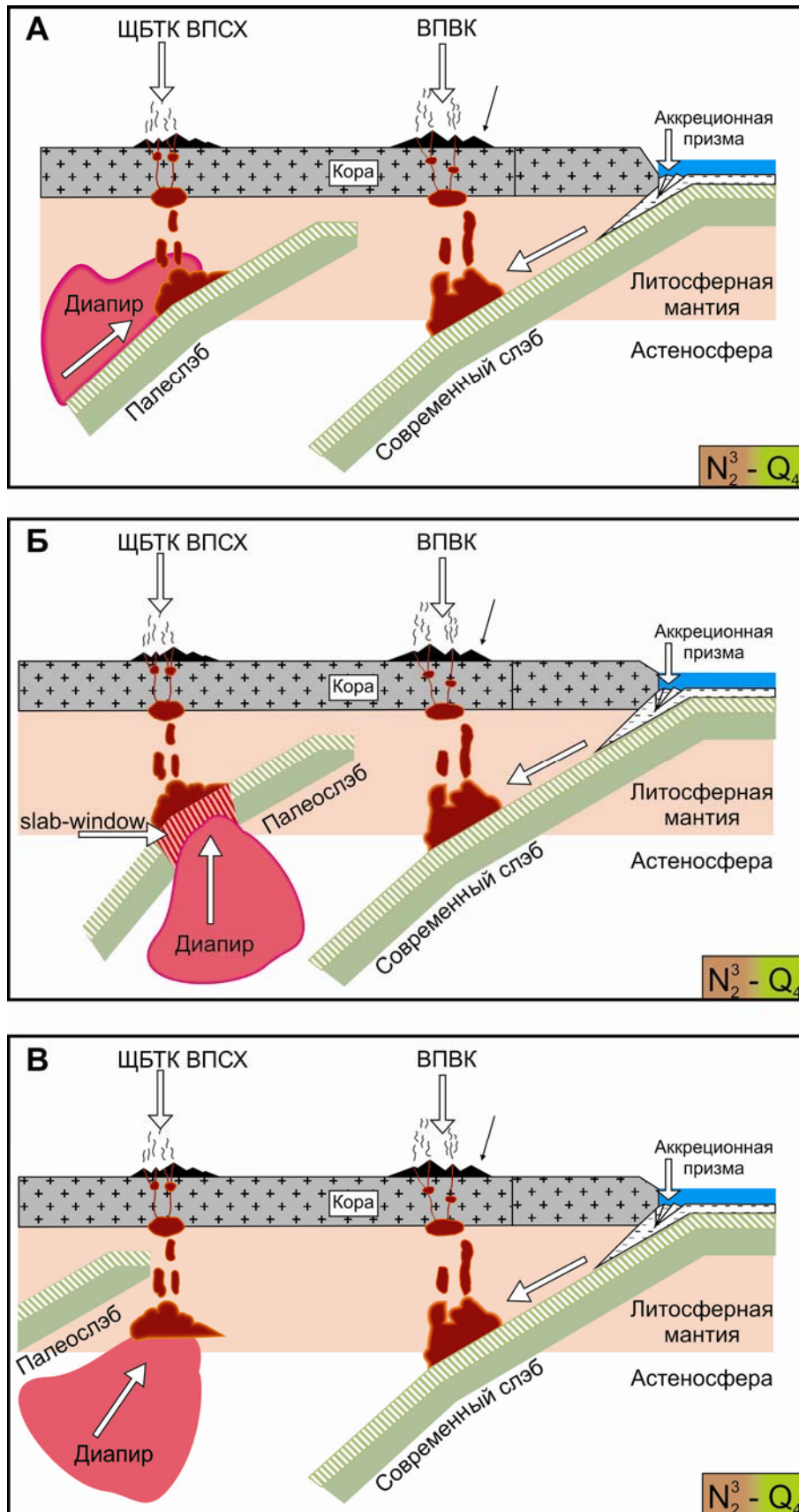


Рисунок 5.4.2. Схема геодинамического развития Камчатки в обстановке конвергенции литосферных плит и астеносферно-литосферного взаимодействия для позднеплиоцен-плейстоцен-голоценового этапа.

Условные обозначения см. на Рисунке 5.4.1.

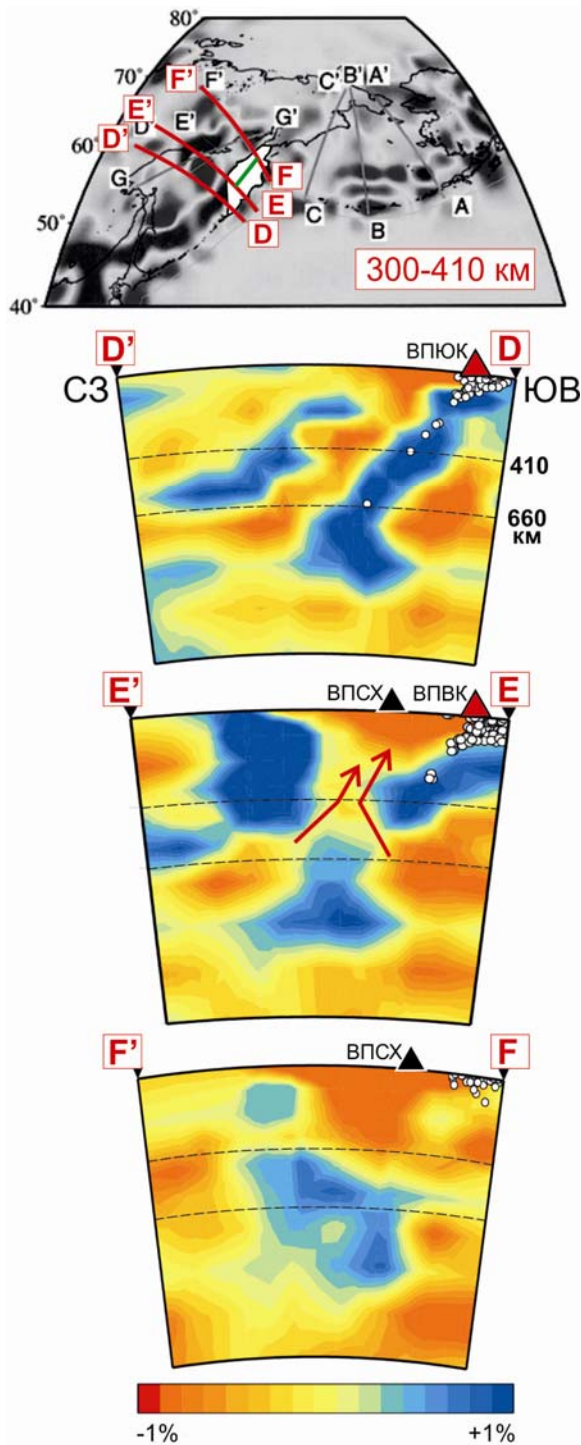


Рисунок 5.4.3. Схема строения мантии под структурой Камчатки по томографическим данным [Gorbatov et al., 2000].

Разрезы приведены согласно [Gorbatov et al., 2000]. Треугольники – положение вулканических поясов Южной Камчатки (ВПЮК) и Срединного хребта (ВПСХ). Красные стрелки – направления возможно апвеллинга мантийного диапира. Шкала в процентах к средним значениям скоростей сейсмических волн, голубой цвет – низкоскоростные и красный цвет – высокоскоростные аномалии. Зеленая черта на верхнем графике - положение вулканического пояса Срединного хребта.

проявлялся активный вулканизм, связанный с образованием комплексов пород надсубдукционного или «островодужного» геохимического типа нормально-щелочного, низкокалиевого, умеренно-калиевого и высококалиевого рядов (базальты, андезиты, дациты, риолиты). Среди исследуемых в данной работе IAB комплексов к ним относятся вулканы Носичан и Кекукнайский.

Начиная со среднего плиоцена, вследствие приращения к континентальной окраине Камчатки Кроноцкой внутриокеанической островной дуги активное развитие процессов субдукции прекращается, а надсубдукционный вулканизм затухает. Источниками надсубдукционных магм в этот период, согласно общим представлениям об условиях магмообразования в зонах перехода «океан-континент» было вещество деплетированной литосферной мантии MORB надсубдукционного мантийного клина и метасоматический агент или водосодержащий флюид, отделяющийся от субдуцированной океанической плиты в результате процессов ее преобразования и дегидратации. Участие этих источников вещества подтверждается изотопно-геохимическими индикаторными признаками составов позднемиоцен-среднеплиоценовых пород IAB типа Срединного хребта Камчатки. К таким признакам относятся высокие содержания в породах флюидомобильных LILE компонентов (Ba, K, Rb, Pb, Sr) и низкие концентрации низкокомобильных в водном флюиде HFSE элементов (Ti, Nb, Zr, Hf), а также положение изотопных меток пород между метками или источниками деплетированной MORB мантии и осадочного океанического компонента.

В позднем плиоцене в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта Камчатки начинается этап развития умеренно-щелочного вулканизма, несущего «внутриплитные» геохимические признаки. Начало вулканизма такого типа должно быть связано с геодинамической перестройкой и вовлечением в процессы магмообразования других или дополнительных источников вещества.

Предполагается, что одна из наиболее крупных низкоскоростных аномалий в мантии под Срединным хребтом Камчатки и к западу от него представляет собой погруженный в астеносферную мантию фрагмент относительно древней континентальной или океанической литосферы, вероятно, блока нижней коры или

субдуцированной океанической плиты. Вероятность таких событий следует из длительной мезозой-раннекайнозойской истории развития зон конвергенции литосферных плит в Северо-Западном секторе Тихого океана. В поздне меловое время при движении литосферных плит в северо-восточном направлении произошло приращение Охотоморской плиты к Азиатскому материку и завершилось формирование надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканического пояса. Затем, в раннепалеогеновое время к Охотоморской плите была приращена Западно-Камчатская микроплита, что повлекло за собой завершение развития Западно-Камчатского надсубдукционного вулканического пояса [Богданов, Чехович, 2002, 2004]. Все эти события сопровождались не только процессами субдукции океанической литосферы, но и процессами аккреционной тектоники и могли служить причинами расслоения, отрыва и погружения в мантию литосферных блоков. В результате таких процессов астеносферная мантия между областью позднекайнозойских субдукционных обстановок и окраиной Азии могла стать гетерогенной по строению и составу (Рисунок 5.4.3). Погружение древних литосферных блоков или фрагментов плит в астеносферу влечет за собой их высокобарические метаморфические преобразования с перекристаллизацией и формированием эклогитов и пироксенитов с зонами (жилами), обогащенными многими литофильными элементами [Dale et al., 2008, 2012].

Обогащенное вещество такого типа, достигающее в результате преобразований в астеносферной мантии «плавучести», способно подниматься к области литосферной мантии, формировать диапир (плюм) и служить одним из источников расплавов при магмообразовании на определенных этапах развития зон конвергенции литосферных плит. Протекание таких глубинных геодинамических процессов может являться причиной формирования умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки на этапе прекращения здесь процессов позднемиоцен-среднеплиоценовой субдукции, так как требует достижения условий прямого астеносферно-литосферного взаимодействия.

Другим источником вещества умеренно-щелочных магм Срединного хребта, судя по полученным изотопно-геохимическим характеристикам пород, должен быть деплетированный мантийный субстрат, сходный по своим характеристикам с литосферной мантией MORB типа. Происхождение такого источника в зонах конвергенции и субдукции литосферных плит необходимо связывать с веществом надсубдукционной литосферной мантии или субдуцированной океанической плиты.

Как показано на Рисунках 5.4.2 и 5.4.3, достижение условий астеносферно-литосферного взаимодействия, которое обусловило участие в магмообразовании гетерогенных по составам источников вещества и формирование умеренно-щелочных магм Срединного хребта, может быть объяснено в рамках нескольких гипотез. Первая из них предполагает (Рисунок 5.4.2А), что в результате прекращения субдукции становится возможным подъем астеносферного материала в область надсубдукционного мантийного клина вдоль границы палеослэба в результате затухания процессов сжатия. Другая гипотеза (Рисунок 5.4.2Б) основана на предположении об образовании в структуре субдуцированной океанической плиты под Срединным хребтом зоны деструкции или разрыва (slab-window) и поступление в эту зону деструкции вещества астеносферного диапира. Наконец третье предположение (Рисунок 5.4.2В) связано с возможностью поступления рециклированного вещества в виде астеносферного плюма в область между внешней деструктивной границей палеослэба и современной субдуцируемой океанической литосферной плитой. Принимая во внимание отчетливый структурно-тектонический контроль районов проявления умеренно-щелочных магм в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта в северо-восточном направлении по его простирацию, представляется, что такой контроль был определен формированием зоны деструкции палеослэба, то есть в рамках второй из представленных гипотез. Собственно вопрос о причинах разрыва субдуцированной плиты не входит в задачи данной работы. Следует лишь отметить, что такие процессы могут быть связаны с образованием градиента плотности вещества палеослэба в области, где происходит его дегидратация и

перекристаллизация, то есть в зоне отделения от него флюидного компонента и формирования затем в надсубдукционной мантии магм «островодужного» геохимического типа.

Образованные в результате плавления вещества астеносферного диапира и литосферы MORB типа в области их взаимодействия умеренно-щелочные магмы отличаются в сравнении с магмами IAB типа более высокими концентрациями ряда LILE и HFSE компонентов, а также особенностями их изотопного состава. При этом в зависимости от роли того или иного источника вещества в процессах магмообразования, наблюдаются значительные вариации указанных параметров. Предполагается, что при формировании позднеплиоцен-раннеплейстоценовых умеренно-щелочных магм, которые явились родоначальными для образования щелочно-базальт-трахиандезит-трахит-комендитового ряда пород, роль обогащенного рециклированного источника была определяющей. Такие магмы отличаются низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и относительно высокими значениями изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В то же время субщелочные K-Na базальтоидные магмы более поздних плейстоцен-голоценовых этапов развития исследуемых вулканических структур несут в себе отчетливые изотопно-геохимические признаки деплетированного источника MORB типа. По величинам изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они наиболее близки к указанному источнику и отличаются от умеренно-щелочных пород относительно высокой магнезиальностью и низкими содержаниями многих литофильных элементов. Такие вариации изотопных и геохимических характеристик могут быть связаны также с величинами степени плавления гетерогенного мантийного источника, минимальными для умеренно-щелочных магм ЩБТК серии и максимальными для субщелочных базальтоидных расплавов поздних этапов.

Следует отметить, что этап формирования умеренно-щелочных магм в Срединном хребте предварялся формированием позднеплиоценовых вулканогенных толщ с породами близкими к IAB типу, но уже несущими признаки участия в их образовании обогащенного источника. Кроме того, вслед

за завершением вулканической деятельности с проявлениями умеренно-щелочных магм происходило образование раннеплейстоценовых вулканогенных комплексов пород также сходных с IAB, но отличающихся от них повышенными концентрациями ряда HFSE компонентов. Эти данные свидетельствуют об определяющем участии в магмообразовании в эти периоды, помимо обогащенного источника, вещества метасоматизированной надсубдукционной мантии и последовательном усилении и ослаблении процессов астеносферно-литосферного взаимодействия в области надсубдукционной мантии. В зоне деструкции субдуцируемой океанической плиты и проникновения в эту область вещества астеносферного диапира возможно участие в магмообразовании собственно океанической литосферы.

Отметим также, что плейстоцен-голоценовый этап развития умеренно-щелочного и K-Na субщелочного базальтоидного вулканизма в районах исследованных вулканических центров принадлежит следующему самостоятельному импульсу «внутриплитной» магматической активности.

Изотопные характеристики умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки, как показано выше, близки к характеристикам MORB «индийского» типа. Происхождение таких магм, особенно в связи со свойственной им аномалией DUPAL, сопоставляется рядом исследователей с участием в их образовании рециклированного нижнекорового материала [Escrig et al., 2004; Nanan et al., 2004; Meuzen et al., 2006]. Полученные изотопно-геохимические характеристики умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров Камчатки в связи с этим соответствуют предположению об участии в их образовании вещества рециклированной литосферы.

Выводы. Результаты расчетов процессов кристаллизационной дифференциации методами баланса масс и микроэлементного моделирования, выполненных на основе оригинальных коэффициентов распределения, а также проведенный анализ изотопных характеристик пород умеренно-щелочной ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и новых данных о закономерностях распределения в них LILE, HFSE компонентов и элементов платиновой группы (ЭПГ) позволяют сформулировать **третье и четвертое защищаемые положения.**

3. Происхождение трахитов, комендитовых трахитов и комендитов в составе умеренно-щелочной серии обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации трахиандезитовых и затем трахитовых магм в малоглубинных магматических камерах с фракционированием главных породообразующих (Ol, Орх, Срх, Pl, Fsp, Kfs, Vt) и акцессорных минеральных фаз (Mgt, Ilm, Ap) и преобладающей ролью полевошпатового компонента. Трахибазальты не являются родоначальными для пород трахиандезит-трахит-комендитового ряда составов и не связаны с ними процессами дифференциации.

4. Источники умеренно-щелочных магм вулканического пояса Срединного хребта Камчатки имеют гетерогенное происхождение и отвечают составам деплетированной литосферной мантии «тихоокеанского» MORB типа и рециклированной литосферы с вещественными характеристиками близкими к MORB «индийского» типа. Образование умеренно-щелочных магм в обстановке активной континентальной окраины происходило в результате подъема обогащенного астеносферного вещества в область деплетированной литосферной мантии на этапе прекращения субдукции и в условиях деструкции океанической плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате диссертационного исследования, получены новые геологические, минералого-петрографические и изотопно-геохимические данные по умеренно-щелочной щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород вулканического центра Белоголовский, а также трахибазальт-трахиандезит-трахитовой серии вулканического центра Большой-Кекукнайский, вулканогенного фундамента этих структур и пород последующих этапов их вулканического развития. На основе анализа геологического строения и геохронологических данных, было установлено, что развитие исследованных вулканических центров проходило на протяжении трех главных этапов. На наиболее раннем из них ранне-среднеплиоценовом (~3.2-3.0 млн. лет) происходило формирование вулканогенного фундамента, представленного породами нормальной щелочности «островодужного» геохимического типа» и умеренно-калиевого и высококалиевого рядов. После перерыва в вулканической деятельности длительностью до ~1 млн. лет, в интервале с позднего плиоцена по раннеплейстоценовое время (~2.1-1.3 млн. лет), в строении вулканических центров проявились магмы умеренно-щелочного типа, которые формируют серию пород, представленную трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, комендитовыми трахитами и комендитами. При этом установлено, что для исследованных вулканических центров характерно проявление трахибазальтовых магм после образования пород трахиандезит-трахит-комендитового ряда. Так для вулкана Большой $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка трахибазальтов дает 1.84 ± 0.05 млн. лет, тогда как для трахитов возраст заключен в интервале 2.026-2.064 млн. лет, трахибазальты вулканического центра Белоголовский по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ имеют возраст 0.91-1.35 млн. лет, а трахиты являются более ранними образованиями (1.64 млн. лет). Минералогические и геохимические данные по породам умеренно-щелочной серии, положенные в основу микроэлементного моделирования, показали, что трахибазальты не связаны процессами магматической дифференциации с породами среднего и кислого состава, трахиандезитами, трахитами и комендитами. Возможно, что родоначальные для серии пород трахибазальтовые

магмы не обнаружены среди изученных комплексов пород, но возможен и другой вывод о существовании родоначальных трахиандезитовых расплавов. В дальнейшем эту гипотезу следует детально проверить на основе новых исследований с применением других изотопно-геохимических методов и более углубленных минералогических исследований.

В результате проведенных минералогических исследований впервые для активной континентальной окраины Камчатки в трахитах вулкана Большой обнаружены редкоземельные силикаты - чевкиниты. По итогам исследования причинами формирования минеральных парагенезисов с участием чевкинита в трахитах могли быть длительная кристаллизация трахитовых магм в относительно более восстановительных и низкотемпературных условиях и при достаточно резком увеличении апгаитности остаточного расплава. Еще одним из важных итогов минералогического изучения щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии было обнаружение среди трахитов вулканического центра Белоголовский их Amph- и Vt-содержащих разностей, что нашло отражение не только в составе минеральных парагенезисов, но и в распределении в этих породах ряда редких элементов, в частности Ba. По данным LA-ICP-MS исследований было установлено, что минералом-концентратором Ba в Amph-трахитах является анортоклаз, а в Vt-трахитах – биотит. Данные, полученные в результате изучения пороодообразующих минералов методом LA-ICP-MS, позволили также получить оригинальные коэффициенты распределения редких элементов в системе «минерал/расплав» для трахитов и на их основе уточнить ранее предложенные модели кристаллизационной дифференциации умеренно-щелочных магм Камчатки [Волынец и др., 1990]. Новые исследования позволили установить тесные генетические связи между Vt-трахитами и комендитами и Amph-трахитами и комендитовыми трахитами, а также между трахитами и трахиандезитами.

По итогам микроэлементных геохимических исследований пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки, вулканогенного фундамента исследованных вулканических центров и более

поздних этапов их вулканической активности получены вещественные характеристики всех типов пород и показана вещественная эволюция вулканизма в структурах на протяженном временном интервале длительностью до 4 млн. лет - от раннего плиоцена и до позднего плейстоцена. Установлено, что на этапе непосредственно предвещающем проявления умеренно-щелочных магм в породах, близких к IAB типу, возрастают концентрации HFSE компонентов, такие же признаки характеризуют и магмы, проявленные после завершения развития умеренно-щелочного вулканизма. Эти данные указывают на относительно постепенное изменение роли надсубдукционных источников магм и источников, ответственных за формирование умеренно-щелочных магм в истории развития вулканических центров. В истории развития вулканической деятельности исследованных центров можно наблюдать последовательное исчезновение вещественных признаков, характерных для пород островодужного типа, таких как низкие содержания HFSE компонентов, с последующим их резким возрастанием в трахибазальтах и далее в трахитах и комендитах этапа умеренно-щелочного вулканизма. По завершению этого этапа в раннем плейстоцене в вулканических породах, не смотря на относительное обогащение HFSE, вновь проявляются вещественные «островодужные» признаки. При этом далее, в плейстоцен-голоценовое время на территории центров проявляются как нормально-щелочные таки умеренно-щелочные магмы. Однако все они несут признаки участия в их образовании дополнительного обогащенного высокозарядными элементами источника вещества и отличаются повышенной титанистостью и Ca-Na составами пород. Эти выводы подтверждаются характером распределения элементов платиновой группы (Pt, Pd), содержания которых в породах умеренно-щелочной серии примечательно низкие в отличие от относительно обогащенных ими надсубдукционных магм. Согласно этим данным в формировании исходных расплавов для пород ЩБТК серии должно было принимать участие высокобарически преобразованное литосферное вещество, предположительно погруженный в астеносферную мантию нижнекоревой материал (пироксениты?). В процессах преобразование именно такое вещество способно стать истощенным

Pt и Pd в результате разрушения сульфидных фаз в процессе перекристаллизации. Другим подтверждением модели происхождения умеренно-щелочных магм Срединного хребта Камчатки стали результаты изотопных исследований ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). В диссертационном исследовании на основе литературных и новых оригинальных данных удалось показать, что наблюдаемые изотопные особенности пород ЩБТК серии, а именно низкие величины отношений $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а также высокие значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ удовлетворяют модели участия в магмообразовании гетерогенных источников – вещества деплетированной мантии MORB «тихоокеанского» типа и обогащенного вещества близкого к изотопным характеристикам MORB «индийского» типа. Последний источник идентифицирован в работе как рециклированное вещество древней литосферы, поднимающийся в область деструкции палеослаба и взаимодействующий с литосферной мантией «тихоокеанского типа».

По итогам исследований в работе предложена геодинамическая модель развития Камчатки в позднем кайнозое, которая объясняет возможность образования умеренно-щелочных магм в обстановке конвергенции литосферных плит. Модель основана на томографических данных о состоянии мантии под Камчаткой и выделении этапа прекращения субдукционных процессов и деструкции погруженной океанической плиты, что послужило условиями реализации процессов астеносферно-литосферного взаимодействия и как следствие условиями магмообразования умеренно-щелочного типа.

Задачи будущих исследований в научном направлении, которому посвящено данное диссертационное исследование, состоят в тестировании и проверке выдвинутых гипотез с использованием современных аналитических и микроаналитических изотопно-геохимических методов исследований. Необходимо провести более широкое обобщение данных о развитии умеренно-щелочного вулканизма в различных геодинамических обстановках с выделением различных генетических групп и выяснением роли гетерогенных источников вещества в их формировании.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск – Камчатский. 2001. 428 с.
2. **Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.** Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
3. **Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.** Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 249 – 267.
4. **Аккреционная тектоника Восточной Камчатки.** М.: Наука. 1993. 272 с.
5. **Антипин В.С., Волынец О.Н., Перепелов А.Б., Патока М.Г., Успенский В.Н.** Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука. 1987. С. 72-81.
6. **Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф.** Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука. 1984. 228 с.
7. **Богданов Н.А., Хаин В.Е.** Тектоническая карта Охотоморского региона, Масштаб 1: 250000. Институт литосферы РАН. Москва. 2000.
8. **Богданов Н.А., Чехович В.Д.** О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72-85.
9. **Богданов Н.А., Чехович В.Д.** Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Берингоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421-429.
10. **Волынец А.О., Woerner G., Kronz A., Пономарев Г.** Условия кристаллизации расплавов миоцен-четвертичных вулканических пород Срединного хребта Камчатки по минералогическим данным // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием

иностранных ученых). Иркутск, изд-во Института географии им.В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. Т. 2. С. 35-38.

11. **Волынец А.О.** Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель // Автореферат диссертации на соискание уч. степени кандидата геол.-мин. наук. М: МГУ, 2006. 23 с.

12. **Волынец О.Н., Сметанникова О.Г., Хисина Н.Р., Патока М.Г., Долгова Т.В.** Вкрапленники щелочных полевых шпатов в позднекайнозойских лавах Камчатки и вопросы их генезиса // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261. № 4. С. 968-971.

13. **Волынец О.Н., Патока М.Г., Философова Т.М., Чубаров В.М.** Первая находка щелочных темноцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1182-1185.

14. **Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н.** Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Доклады АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 1185-1188.

15. **Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Пополитов М.Г.** Две серии лав повышенной щелочности в позднепалеозойской зоне Срединного хребта Камчатки // Доклады академии наук. 1984. Т. 274. № 5. С. 1185–1189.

16. **Волынец О.Н., Ананьев В.В.** Лейцит и нефелин в четвертичных базальтах Камчатки. // Доклады АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 955-958.

17. **Волынец О.Н., Когарко Л.Н., Асавин А.М.** Щелочнобазальт-комендитовая серия вулкана Белоголовский // Вулканизм и связанные с ним продукты. Том 2. Вулканические центры. 6 Всесоюзное вулканологическое совещание (тезисы докладов). Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 23-24.

18. **Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С.** Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг //Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 10-17.

19. **Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н., Шапкин А.В.** Модель образования щелочных серий Камчатки (вулканы Белоголовский, Уксичан) // 12 Всесоюзный семинар по геохимии магматических пород (тезисы докладов). М.: ГЕОХИ АН СССР. 1986 . С. 25-26.
20. **Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С.** Калиевые базальтоиды Западной Камчатки - проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41-51.
21. **Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Шипицын Ю.Г.** Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 955-959.
22. **Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н.** Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып.390. Новосибирск. 1990. С. 73-144.
23. **Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н.** Вопросы генезиса щелочных и субщелочных лав Камчатки // Геохимия. 1990. № 4. С. 506-525.
24. **Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н.** Фракционирование редких элементов в щелочных и субщелочных вулканитах Камчатки // Геохимия. 1990. №. 5. С. 672-681.
25. **Волынец О.Н.** Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореферат на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ. 1993. 67 с.
26. **Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И., Ягодзински Дж.М., Покровский Б.Г., Григорьев В.С.** Изотопный состав стронция и кислорода в позднекайнозойских щелочных базальтах внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т.3. № 2. С. 207-213.
27. **Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В., Ляликов А.В., Спиридонов В.Г.** Первые данные об изотопном составе неодима в

позднекайнозойских К-На щелочных базальтах Камчатки // Доклады РАН. 1996. Т.350. № 2. С. 239-241.

28. **Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэу Р.У., Горринг М.** Изотопный состав поздненеогеновых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005-1018.

29. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России** (ред. А.И. Ханчук). Владивосток: Дальнаука. 2006. Книга 1. 572 с.

30. **Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В.** Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 420. № 1. С. 92-96.

31. **Коваленко Д.В.** Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. № 3. С. 51–59.

32. **Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.** Комендитсодержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан Богдинского района, Южная Монголия. // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 595-620.

33. **Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Томас В.Г., Аношин Г.Н.** Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитика и контроль. 2011. Т. 15. № 4. С. 378-385.

34. **Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.М.** Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17-41.

35. **Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.М.** Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть. 2. Петролого-

минералогические особенности, обобщающая модель // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 63–89.

36. **Леглер В.А.** Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: ВИНТИ. 1977. С. 137-169.

37. **Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200000.** Лист О-57-XXXII. Серия Западно-Камчатская. Петропавловск-Камчатский: ФГУ «КамТФГИ», 1986. 104 с.

38. **Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200000.** Лист О-57-XXXIII. Серия Западно-Камчатская. Петропавловск-Камчатский: ФГУ «КамТФГИ», 1992. 126 с.

39. **Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 191 с.

40. **Палесский С.В., Козьменко О.А., Николаева И.В.** Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах методом изотопного разбавления с ИСП масс-спектрометрическим окончанием // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 91-93.

41. **Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с массспектрометрическим окончанием // Журнал аналитической химии. 2009. Т. 64. № 3. С. 287-291.

42. **Патока М.Г., Успенский В.С.** Кислые субщелочные и щелочные породы Центральной Камчатки // Доклады академии наук. 1977. Т. 233. № 6. С. 1168–1172.

43. **Певзнер М.М.** Первые геологические данные о хронологии голоценовой эруптивной активности вулкана Ичинского (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук. 2004. том 395. № 4. С. 507-510.

44. **Певзнер М.М.** Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма Срединного хребта Камчатки в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва. 2011. 50 с.
45. **Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М., Демонтерова Е.И., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А., Ясныгина Т.А.** Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 524-546.
46. **Перепелов А.Б.** Магматизм и геодинамическое развитие континентальной окраины Камчатки в позднем кайнозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / Материалы Всероссийского научного совещания Т. 2. 14-18 октября 2008 г. Иркутск. С. 69-71.
47. **Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М., Плечов П.Ю., Татарников С.А., Демонтерова Е.И., Травин А.В., Щербаков В.Д., Цай А.Е.** Магматизм среднеэоценового этапа рассеянного рифтогенеза на Западной Камчатке // Материалы симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева. Иркутск. 2010. Т. 2. С. 18-21.
48. **Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2014. 41 с.
49. **Перетяжко И.С.** CRYSTAL - прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Записки ВМО. 1996. № 3. С. 140-148.
50. **Петрографический кодекс России.** Санкт-Петербург:ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
51. **Плечов П.Ю.** Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Москва. 2008. 43 с.
52. **Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.** Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав-шпинель, оливин,

ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным. – М.: Пробел-2000. 2012. – 664 с.

53. **Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н.** Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция по аналитической химии «Аналитика России». Москва. 2004. С. 157-158.

54. **Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 11. С. 1181–1199.

55. **Федоров Б.В., Вольнец О.Н., Попов В.С.** Сульфидные микровключения в кислых и средних вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 217-224.

56. **Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А.** Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277-295.

57. **Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева А.О.** Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813-838.

58. **Финкельштейн А.Л., Гуничева Т.Н., Афонин В.П.** Учет матричных эффектов методом альфа-коррекции при рентгенофлуоресцентном анализе // Журнал аналитической химии. 1984. Т. 39. № 3. С. 397-404.

59. **Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Философова Т.М., Щербаков Ю.Д.** Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3-23.

60. **Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г.** Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и

вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С.173-190.

61. **Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Карманов Н.С., Пузанков М.Ю., Цыпукова С.С.** Первые данные о редкоземельных силикатах в вулканических породах Камчатки // 2014. Т. 459. № 2. С. 1–9.
62. **Afonin V.P., Finkelshtein A.L., Borkhodoev V.J., Gunicheva T.N.** X-Ray-Fluorescence Analysis Of Rocks By The Fundamental Parameter Method // X-Ray Spectrom. 1992. V. 21. № 2. P. 69-75.
63. **Araña V., Badiola E., Hernán F.** Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands) // Contrib. to Mineral. 1973. V. 40. P. 53-62.
64. **Arevalo, R. D., McDonough W. F.** Chemical variations and regional diversity observed in MORB. Chemical Geology. 2010. V. 271. P. 70-85.
65. **Bézos A., Lorand J.-P., Humler E., et al.** Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 2613-2627.
66. **Bennett V.C., Norman M.D., Garcia M.O.** Rhenium and platinum-group element abundances correlated with mantle source components in Hawaiian picrites: sulphides in the plume // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 183. P. 513–526.
67. **Bourova E., Yoshizawa K., Yomogida K.** Upper mantle structure of marginal seas and subduction zones in northeastern Eurasia from Rayleigh wave tomography // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 183. P. 20–32.
68. **Carlier G., Lorand J.-P.** Zr-rich accessory minerals (titanite, perrierite, zirconolite, baddeleyite) record strong oxidation associated with magma mixing in the south Peruvian potassic province // Lithos. 2008. V. 104. № 1-4. P. 54–70.
69. **Carracedo J.C.** Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 94. № 1-4. P. 1–19.
70. **Churikova T., Dorendorf F., Worner G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.

71. **Cousens B.L.** Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai Volcano, Hawaii // *Geochemistry Geophys. Geosystems*. 2003. V. 4. № 9. P. 1078-1105
72. **Crocket J.H.** Platinum-group elements in basalts from Maui, Hawai'i: low abundances in alkali basalts // *The Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 595-609.
73. **Çubukçu, H.E., Ulusoy, İ., Aydar, E., Ersoy, O., Şen, E., Gourgaud, A., Guillou, H.** Mt. Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. V. 209-210. P. 33–60.
74. **Dale C.W., Burton K.W., Pearson D.G., Gannoun A., Alard O., Argles T.W., Parkinson I.J.** Highly siderophile element behaviour accompanying subduction of oceanic crust: Whole rock and mineral-scale insights from a high-pressure terrain // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. P. 1394-1416.
75. **Dale C.W., Luguet A, Macpherson C.G., Pearson D.G., Hickey-Vargas R.** Extreme platinum-group element fractionation and variable Os isotope compositions in Philippine Sea Plate basalts: Tracing mantle source heterogeneity // *Chemical Geology*. 2008. V. 248. P. 213–238.
76. **Dale C.W., Macpherson C.G., Pearson D.G., Hammond S.J., Arculus R.J.** Inter-element fractionation of highly siderophile elements in the Tonga Arc due to flux melting of a depleted source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 89. P. 202–225.
77. **Day J.M.D.** Hotspot volcanism and highly siderophile elements // *Chemical Geology*. 2013. V. 341. P. 50–74.
78. **Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G.** Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. V. 104. № 1-4. P. 131-151.
79. **Dorendorf F., Wiechert U., Woerner G.** Hydrated sub-arc mantle: a source for Kluchevskoy volcano / Kamchatka / Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 175. P. 69-86.

80. **Dosseto A., Bourdon B., Joron J.-L., Dupre B.** U-Th-Pa-Ra study of the Kamchatka arc: new constraints on the genesis of arc lavas // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. N 15. P. 2857-2877.
81. **Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N.** Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 452–480.
82. **Ersoy, E.Y.** Petromodeler (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling melting, mixing, crystallisation and assimilation processes in magmatic systems. // *Turkish Journal of Earth Science*. 2013. V. 22. P. 115-125 / doi: 10.3906/yer-1104-6.
83. **Escrig S., Capmas F., Dupré B., Allègre C.J.** Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts // *Nature*, 2004. V. 431. P. 59–63.
84. **Ghiorso M.S., Evans B.W.** Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the FE-TI Two-Oxide Geothermometer and Oxygen-Barometer // *Am. J. Sci.* 2008. V. 308. № 9. P. 957–1039.
85. **Gomez-Tuena A., Langmuir C.H., Goldstein S.L., Straub S.M., Ortega-Gutierrez F.** Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. № 3. P. 537-562.
86. **Gorbatov A.S., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.** Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Geophysical Journal International*. 2000. V. 142. P. 27-36.
87. **Hanan B.B., Blichert-Toft J., Pyle D.G., Christie D.M.** Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge // *Nature*. 2004. V. 432. P. 91–94.
88. **Hong W., Xu X., Zou H.** Petrogenesis of coexisting high-silica aluminous and peralkaline rhyolites from Yunshan (Yongtai), southeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 74. P 316-329.

89. **Iwamori H., Nakamura H.** Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics // *Gondwana Research*. 2014 (in press).
90. **Jiang G., Zhao D., Zhang G.** Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // *Tectonophysics*. 2009. V. 465. P. 190–203.
91. **Jicha B.R, Singer B.S, Brophy J.G, Fournelle J.H, Johnson C.M, Beard B.L, Lapen T.J, Mahlen N.J.** Variable impact of the subducted slab on Aleutian island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundances // *J. Petrology*. 2004. V. 45. P.1845- 1875.
92. **Jutzeler M., Schmincke H.-U., Sumita M.** The incrementally zoned Miocene Ayagaures ignimbrite (Gran Canaria, Canary Islands) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. V. 196. № 1-2. P. 1–19.
93. **Kersting A.B., Arculus R.J.** Pb systematics of Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, and North Pacific sediments: implications for magma genesis and sediment recycling in the Kamchatkan arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 136. P. 133-148.
94. **Kelemen P.B., Yogodzinski, G.M., Scholl D.W.** Along strike variation in the Aleutian Island arc: genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust // *Inside the Subduction Factory* (ed. Eiler. J.). American Geophysical Union Monograph. 2003. V. 138. P. 1–54.
95. **Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A.** Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a threecomponent model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 577–600.
96. **Kepezhinskas P., Defant M.J., Widom E.** Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // *Lithos*. 2002. V. 60. P. 113-128.
97. **Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V.** Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. P. 650–667.

98. **Krogh T.** A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485-494.
99. **Leake B., Woolley A., Birchernst W., Burke A., Ferraris G., Grice J., Hawthorne F., Kisch H., Krivovichev V., Schumacher J., Stephenson N., Whittaker E.** Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical. Association commission on new minerals and mineral names // *American mineralogist.* 2004. V 89. P. 883–887.
100. **Leat P., MacDonald R., Smith R.** Geochemical evolution of the Menengai caldera volcano, Kenya // *J. Geophys.* 1984. V. 89. P. 8571–8592.
101. **Lee C-T. A., Wasserburg G.J., Kyte F.T.** Platinum-group elements (PGE) and rhenium in marine sediments across the Cretaceous-Tertiary boundary: Constraints on Re-PGE transport in the marine environment // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2003. V. 67. No. 4. P. 655–670.
102. **Novak S.W., Mahood G. A.** Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash Caldera, Nevada // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. № 3. P. 352–373.
103. **Pin C., Zalduogui J.F.S.** Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chem. Acta.* 1997. V. 339. P. 79-89.
104. **Macdonald R.** Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks. // *Lithos.* 2012. V. 152. P. 11–22.
105. **Macdonald R.** Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks // *Bull. Volcanol.* 1974. V. 38. № 2. P. 498–516.
106. **MacDonald R., Belkin H.E.** Compositional variation in minerals of the chevkinite group // *Mineral. Mag.* 2002. V. 66. № 6. P. 1075–1098.
107. **Macdonald R., Baginski B., Kartashov P., Zozulya D., Dzierzanowski P.** Chevkinite-group minerals from Russia and Mongolia: new compositional data from metasomatites and ore deposits // *Mineral. Mag.* 2012. V. 76. № 3. P. 535–549.

108. **McDonough W.F., Sun S.-s.** The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-254.
109. **Igneous Rocks. A classification and glossary of terms** // Cambridge University Press. под ред. R.W. Le Maitre. 2002. 254 p.
110. **McInnes B.I.A., McBride J.S., Evans N.J.** Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones // Science. 1999. V. 286. P. 512-516.
111. **Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.//
112. American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321-355.
113. **McInnes B.I.A., McBride J.S., Evans N.J.** Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones // Science. 1999. V. 286. P. 512-516.
114. **Meyzen C.M., Ludden J.N., Humler E., Luais B., Toplis m.J., Mével C., Michael S.** New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 11. 34 p.
115. **Mungall J.E., Brenan J.M.** Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 125. P. 265–289.
116. **Özdemir Y. Karaoğlu Ö., Tolluoğlu A. Ü., Güleç N.** Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey // Chem. Geol. 2006. V. 226. № 3-4. C. 189–211.
117. **Peucker-Ehrenbrink B., Bach W., Hart S.R., Blusztajn J.S., Abbruzzese T.** Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust from DSDP/ODP Sites 504 and 417/418 // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. No 7. P. 1-28. doi:10.1029/2002GC000414.
118. **Pevzner M.** New data on Holocene monogenetic volcanism of the Northern Kamchatka: ages and space distribution // Abstr. IVth Int. JKASP Workshop. 2004. P. 72-74.

119. **Plank T., Langmuir C. H.** The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. // *Chemical Geology*. 1998. V. 145(3-4). P. 325-394.
120. **Putirka K., Ryerson F. J., Mikaelian H.** New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. P. 1542-1554.
121. **Putirka K.** Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. An electronic journal of the Earth Sciences. 2005. V.6. №5.14 p.Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.
122. **Putirka K.** Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 336– 346.
123. **Putirka K.D.** Thermometers and barometers for volcanic systems / In: Putirka K.D., Tepley F.J. III., editors. *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. P. 61-120.
124. **Regelous, M., Hofmann A. W., Abouchami W., Galer S. J. G.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 113–140.
125. **Scaillet B.** Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 10. P. 1867–1894.
126. **Scaillet B., Macdonald R.** Experimental constraints on pre-eruption conditions of pantelleritic magmas: Evidence from the Eburru complex, Kenya Rift // *Lithos*. 2006. V. 91. № 1-4. P. 95–108.
127. **Salters, V. J. M., & Sachi-Kocher, A.** An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts. // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. Issue 3-4. P. 151-167.
128. **Sokolova E.L. Hawthorne F.C., Ventura G.D, Kartashov P.M.** Chevkinite-(Ce): crystal structure and the effect of moderate radiation-induced damage on site-occupancy refinemen // *The Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 1013–1025.

129. **Stracke A.**, Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. // *Chemical geology*. 2012. V 330-331. №10.. P. 274-299.
130. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society special publication № 2 // Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313-346.
131. **Troll V.R., Sachs S., Schmincke H-U., Sumita M.** The REE-Ti mineral chevkinite in comenditic magmas from Gran Canaria, Spain: a SYXRF-probe study // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. № 6. P. 730–741.
132. **Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.** Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117-128.
133. **Turner S., McDermott F., Howkesworth C., Kepezhinskas P.** U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutian: constraints on source compositions and melting processes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 217–234.
134. **Ulusoy İ., Labazuy P., Aydar E., Ersoy O., Çubukçu E.** Volcanological evolution and caldera forming eruptions of Mt. Nemrut (Eastern Turkey) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. V. 245-246. P. 21–39.
135. **White J.C., Espejel-García V.V., Anthony E.Y., Omenda P.** Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift // *Lithos.* 2012. V. 152. P. 84–104.
136. **Woodland S.J., Pearson D.G., Thirlwall M.F.** A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Less Antilles arc, and the Ize-Bonin arc // *J. Petrology.* 2002. V. 43. P. 171-198.
137. **Vlach S., Gualda G.** Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil // *Lithos.* 2007. V. 97. № 1-2. P. 98–121.

138. **Volynets O.N.** Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V.36. № 4. P. 373-405.
139. **Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P.** Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659-687.
140. **Yang Z., Fleck M., Smith M., Tao K., Song R., Zhang P.** The crystal structure of natural Fe-rich chevkinite-(Ce) // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. № 5. P. 969–975.
141. **Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W.** Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians - an oceanic arc in a strike-slip setting // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. N B7. P. 11807-11834.
142. **Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V.** Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, FarWestern Aleutians // J. Petrology. 1994. V. 35. P. 163-204.
143. **Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.** Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geological Society of America Bulletin. 1995. V. 107. P. 505-519.
144. **Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L.** Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. P. 925–938.
145. **Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1.

Представительные составы оливинов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	ПП-2259						
	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза							
Зона							
SiO ₂	37.16	37.48	37.27	37.12	36.41	37.12	35.79
Fe ₂ O ₃	1.76	1.74	0.84	н.о.	1.14	0.27	0.55
FeO	27.48	27.05	28.93	29.28	28.21	29.86	29.04
MnO	0.61	0.76	0.87	0.84	0.90	0.84	0.87
MgO	34.26	34.92	33.18	32.34	32.52	32.34	31.14
CaO	0.38	0.27	0.43	0.22	0.39	0.42	0.32
Сумма	101.66	102.22	101.52	99.80	99.56	100.85	97.70
Fo	67.29	67.93	65.93	65.68	65.79	65.07	64.61
Fa	32.03	31.23	33.09	33.36	33.18	33.97	34.37
Tf	0.68	0.84	0.98	0.97	1.03	0.96	1.03

Примечание. Здесь и далее составы минералов приведены в мас.%, Fe₂O₃/FeO рассчитано по стехиометрии. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы оливинов (%): Fo – форстерит, Fa – фаялит, Tf – тефроит. н.о. – не обнаружено.

Представительные составы ортопироксенов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	КВ-22					КВ-14									
	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Сфк	Сфк	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	
Фаза	ц	ц	ц	ц	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	
SiO₂	54.13	52.48	54.85	52.69	53.46	51.02	51.58	52.37	51.62	53.55	52.37	53.40	51.56	51.11	
TiO₂	н.о.	0.42	н.о.	н.о.	0.42	0.35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.38	н.о.	0.33	
Al₂O₃	0.83	0.72	1.53	0.81	1.45	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	н.о.	0.49	н.о.	0.66	
Fe₂O₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.93	0.88	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
FeO	17.88	9.06	15.84	18.42	15.85	33.41	26.55	25.71	25.64	24.33	26.15	26.28	28.47	29.51	
MnO	1.27	0.93	0.88	1.78	1.34	2.62	2.36	2.35	2.18	2.18	2.00	2.39	2.39	2.56	
MgO	24.44	13.95	25.32	22.12	24.74	10.96	15.19	16.67	16.95	16.63	15.75	14.89	14.08	13.22	
CaO	0.74	21.63	1.04	1.51	2.22	3.85	4.42	3.76	2.67	3.23	4.44	3.37	3.86	4.10	
Na₂O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Сумма	99.29	99.19	99.46	97.33	99.48	102.21	101.02	101.74	99.06	100.43	100.71	101.20	100.36	101.49	
Wo	3.24	4.53	1.90	2.25	1.52	8.15	9.06	7.60	5.56	6.86	9.18	7.25	8.11	8.62	
En	65.95	70.23	69.59	68.40	69.82	32.27	43.32	46.86	49.14	49.15	45.33	44.56	41.19	38.68	
Fs	30.81	25.24	28.51	29.35	28.66	59.58	47.62	45.54	45.29	44.00	45.49	48.19	50.70	52.70	

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы пироксенов (%): Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит.

Представительные составы клинопироксенов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	ПП-2259				КВ-22					КВ-32				КВ-13	
	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Фаза	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	к	к	ц	к	ц	пр	пр	к	ц	ц
SiO₂	52.37	52.65	51.62	49.21	52.50	51.47	52.11	53.51	53.31	52.88	52.99	52.63	52.71	51.62	49.01
TiO₂	н.о.	н.о.	1.53	1.53	0.37	0.55	н.о.	н.о.	0.33	н.о.	н.о.	н.о.	0.35	н.о.	0.28
Al₂O₃	н.о.	н.о.	3.00	2.80	0.76	0.87	0.70	0.70	0.60	1.08	1.15	0.89	1.36	0.51	0.32
Fe₂O₃	1.85	2.60	н.о.	3.96	1.35	1.09	3.86	0.68	н.о.	н.о.	1.61	н.о.	0.18	3.05	3.93
FeO	6.69	6.47	7.82	4.75	7.30	7.56	5.73	17.43	18.02	8.54	6.56	8.19	8.35	13.74	20.27
MnO	0.36	0.43	н.о.	н.о.	0.89	0.93	1.02	1.29	1.47	1.12	0.79	0.70	0.83	1.68	1.81
MgO	13.93	14.05	13.68	14.01	14.03	13.33	13.33	24.71	23.56	13.93	14.05	13.81	13.43	10.88	6.72
CaO	22.40	22.14	22.14	21.70	21.32	21.23	22.00	0.94	1.08	22.02	21.98	22.26	21.53	19.14	16.30
Na₂O	0.44	0.57	н.о.	0.58	0.58	0.58	0.81	н.о.	н.о.	н.о.	0.63	н.о.	0.59	0.51	0.84
Сумма	98.04	98.91	99.79	98.55	99.11	97.61	99.56	99.26	98.37	99.57	99.75	98.48	99.34	100.84	99.08
Wo	46.38	45.59	46.83	45.51	44.89	45.71	46.09	44.96	2.14	44.98	45.41	45.97	45.30	39.75	36.21
En	40.13	40.25	40.26	40.87	41.10	39.94	38.86	40.34	72.44	39.59	40.39	39.68	39.32	31.44	20.77
Fs	13.49	14.16	12.91	13.62	14.00	14.35	15.05	14.70	25.42	15.42	14.19	14.34	15.38	28.80	43.02

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы пироксенов (%): Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. ПП-2259 – трахибазальт, КВ-22 – трахиандезит, КВ-32 – трахидацит, КВ-13 – трахит

Таблица 3. Продолжение.

№ обр.	КВ-13														
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза	к	ц	к	ц	ц	ц	ц	к	пр	ц	ц	к	ц	ц	ц
SiO₂	51.41	51.54	51.15	51.00	50.55	51.60	49.06	48.11	48.76	50.53	50.70	50.57	51.39	49.31	51.92
TiO₂	0.32	0.28	0.37	0.28	0.28	1.07	1.75	1.72	1.65	0.43	0.37	0.40	0.20	0.65	0.35
Al₂O₃	0.55	0.89	1.23	0.96	0.38	2.36	4.27	4.33	4.65	0.38	0.30	н.о.	0.45	0.34	0.30
Fe₂O₃	3.49	2.81	3.20	3.90	2.44	3.25	4.80	4.35	4.55	3.55	3.19	2.96	3.29	2.71	2.04
FeO	14.30	11.76	9.86	9.55	16.29	5.60	4.66	4.63	5.10	17.19	18.90	13.88	13.33	18.28	15.99
MnO	1.56	1.10	0.99	1.21	1.68	н.о.	н.о.	0.36	0.34	1.79	1.87	1.55	1.64	1.74	1.28
MgO	12.11	11.34	12.67	12.02	10.66	15.44	13.98	13.37	13.45	9.98	8.76	11.59	11.28	8.71	10.35
CaO	16.83	20.34	19.90	20.53	16.58	21.28	21.65	21.51	21.46	16.68	16.34	17.63	18.43	16.44	18.13
Na₂O	0.59	0.59	0.55	0.59	0.53	0.49	0.63	0.58	0.62	0.57	0.78	0.46	0.63	0.63	0.74
Сумма	100.81	100.38	99.60	99.65	99.15	100.77	100.32	98.51	100.11	100.76	100.89	99.31	100.31	98.54	100.91
Wo	35.13	42.39	41.42	42.86	35.42	43.19	45.00	45.71	45.07	35.43	35.15	37.52	38.67	36.17	38.30
En	35.17	32.89	36.69	34.92	31.69	43.60	40.43	39.53	39.30	29.50	26.22	34.32	32.93	26.66	30.42
Fs	29.70	24.72	21.89	22.22	32.89	13.21	14.57	14.77	15.63	35.06	38.63	28.16	28.40	37.16	31.27

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы пироксенов (%): Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. КВ-13 – трахит

Таблица 3. Продолжение.

№ обр.	КВ-14														
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Фаза	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Зона	ц	пр	пр	к	к	ц	к	к	пр	к	ц	ц	к	ц	ц
SiO₂	49.16	49.14	49.74	47.37	50.32	52.82	50.98	52.91	53.06	54.13	51.67	53.68	53.18	50.77	51.71
TiO₂	1.52	2.05	1.65	2.39	1.75	0.68	1.63	0.62	н.о.	0.37	0.77	0.35	0.45	н.о.	0.45
Al₂O₃	3.31	4.53	4.57	6.29	4.12	1.62	3.36	0.74	0.89	0.96	1.13	1.04	1.45	0.79	0.89
Fe₂O₃	8.24	2.88	2.59	2.67	1.31	1.39	3.64	н.о.	1.80	0.49	2.07	0.06	1.56	3.82	н.о.
FeO	0.01	6.15	6.14	7.61	7.46	8.50	6.12	14.76	11.88	13.94	12.32	13.14	11.96	12.86	14.81
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	0.39	0.58	0.39	1.23	1.10	1.05	1.36	1.10	0.97	2.08	1.20
MgO	13.02	13.35	13.25	12.27	13.61	14.38	13.56	13.32	12.24	11.69	12.21	12.54	12.09	10.36	10.66
CaO	21.13	21.79	22.00	20.74	21.32	20.83	21.66	17.91	20.54	20.74	19.24	20.22	21.07	18.79	20.60
Na₂O	1.91	0.59	0.65	0.50	0.50	0.51	0.86	н.о.	0.50	0.57	0.51	0.43	0.54	0.69	н.о.
Сумма	98.30	100.48	100.59	100.26	100.77	101.31	102.21	101.49	102.01	103.94	101.28	102.56	103.28	100.16	100.32
Wo	46.92	46.18	46.76	45.13	45.07	42.59	44.96	36.60	41.94	42.27	39.78	41.41	42.92	39.49	42.97
En	40.22	39.37	39.18	37.15	40.04	40.91	39.16	37.87	34.77	33.15	35.12	35.73	34.26	30.30	30.94
Fs	12.86	14.46	14.05	17.72	14.89	16.50	15.87	25.53	23.29	24.57	25.10	22.87	22.82	30.20	26.09

Таблица 3. Окончание.

№ обр.	КВ-14				
	Вкр	Вкр	Сфк	Сфк	Мкл
Фаза	Вкр	Вкр	Сфк	Сфк	Мкл
Зона	пр	ц	ц	ц	ц
SiO₂	52.18	52.93	52.31	50.25	51.45
TiO₂	0.60	н.о.	0.60	н.о.	0.45
Al₂O₃	1.23	0.64	0.66	0.62	0.60
Fe₂O₃	2.60	1.90	1.40	2.22	2.16
FeO	11.73	13.96	15.37	15.48	13.93
MnO	0.99	1.54	1.42	1.46	1.38
MgO	11.69	10.56	12.54	11.08	12.45
CaO	20.93	20.39	17.01	18.25	17.20
Na₂O	0.55	0.61	0.46	н.о.	0.51
Сумма	102.50	102.53	101.77	99.35	100.14
Wo	42.75	42.01	35.03	37.66	35.83
En	33.22	30.28	35.93	31.82	36.08
Fs	24.03	27.71	29.04	30.52	28.09

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы пироксенов (%): Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. КВ-14 – трахит

Представительные составы полевых шпатов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	ПП-2259				КВ-22									
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл
Фаза														
Зона	ц	ц	ц	пр	ц	пр	к	пр	пр	ц	пр	к	ц	ц
SiO ₂	49.63	59.84	58.08	63.58	62.30	58.83	60.61	52.20	51.47	57.48	56.09	58.08	64.52	64.07
Al ₂ O ₃	30.44	21.65	26.13	22.31	22.16	24.45	23.86	29.27	29.48	25.72	26.93	25.41	19.52	20.12
Fe ₂ O ₃	0.94	н.о.	0.91	0.61	н.о.	0.34	0.47	н.о.	0.43	н.о.	н.о.	н.о.	0.59	0.40
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.36	н.о.	н.о.	0.76	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	13.75	4.67	9.23	4.17	5.07	6.93	5.95	12.49	12.96	7.57	9.35	7.51	1.94	1.94
Na ₂ O	3.63	7.39	6.15	7.47	8.05	7.25	8.03	3.86	3.96	6.69	5.81	6.90	7.75	8.21
K ₂ O	н.о.	2.31	0.75	3.01	0.95	0.60	0.80	0.24	0.18	0.61	0.39	0.72	4.34	4.13
Сумма	98.39	95.86	101.25	101.15	98.89	98.40	99.72	98.82	98.58	98.07	98.57	98.62	98.66	98.87
Ab	32.33	64.31	52.37	63.54	70.14	63.18	67.79	35.35	35.23	59.34	51.72	59.88	66.37	68.42
An	67.67	22.46	43.43	19.61	24.41	33.37	27.76	63.20	63.72	37.10	45.99	36.01	9.18	8.93
Or	0.00	13.23	4.20	16.85	5.45	3.44	4.44	1.45	1.05	3.56	2.29	4.11	24.45	22.65

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено.

Таблица 4. Продолжение.

№ обр.	КВ-22									КВ-32				
	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Фаза	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Зона	ц	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	к	пр	пр	ц	ц
SiO₂	64.31	56.59	58.83	65.34	61.85	65.79	59.07	63.82	61.93	60.46	54.17	61.40	60.74	60.33
Al₂O₃	20.60	26.49	24.24	21.39	23.30	19.54	23.98	20.37	22.22	24.19	28.15	23.68	24.41	24.30
Fe₂O₃	0.47	0.61	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	0.61	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	н.о.	н.о.	0.42	н.о.	0.36	0.44	н.о.	0.37	1.05	0.41	0.53	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	2.21	8.66	6.53	3.40	5.55	2.11	6.14	3.15	3.93	6.07	11.64	5.46	6.14	5.79
Na₂O	8.07	6.48	7.14	8.63	7.49	8.09	7.10	7.80	7.71	7.27	4.72	7.59	7.55	7.89
K₂O	3.49	0.55	0.73	1.61	1.00	3.22	1.25	2.59	1.76	1.00	0.31	1.01	0.86	0.90
Сумма	99.15	99.38	98.06	100.88	99.55	99.19	98.15	98.10	98.60	99.40	99.52	99.14	99.70	99.21
Ab	69.65	55.73	63.59	74.60	66.79	71.12	62.75	69.37	69.84	64.44	41.57	67.34	65.60	67.54
An	10.54	41.16	32.13	16.24	27.35	10.25	29.98	15.48	19.67	29.73	56.64	26.77	29.48	27.39
Or	19.82	3.11	4.28	9.16	5.87	18.63	7.27	15.15	10.49	5.84	1.80	5.89	4.92	5.07

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено.

Таблица 4. Продолжение.

№ обр.	КВ-32													
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Зона	ц	пр	к	ц	пр	к	ц	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц
SiO₂	61.51	60.09	62.21	58.81	60.24	61.31	61.78	56.37	58.23	65.76	66.21	66.04	66.00	66.32
Al₂O₃	23.37	24.75	23.56	25.60	25.09	23.64	23.54	26.64	25.81	19.59	19.82	19.42	20.31	20.10
Fe₂O₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.75	0.53	н.о.	н.о.
CaO	5.44	6.48	5.40	7.50	6.34	5.61	5.07	9.54	8.03	1.22	1.01	1.82	2.06	1.94
Na₂O	7.91	7.40	7.90	6.85	7.47	7.71	8.06	5.99	6.54	7.48	6.78	7.37	8.11	7.99
K₂O	1.16	0.71	1.12	0.46	0.84	0.94	1.08	0.33	0.58	5.38	5.54	4.34	3.76	3.85
Сумма	99.39	99.43	100.19	99.22	99.98	99.21	99.53	99.38	99.19	99.43	100.11	99.52	100.24	100.20
Ab	67.73	64.64	67.98	60.63	64.81	67.47	69.65	52.18	57.57	63.97	61.73	65.62	69.19	68.91
An	25.74	31.28	25.68	36.69	30.40	27.13	24.21	45.92	39.07	5.77	5.08	8.96	9.71	9.24
Or	6.54	4.08	6.34	2.68	4.80	5.41	6.14	1.89	3.36	30.27	33.19	25.42	21.10	21.84

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено.

Таблица 4. Продолжение.

№ обр.	КВ-32	КВ-13												
		Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл
Зона	ц	ц	к	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	к	к	ц
SiO₂	66.94	61.34	66.56	63.65	66.75	66.49	66.34	67.26	67.13	65.76	65.87	66.75	66.15	67.13
Al₂O₃	17.29	23.43	19.12	20.75	18.95	18.76	18.59	18.08	19.01	18.71	19.03	19.10	17.70	16.99
Fe₂O₃	н.о.	н.о.	0.36	0.21	0.50	0.63	0.81	н.о.	0.51	0.64	0.37	0.74	н.о.	1.80
FeO	н.о.	0.31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.72	н.о.
CaO	н.о.	5.18	0.52	2.41	0.39	0.32	0.38	н.о.	0.17	0.38	0.81	0.27	0.00	0.46
Na₂O	5.11	8.09	7.71	8.01	7.47	7.24	7.33	6.54	7.14	7.86	8.06	7.36	6.03	7.78
K₂O	9.43	1.47	5.94	3.51	6.10	6.59	6.67	7.18	7.03	5.72	5.04	6.48	7.88	5.63
Сумма	98.77	99.82	100.21	98.54	100.16	100.03	100.12	99.59	100.99	99.07	99.18	100.70	98.48	99.79
Ab	45.17	67.87	64.76	68.75	63.85	61.60	61.45	58.06	60.21	66.42	68.17	62.51	53.77	66.27
An	0.00	8.11	2.42	11.43	1.85	1.51	1.76	0.00	0.79	1.77	3.79	1.27	0.00	2.17
Or	54.83	24.02	32.83	19.82	34.31	36.89	36.79	41.94	39.00	31.80	28.05	36.22	46.23	31.56

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено.

Таблица 4. Продолжение.

№ обр.	КВ-13	КВ-14												
		Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл
Фаза	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл
Зона	к	ц	ц	пр	ц	ц	к	к	ц	ц	ц	к	к	ц
SiO₂	65.19	67.05	66.77	66.45	66.96	67.24	64.78	66.36	63.50	65.04	56.52	65.25	66.49	66.71
Al₂O₃	19.42	18.95	18.69	18.54	18.06	18.84	18.12	18.54	21.79	20.75	26.51	20.27	19.46	18.76
Fe₂O₃	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.47	0.40	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.74
FeO	н.о.	0.46	н.о.	н.о.	0.44	0.42	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.46	н.о.	0.36	н.о.
CaO	1.30	0.31	0.43	0.60	н.о.	0.64	0.53	0.46	3.09	2.69	10.06	1.90	0.84	0.43
Na₂O	8.32	6.48	6.65	6.63	6.36	6.47	6.03	6.79	7.31	8.42	5.47	8.02	6.66	7.04
K₂O	4.34	7.11	7.18	7.17	7.73	7.30	7.55	6.85	2.58	2.40	0.49	3.67	6.35	6.70
Сумма	99.10	100.36	99.72	99.39	99.55	100.91	97.48	99.40	98.27	99.30	99.51	99.11	100.16	100.38
Ab	69.95	57.20	57.27	56.77	55.57	55.65	53.41	58.78	68.22	73.31	48.19	69.83	58.92	60.24
An	6.04	1.51	2.05	2.84	0.00	3.04	2.59	2.20	15.94	12.94	48.97	9.14	4.11	2.03
Or	24.01	41.29	40.68	40.39	44.43	41.31	44.00	39.02	15.84	13.75	2.84	21.03	36.97	37.72

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено.

Таблица 4. Окончание.

№ обр.	КВ-14		
	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза			
Зона	ц	ц	ц
SiO ₂	66.51	65.27	66.58
Al ₂ O ₃	18.84	18.44	18.63
Fe ₂ O ₃	н.о.	0.64	0.51
FeO	0.45	н.о.	0.03
CaO	0.52	0.66	0.49
Na ₂ O	7.29	6.48	6.52
K ₂ O	5.87	7.17	7.24
Сумма	99.48	98.66	100.00
Ab	63.73	56.05	56.43
An	2.51	3.15	2.35
Or	33.76	40.80	41.22

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. Миналы (%): Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз. н.о. – не определено. ПП-2259 – трахибазальт, КВ-22 – трахиандезит, КВ-32 – трахидацит, КВ-13, 14 – трахит

Представительные составы рудных минералов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	КВ-22						КВ-32			КВ-13				
	Mgt	Plm	Plm	Plm	Plm	Plm	Plm	Plm	Plm	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt
Фаза	Вкр	Вкр	Мкл	Вкр	Вкр	Мкл	Сфк	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	0.66	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.31	0.19	0.24	0.36	0.56	0.43
TiO ₂	11.66	45.64	49.04	47.74	48.17	48.27	45.47	46.72	3.92	17.81	17.73	18.82	17.40	16.80
Al ₂ O ₃	1.81	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.64	1.27	0.79	0.47	0.45	2.74	2.23
Fe ₂ O ₃	43.29	13.84	6.35	10.84	9.07	10.39	15.16	10.94	55.72	45.96	43.99	46.33	45.59	44.25
FeO	39.67	36.79	40.30	36.29	37.98	37.58	35.94	36.58	35.52	33.01	29.76	29.20	32.12	33.97
MnO	1.02	1.36	1.36	1.54	1.55	1.28	1.56	2.35	0.62	1.29	1.32	1.28	1.16	1.05
MgO	1.46	1.61	1.36	2.85	2.11	2.54	1.89	1.71	н.о.	0.35	0.48	0.30	1.26	1.56
V ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nb ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.57	99.25	98.41	99.26	98.89	100.06	100.02	98.95	98.35	99.41	93.98	96.75	100.84	100.29

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено.

Таблица 5. Продолжение.

№ обр.	КВ-13													
	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Ilm	Ilm
Минерал	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр
Фаза	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр
Зона	ц	к	к	ц	ц	пр	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	0.47	0.30	0.36	0.36	0.32	0.45	0.36	0.56	0.34	0.79	0.34	0.41	0.58	0.43
TiO ₂	19.20	19.97	19.77	17.16	19.52	19.68	18.55	19.68	13.19	14.33	15.26	14.13	48.24	49.67
Al ₂ O ₃	0.62	0.74	0.72	2.89	0.47	0.53	0.42	0.43	3.74	1.85	6.10	0.26	н.о.	н.о.
Fe ₂ O ₃	48.36	49.08	48.41	45.36	48.28	48.48	47.30	47.02	39.67	42.83	41.38	43.20	3.51	3.73
FeO	31.61	31.94	29.97	34.03	31.18	30.62	31.67	25.04	38.56	37.20	31.32	39.62	43.28	44.86
MnO	1.30	1.27	1.25	1.18	1.34	1.36	1.45	1.27	1.11	1.11	1.08	1.19	2.20	2.20
MgO	0.36	0.65	0.41	1.41	0.33	0.43	0.00	0.00	2.09	0.98	2.34	0.00	0.40	0.00
V ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nb ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.99	1.77
Сумма	101.92	103.95	100.89	102.39	101.44	101.55	99.75	94.00	98.69	99.09	97.83	98.81	100.20	102.66

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено.

Таблица 5. Окончание.

№ обр.	КВ-13				КВ-14							
	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Ilm
Фаза	Вкр	Мкл	Мкл	Мкл	Вкр	Вкр	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл	Мкр	Мкр
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	0.28	0.26	0.00	0.00		7.00	н.о.	0.81	0.90	н.о.	1.33	н.о.
TiO ₂	51.44	50.28	48.32	40.88	21.92	14.08	17.83	14.46	16.96	14.96	16.95	51.16
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.13	3.51	н.о.	0.76	н.о.	н.о.	1.55	н.о.
Fe ₂ O ₃	5.57	5.61	4.98	1.28	25.41	41.19	34.42	38.11	34.07	40.38	31.36	5.14
FeO	40.42	36.13	43.40	37.87	49.13	41.48	46.16	44.68	47.16	43.96	46.01	40.92
MnO	1.60	1.83	2.03	1.85	1.24	1.14	1.37	0.62	0.81	1.10	1.19	1.90
MgO	2.55	4.23	0.36	0.00	0.71	2.07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.11	1.77
V ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.44	н.о.	н.о.	0.68	н.о.
Nb ₂ O ₅	н.о.	н.о.	2.45	2.76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	101.87	98.34	101.54	84.64	99.54	103.47	99.78	100.30	99.90	100.40	100.18	100.90

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено. ПП-2259 – трахибазальт, КВ-22 – трахиандезит, КВ-32 – трахидацит, КВ-13, 14 – трахит

Представительные составы биотита из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	КВ-22				КВ-32					КВ-13	
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Сфк	Вкр	Мкл
Зона	к	к	к	ц	к	пр	ц	к	ц	ц	ц
SiO₂	35.96	37.29	37.31	36.58	36.37	36.67	36.90	36.35	37.61	36.30	35.02
TiO₂	5.54	5.19	5.57	6.01	6.14	5.95	5.97	5.69	6.12	7.47	9.31
Al₂O₃	12.51	13.64	13.70	13.30	13.17	13.59	13.11	13.49	13.66	14.10	13.36
Fe₂O₃	17.65	17.91	17.81	16.91	16.27	17.10	16.60	16.28	17.55	13.05	14.36
MgO	13.20	14.38	13.47	13.96	13.83	14.28	14.10	14.61	14.58	15.92	14.23
Na₂O	0.66	0.67	0.69	0.77	0.74	н.о.	0.89	0.75	0.80	1.06	1.28
K₂O	9.00	9.49	9.30	9.17	9.06	8.88	9.13	8.70	9.16	8.14	7.55
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.08	н.о.
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.21	1.85
Сумма	94.52	98.57	97.85	96.70	95.58	96.47	96.70	95.87	99.48	96.05	95.54

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено. КВ-22 – трахиандезит, КВ-32 – трахидацит, КВ-13 – трахит

Таблица 7.

Представительные составы апатитов из вулканических пород вулкана Большой

№ обр.	КВ-22					КВ-32				КВ-14			
	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл
Фаза	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Мкл	Сфк	Мкл	Мкл	Мкл
Зона	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	0.43	н.о.	0.6	0.75	1.37	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.01	0.49	2.59	0.47
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.90	н.о.	н.о.	1.10	н.о.
FeO	0.49	0.55	0.94	н.о.	0.62	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.79	1.26	0.93
CaO	52.55	52.96	52.62	51.31	52.2	52.81	53.07	53.31	52.85	54.67	54.09	50.4	54.34
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.73	н.о.
Ce ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0.69	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.19	н.о.
SnO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
P ₂ O ₅	42.09	42.05	41.50	41.96	43.01	41.68	41.52	41.50	42.55	42.48	41.54	38.22	41.15
Cl	1.38	0.71	0.57	2.94	0.46	1.02	0.56	0.52	0.61	0.21	0.34	0.00	0.52
F	2.45	3.13	2.71	3.22	2.52	2.04	2.9	1.79	1.82	2.56	3.24	5.08	3.00
Сумма	99.39	99.40	98.94	100.87	100.18	98.73	98.05	97.12	98.73	100.92	100.42	100.44	100.33

Примечание. Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено. КВ-22 – трахиандезит, КВ-32 – трахидацит, КВ-14 – трахит

Таблица 8.

Представительные анализы амфиболов из пород вулкана Большой

№ обр.	КВ-22									КВ-13	
	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Вкр	Мкл	Мкл
Фаза	ц	ц	ц	п	п	к	к	к	ц	ц	ц
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	42.15	42.12	40.52	42.23	42.42	42.34	42.94	41.27	39.81	52.03	45.93
TiO₂	4.19	3.94	4.87	3.92	3.52	3.62	3.90	3.45	4.44	0.58	1.78
Al₂O₃	10.56	10.43	10.96	10.24	10.52	9.64	9.49	9.41	11.34	1.51	2.32
FeO	11.45	11.24	12.71	11.49	10.70	12.07	11.54	14.79	13.37	12.54	20.47
MnO	0.46	н.о.	0.34	0.31	0.39	0.35	0.48	0.75	0.35	0.83	0.87
MgO	13.13	13.18	12.77	13.78	13.43	13.23	13.12	11.44	12.22	16.05	11.28
CaO	11.24	10.97	10.68	11.15	11.15	10.79	10.66	10.83	10.44	8.12	7.68
Na₂O	2.71	3.11	2.95	2.63	2.78	2.55	2.51	2.59	2.84	4.43	3.75
K₂O	0.65	0.66	0.99	0.82	0.61	0.66	0.73	0.98	1.04	0.87	0.93
Сумма	96.54	95.65	96.79	96.57	95.52	95.25	95.37	95.51	95.85	97.51	96.21

Примечание: Фазы минералов: Вкр – вкрапленник, Сфк – субфенокристалл, Мкл – микролит. Зоны минералов: ц – центр, к – край, пр – промежуточная зона. н.о. – не определено. 1, 4, 6-8 – магнезиальный гастингсит, 2,5 – паргасит, 9 – керсутит, 10 – магнезиальный катафорит, 11 – рихтерит. КВ-22 – трахиандезит, КВ-13 – трахит