

УДК 552.333+552.231.1 (517.3)

ТРАХИТЫ, КОМЕНДИТЫ И ПАНТЕЛЛЕРИТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ РИФТОГЕННОЙ БИМОДАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ ХРЕБТОВ НОЁН И ТОСТ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ: ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И КОНТАМИНАЦИИ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

© 2007 г. А. М. Козловский*, В. В. Ярмолук*, В. И. Коваленко*,
В. М. Саватенков**, Т. А. Веливецкая***

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия;
e-mail: amk@igem.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

***Геологический институт ДВО РАН
690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 10.01.2006 г.

Бимодальная ассоциация грабена хребтов Ноён и Тост, относящаяся к Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне, формировалась 318 млн. лет назад на континентальной окраине Североазиатского палеоконтинента. В строении бимодальной ассоциации участвуют вулканические серии с контрастным чередованием базальтоидов и щелочных риолитов при незначительной доле трахитов, дайковые пояса и массивы щелочных гранитов, а также синхронный с ними массив биотитовых гранитов. Среди щелочных риолитов по соотношению Al_2O_3 и $FeO_{общ}$ выделяются комендиты ($FeO_{общ}$ 1.5–5.7 мас. %, Al_2O_3 10.5–15.4 мас. %) и пантеллериты ($FeO_{общ}$ 5.2–7.5 мас. %, Al_2O_3 9.1–10.2 мас. %). Щелочно-салические породы бимодальной ассоциации образовались в результате кристаллизационной дифференциации рифтогенных базальтоидных магм, осложненной контаминацией. Комендиты, пантеллериты и щелочные граниты наследуют от базальтоидов отрицательные аномалии Nb и Ta и положительные K и Rb. Они имеют идентичные с базальтоидами вариации изотопного состава неодима ($\epsilon_{Nd}(T) = 5.5–7.4$) и близкий к мантийному изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O = 5.9–7.3\text{‰}$). Наиболее глубоко дифференцированными и наименее контаминированными породами бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост являются пантеллериты. Доля остаточного пантеллеритового расплава составляет 8% (и менее) от первичной базальтоидной магмы. Комендиты являются результатом ассимиляции щелочно-салическими расплавами анатектических коровых выделений биотитовыми гранитами. Возникновение последних в хр. Ноён и Тост стало возможным благодаря специфике геодинамического положения Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, которая формировалась непосредственно вблизи края палеоконтинента, развивавшегося в режиме активной окраины незадолго до начала рифтогенеза.

В составе магматических ассоциаций континентальных рифтов наряду с базитами нередко участвуют щелочно-салические вулканические и плутонические породы: трахиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты, пантеллериты, сиениты и щелочные гранитоиды. В таких магматических ассоциациях обычно преобладают основные и кислые породы, тогда как промежуточные (трахиандезиты и трахиты) имеют ограниченное распространение, в связи с чем подобные ассоциации выделяются как бимодальные. Одной из главных петрогенетических проблем, связанных с бимодальным магматизмом, является установление источников щелочно-салических пород и опреде-

ление взаимоотношений между базитовыми и салическими породами. Большинство исследователей склоняются к следующим моделям образования щелочно-салических расплавов в бимодальных ассоциациях: (1) глубокая фракционная кристаллизация мантийных базитовых магм в промежуточных внутрикоровых магматических камерах (Коваленко, 1977; Литвиновский и др., 1996; Ярмолук и др., 2001; Воронцов и др., 2004; Barberi et al., 1975; Civetta et al., 1998; Peccerillo et al., 2003); (2) анатектическое плавление коровых пород под действием тепла базитовых магм (Davies, MacDonald, 1987); (3) частичное плавление базитовых пород в основании коры с дальнейшей кристалли-

зационной дифференциацией полученных выплавок (Trua et al., 1999). Однако выбор той или иной модели трудно сделать даже для конкретных ассоциаций.

В предлагаемой статье приведены данные о составах щелочно-салических пород бимодальной ассоциации грабена хр. Ноён и Тост и рассмотрены вопросы их происхождения и эволюции. Грабен хр. Ноён и Тост относится к Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии (Ярмолюк, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк и др., 1999). Эта рифтовая система включает ряд субпараллельных рифтовых зон субширотного простирания, которые в современном геологическом строении складчатого пояса трассируются на расстоянии более 1000 км цепочками узких и протяженных грабенов, сложенных вулканическими породами бимодальной ассоциации, отдельными массивами щелочных гранитоидов и поясами даек. Развитие рифтовой системы связывается с продвижением континентальной литосферы Североазиатского палеоконтинента над мантийным плюмом (Ярмолюк и др., 1999, 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003 и др.), который до начала рифтогенеза располагался за пределами континента в Палеоазиатском океане. В системе рифтов Центральной Азии особо выделяется наиболее южная Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона, возникшая вблизи границы континента с палеоокеаном. Она формировалась в пределах южно-монгольских герцинских складчатых структур, представленных офиолитовыми и островодужными комплексами, непосредственно вслед за прекращением развития территории в режиме активной континентальной окраины (АКО) (Tectonics..., 2001). Такое структурное положение рифтовой зоны наложило отпечаток на составы пород ее магматических ассоциаций, сочетающих в себе геохимические характеристики типичные как для окраинно-континентального, так и для рифтогенного магматизма (Козловский и др., 2006).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БИМОДАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ ХРЕБТОВ НОЁН И ТОСТ

Грабен хребтов Ноён и Тост расположен в западной части Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны. Его геологическое строение подробно рассмотрено в (Ярмолюк, 1978; Ярмолюк, Коваленко, 1991). Вулканические образования бимодальной ассоциации грабена прослеживаются непрерывной полосой на расстоянии более 200 км при ширине 30–40 км. Подстилающими породами для толщ рифтогенной бимодальной ассоциации являются нижнекаменноугольные лавы, туфы и аг-

ломераты базальтов, андезибазальтов, андезитов, а также лавы, игнимбриты и спекшиеся туфы дацитов и риолитов, относящиеся к дифференцированному комплексу АКО. Перекрывается бимодальная ассоциация конгломератами, гравелитами и песчаниками пермо-триасовой молассы, а также рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями. Таким образом, стратиграфически возрастное положение бимодальной вулканической ассоциации определяется интервалом между концом среднего карбона и началом перми. Геохронологические определения возраста бимодального магматизма хр. Ноён и Тост были выполнены U-Pb (по циркону из дайки щелочных гранитов) и Rb-Sr (по валовым пробам) методами, которые дали совпадающие в пределах ошибок значения 318 ± 1 и 314 ± 5 млн. лет соответственно (Козловский и др., 2005б).

В строении бимодальной ассоциации грабена хр. Ноён и Тост участвуют интрузивные (массив щелочных гранитоидов), вулканические (покровные и жерловые) и дайковые образования, взаимоотношения которых наилучшим образом можно наблюдать на южных и юго-восточных склонах хребта Тост (рис. 1). Здесь выделяются реликты крупного щелочно-риолитового палеовулкана с жерловиной в районе горы Тахилга-Ула (рис. 2). В вулканическом разрезе вблизи жерловины наблюдаются преимущественно кислые вулканические породы, которые образуют серию крутопадающих (до 30–40°) в юго-восточном направлении потоков мощностью до 30–40 м. Они представлены главным образом лавами и игнимбритами, реже лавобрекчиями, разделенными горизонтами туфов и туфолав. Между отдельными кислыми телами иногда отмечаются линзы базальтоидов мощностью до 50 м. Общая мощность покровов в этом районе составляет около 1500 м, из них на долю кислых вулканитов приходится не менее 1300 м. К востоку по мере удаления от палеожерловины доля кислых пород в разрезе постепенно сокращается, а базитовых – увеличивается. Потоки щелочно-салических пород в этом направлении выклиниваются и в итоге образуют небольшие линзы внутри базитовой вулканической толщи. Сами базальтоиды здесь слагают обширный вулканический плащ с падением 5–10° в южном направлении. Далее к востоку выделяется второй палеовулкан, с жерловиной в районе горы Баян-Ундер. В разрезе этого вулкана также преобладают кислые породы.

Жерловые образования, относящиеся к бимодальной ассоциации, фиксируются по выходам тел кислых вулканических пород с характерной брекчиевой текстурой. Они группируются в изометричные по форме вулканические массивы диаметром 2–3 км, в строении которых сочетаются штоки, экструзии и дайки. В современной структуре региона палеожерловины лучше всего

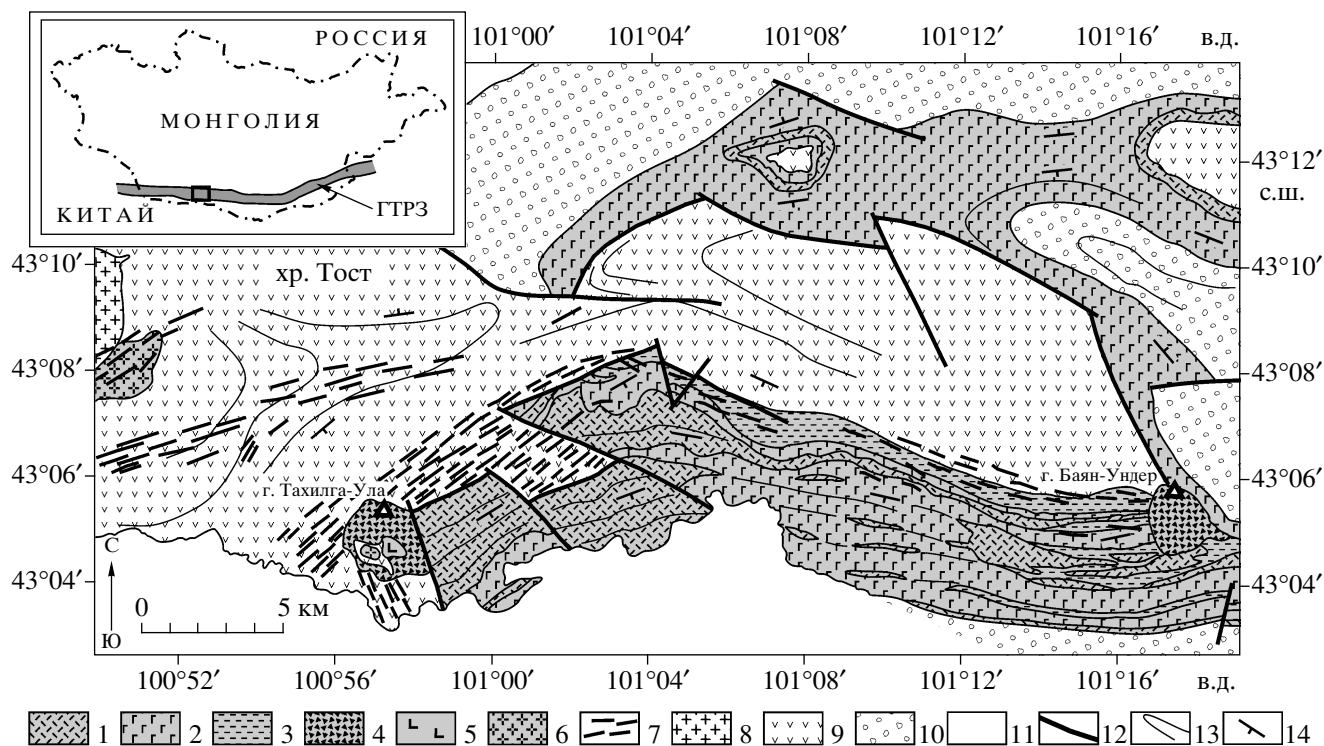


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной оконечности хребта Тост.

1–7 – породы бимодальной ассоциации: 1 – щелочные риолиты, 2 – базальтоиды и андезиты, 3 – туфогенно-осадочные породы; 4, 5 – жерловые образования: 4 – щелочные риолиты, 5 – базальтоиды; 6 – щелочные граниты, 7 – дайки. 8 – биотитовые граниты Западного массива; 9 – подстилающие каменноугольные вулканические породы комплекса активной континентальной окраины; 10 – перекрывающие конгломераты перми и триаса; 11 – рыхлые MZ₂–KZ отложения; 12 – разрывные нарушения; 13 – границы покровов и толщ; 14 – направление падения пород.

На врезке показано положение Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (ГТРЗ) и прямоугольником выделен район хребтов Ноён и Тост.

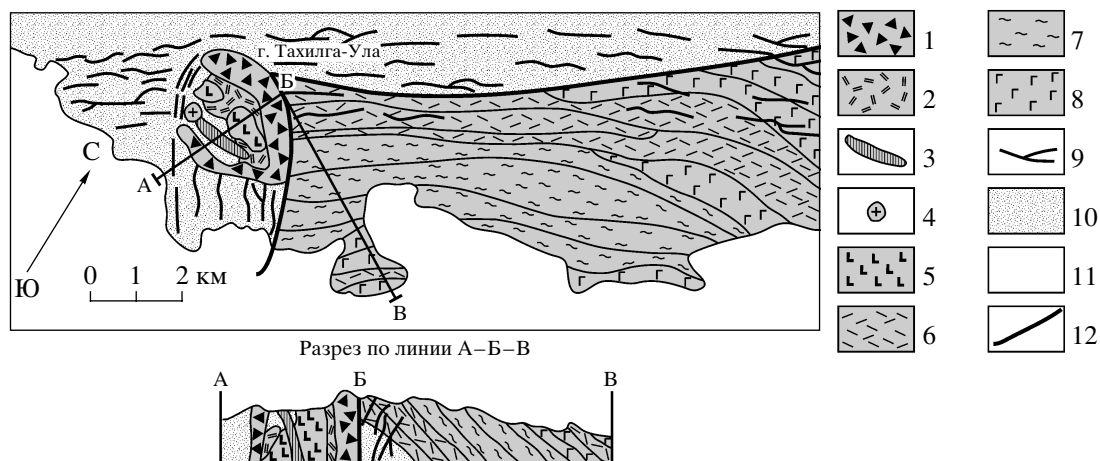


Рис. 2. Схема геологического строения района палеовулкана Тахилга-Ула.

1–9 – породы бимодальной ассоциации: 1–5 – жерловые образования: 1 – пантеллериты, 2 – тонкофлюидальные комендиты, 3 – порфировые комендиты, 4 – щелочные граниты, 5 – базальты; 6–8 – покровные образования: 6 – комендиты, 7 – пантеллериты, 8 – базальты; 9 – дайки. 10 – подстилающие вулканические породы активной континентальной окраины, 11 – рыхлые отложения мезозоя и кайнозоя, 12 – разрывные нарушения.

распознаются среди пород фундамента вблизи края вулканического поля бимодальной ассоциации. Строение таких палеожерловин несколько различается. Центральная часть палеовулкана г. Тахилга-Ула (рис. 2) наиболее глубоко эродирована и включает блоки пород фундамента, а также штоки щелочных гранитов и дайкообразные тела базальтоидов и кислых субвулканических пород. В обрамлении этой зоны наблюдаются субвертикальные тела грубофлюидальных кислых пород, а также их лаво- и туфобрекчий с зональным согласным субвертикальным распределением обломков. В отличие от палеовулкана г. Тахилга-Ула, жерловины г. Баян-Ундер и некоторые другие, установленные в восточной части хр. Ноён, представлены экструзивными куполами, по периферии которых локально расположены зоны флюидальных туфо- и лавобрекчий.

Важную роль в строении бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост играют дайковые пояса. К пересечению дайковых поясов продольного и поперечного по отношению к грабену направлений приурочен палеовулкан г. Тахилга-Ула, а отдельные дайки или фрагменты дайковых поясов трассируют рифтовую зону за пределами грабена. По составу среди даек отмечаются как базитовые, так и щелочно-риолитовые. Вблизи массива щелочных гранитоидов дайки представлены в основном микрогранитами. Мощности даек базитового состава измеряются первыми метрами, мощности кислых даек достигают 10–15 м. Количество даек в поясах доходит до 30 об. %, из них кислые составляют около 80% всех тел. Дайки разного состава характеризуются взаимными пересечениями, свидетельствующими об их близком по времени или одновременном формировании.

В осевой, наиболее эродированной части грабена на поверхность выведены породы фундамента, представленные вулканитами дифференцированного комплекса АКО. Среди них на западе хр. Тост располагается массив биотитовых гранитов нормального ряда щелочности (далее этот массив мы будем называть Западным), на контакте с которым расположено крупное тело щелочных гранитоидов. Геологические взаимоотношения щелочных и биотитовых гранитов свидетельствуют о том, что последние сформировались между двумя актами щелочно-гранитоидного магматизма: с одной стороны, фиксируется прорывание биотитовыми гранитами щелочных гранитов, с другой – массив биотитовых гранитов пронизан дайками продольного дайкового пояса бимодальной ассоциации, также контролирующего положение массива щелочных гранитов. Такие взаимоотношения определенно говорят о синхронном становлении щелочных и нормальных гранитов, однако появление последних в об-

становке внутриконтинентального рифтогенеза не является обычным.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост петрографически могут быть отнесены к трахитам и щелочным риолитам, интрузивные – к щелочным гранитам.

Трахиты хр. Ноён и Тост представлены лавами и реже лавобрекчиями. Трахитовые лавы – это главным образом афировые, хорошо раскристаллизованные породы с отчетливым трахитоидным распределением микролейст щелочного полевого шпата, иногда образующих сноповидные сростания. Редкие вкрапленники в трахитах также представлены щелочным полевым шпатом. Лавобрекчии состоят из обломков (10–15% и более) преимущественно трахитовых лав, реже базитов и щелочных риолитов и их вкрапленников, заключенных в трахитоидную основную массу, аналогичную основной массе лав трахитов.

Щелочные риолиты в хр. Ноён и Тост слагают экструзии, лавовые и игнимбритовые потоки, дайки и лавобрекчии палеожерловин. Большинство щелочных риолитов имеют голубоватый оттенок и обладают ярко выраженной флюидальной текстурой. Среди них выделяются как афировые, так и порфиоровые породы. Вкрапленники этих пород представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, щелочным амфиболом, эгирином и Fe-Ti оксидами, общее количество которых может достигать 30%. Основная масса тонко раскристаллизована и состоит из едва различимых под микроскопом микролитов щелочного полевого шпата, параллельно ориентированных тонких иголок голубоватого амфибола, придающих породе флюидальный облик, а также тонкорассеянного рудного минерала. Микролиты заключены в выделениях кварца размером до 2 мм, образуя таким образом пойкилитовую структуру. Иногда встречаются риолиты со сферолитовой основной массой. Щелочно-риолитовые дайки обладают массивной, реже флюидальной текстурой. Основная масса в них сферолитовая, иногда пойкилитовая и микрофельзитовая. Игнимбиты отличаются от лав, экструзий и даек прежде всего структурой основной массы и наличием обломков пород. Основная масса в игнимбритах такситовая и состоит из темно-бурых фьямме, образованных тонко раскристаллизованным вулканическим стеклом и заключенных в микрофельзитовую массу, в которой, в свою очередь, наблюдаются лучше раскристаллизованные зоны с гребенчатым и псевдосферолитовым распределением микролитов амфибола, щелочного полевого шпата и кварца. В обломках отмечаются как породы близкие по составу к риолитам, так и ино-

родные базиты и трахиты. Риолиты жерловых фаций петрографически схожи с игнимбритами и отличаются только большим количеством обломков (до 50%).

В целом вулканические породы хр. Ноён и Тост достаточно свежие. Вторичные изменения фиксируются в тонких бурых оторочках некоторых кристаллов амфиболов. Однако вулканического стекла, несмотря на стекловатый облик пород, отмечено не было. Вместо него наблюдаются различные тонкие минеральные агрегаты, состоящие из щелочного полевого шпата, кварца, амфибола и рассеянного рудного минерала. Вкрапленники щелочного полевого шпата также не сохранились и представляют собой пертитовые структуры распада.

Щелочные граниты массива и даек преимущественно светло-серого, иногда фиолетового цвета. Породы главной фазы массива представлены порфиоровидными гранитами, где в виде вкрапленников отмечаются крупные (до 1 см) кристаллы щелочного полевого шпата. Основная масса аплитовая и состоит из кварца, щелочного полевого шпата, щелочного амфибола и рудного минерала. Также в строении массива отмечаются равномернозернистые породы со щелочным амфиболом до 1.5 см, реже с эгирином или двумя темноцветными минералами вместе. Щелочногранитные дайки главным образом аплитовые или порфиоровидные, с аплитовой основной массой, где в качестве темноцветных минералов выступают щелочной амфибол, реже эгирин. Во всех щелочных гранитоидах с двумя темноцветными минералами эгирин и амфибол часто наблюдаются в сростаниях, причем эгирин всегда более ксеноморфен и образует идиоморфные кристаллы щелочного амфибола. Акцессорными минералами щелочные граниты небогаты: в них встречаются только редкие кристаллы циркона, сфера и оксидов Fe и Ti.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для характеристики щелочно-салического рифтогенного магматизма хр. Ноён и Тост были детально исследованы более 60 образцов, отобранных нами из пород бимодальной вулканической ассоциации, гранитоидов, даек, а также вулкаников, отвечающих комплексу пород АКО. Содержания петрогенных элементов и Zr в породах определяли рентгенофлюоресцентным методом в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) на квантметре CRM-25 по методике (Афонин и др., 1984).

Химический состав породообразующих минералов изучался А.И. Цепиным в НИИ Цветной металлургии на электронном микроанализаторе

Camebax SX-50 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА с использованием природных эталонов сравнения.

Многоэлементный анализ проб геологических пород проводили на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой PlasmaQuad 3 "VG Elemental" в Институте аналитического приборостроения РАН, г. Санкт-Петербург. Условия съемки были опубликованы в работе (Коваленко и др., 2003). Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (не более 5–10 проб) проводили измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Калибровку прибора для анализа REE производили по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы Matthew Johnson. Относительная погрешность определения элементов не превысила 5–10%. Содержания Zr в гранитоидах, определенные методом ICP-MS, по сравнению с данными рентгенофлюоресцентного анализа оказались более низкими вследствие неполного растворения циркона, поэтому для этих пород мы использовали содержания Zr, полученные рентгенофлюоресцентным методом.

Изотопные исследования Sr и Nd выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург. Подготовку проб для изотопных анализов масс-спектрометрическим методом проводили согласно методике (Саватенков и др., 2004). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла для Rb – 0.05 нг, Sr – 0.2 нг, Sm – 0.3 нг и Nd – 0.8 нг. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sr] = 336.7 мкг/г, [Rb] = 47.46 мкг/г, [Sm] = 6.47 мкг/г, [Nd] = 28.13 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировали определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla – 0.511858 ± 8 (2 σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd – по $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$.

Определение изотопного состава кислорода силикатных пород было выполнено в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (аналитики Т.А. Веливецкая, А.В. Игнатъев). Измерения проводили на масс-спектрометре Finnigan MAT-252. Точность определений $\delta^{18}\text{O}$ состава

Таблица 1. Представительные анализы (мас. %) темноцветных минералов-вкрапленников щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	ZrO ₂	Сумма
Амфиболы													
1	НТ-20/13	49.81	2.11	1.25	26.95	1.56	5.26	4.78	5.77	0.87	0.85	0.00	99.21
2	НТ-20/18	48.70	1.61	0.84	31.27	1.52	1.69	3.82	5.81	1.17	0.66	0.11	97.20
3	НТ-20/10	48.80	1.79	0.77	32.13	1.34	2.15	3.87	6.24	1.20	0.86	0.00	99.15
4	НТ-20/25	50.74	0.14	0.21	25.21	2.00	1.83	13.03	5.16	0.01	0.00	0.11	98.44
5	НТ-20/4	50.11	2.21	0.93	26.45	1.39	5.44	4.94	5.35	1.01	0.83	0.15	98.81
6	НТ-20/10	50.50	1.05	0.07	33.10	1.54	0.05	0.78	8.06	1.58	2.69	0.00	99.42
7	НТ-20/22	51.49	0.32	0.68	33.94	1.24	0.23	0.95	6.23	0.70	0.17	0.07	96.02
8	НТ-20/22	50.38	1.93	0.73	32.66	1.29	0.74	0.64	6.16	1.44	0.64	0.21	96.82
9	НТ-20/4	50.11	1.68	0.14	29.50	1.21	1.66	1.69	7.47	1.56	1.95	0.87	97.84
10	НТ-22/14	51.63	0.27	1.02	24.25	4.46	1.38	0.02	8.49	1.75	2.96	0.00	96.23
11	НТ-22/4	50.29	1.45	0.24	31.65	1.72	0.30	1.26	7.96	1.40	2.51	0.08	98.86
Эгирины и эгирин-авгиты													
12	НТ-20/18	52.06	1.36	0.42	28.25	0.57	0.00	0.31	13.07	0.02	0.00	0.47	96.53
13	НТ-20/10	52.25	0.45	0.41	30.59	0.19	0.02	0.33	12.13	0.00	0.00	0.00	96.37
14	НТ-22/13	51.14	2.57	0.41	25.53	0.76	1.80	5.73	11.31	0.03	0.01		99.29
15	НТ-22/14	51.63	0.10	0.25	30.56	0.20	0.02	0.00	12.44	0.03	0.00	0.15	95.38

Примечание. FeO – железо общее; 1–5 – феррорихтериты, 6 – арфведсонит, 7, 8 – рибекиты, 9–11 – ферроэкерманниты.

вила $\pm 0.1\%$ (95%-ный доверительный интервал). Значения $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно SMOW.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

В трахитах, щелочных риолитах и щелочных гранитах вкрапленники полевого шпата представлены пертитовыми кристаллами. Химические составы компонентов пертитового полевого шпата отвечают практически чистым альбиту и ортоклазу, в которых отмечаются относительно высокие содержания FeO_{общ} (до 1.25 мас. %) и повышенные содержания BaO (до 0.83 мас. %).

Вкрапленники амфибола в щелочных риолитах, гранитах и их дайках широко варьируют по составу (табл. 1). Согласно классификации (Yavuz, 1999) большинство амфиболов относится к феррорихтеритам с повышенным содержанием калия, титана и фтора. Ряд амфиболов с более высокими концентрациями FeO, Na₂O, K₂O, F и более низкими TiO₂, Al₂O₃ и CaO относятся к арфведсонитам. Реже среди амфиболов встречаются рибекиты и ферроэкерманниты. В некоторых игнимбритах обнаружены резко различающиеся по составу вкрапленники амфибола. Так, в обр. НТ-20/10 отмечаются отдельные кристаллы феррорихтерита размером до 2 мм, наряду с которыми существуют кристаллы арфведсонита, обычно не превышающие 0.5 мм. В целом для ам-

фиболов щелочно-салических пород хр. Ноён и Тост характерны высокие концентрации Na₂O (до 8.4 мас. %), TiO₂ (до 2.52 мас. %), F (до 2.81 мас. %).

Состав вкрапленников и ксеноморфных выделений эгирина (табл. 1) в щелочных гранитах и риолитах колеблется от почти чистого эгирина (CaO – 0.0 мас. %, TiO₂ – 0.1 мас. %) до эгирин-авгита (CaO – 5.7 мас. %, TiO₂ – 2.6 мас. %). К сожалению, вкрапленники оксидов железа и титана в щелочно-салических породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост представлены распавшимися твердыми растворами титаномагнетита, и их составы определить не удалось. Из сохранившихся минералов в некоторых породах отмечаются кристаллы ильменита.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Щелочно-салические породы бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост на классификационной диаграмме SiO₂–(Na₂O + K₂O) (Le Bas et al., 1986; рис. 3а, табл. 2) преимущественно отвечают по составу трахитам и риолитам. Совместно с базальтоидами (Козловский и др., 2006) эти породы образуют практически непрерывный ряд составов в диапазоне содержаний SiO₂ от 47.6 до 78.4% (здесь и далее концентрации петрогенных элементов приведены в мас. % в пересчете на 100%

сухого вещества). Однако явно подчиненное число анализов попадает в интервал 60–68% SiO_2 . Это отчетливо иллюстрирует гистограмма распределения количества опробованных пород по содержанию SiO_2 (рис. 3б). Отметим, что породы промежуточного состава между базальтоидами и риолитами искались специально и опробовались в относительно большем количестве, поэтому в действительности бимодальность распределения составов должна быть более резко выражена.

Специально поясним используемую в статье классификацию риолитов. Характерными минералами этих пород как в составе вкрапленников, так и в основной массе являются щелочные амфиболы (рибекит, арфведсонит и др.) и пироксены (эгирин и эгирин-авгит), т.е. минералы, кристаллизующиеся из щелочного расплава. Однако содержания щелочей в риолитах хр. Ноён и Тост не очень высокие (до 6.79% Na_2O и до 5.49% K_2O) и значительно варьируют, что отражается на коэффициенте агпаитности (K_a), который изменяется от 0.76 до 1.29. В результате мы видим явное несоответствие модальной минералогии пород их химическому составу. Кроме того, изученные расплавные включения в кварце риолитов хр. Ноён и Тост (Козловский и др., 2005а), представляющие собственно риолитовые расплавы, имеют значительно более высокие концентрации щелочей (рис. 3а) и значения K_a (от 1.3 до 2.1), подтверждая высокощелочную специфику расплавов.

Согласно химической классификации (Классификация..., 1981), в основе которой лежат содержания кремнезема и суммы щелочей, кислые вулканические породы хр. Ноён и Тост попадают в поля трахидацитов, трахириолитов и отчасти пантеллеритов и комендитов. В настоящее время наиболее широко используется классификация щелочных риолитов, разделяющая их на комендиты и пантеллериты по соотношению глинозема и железа (Macdonald, 1974; Классификация..., 1997). Во многом это связано с тем, что на содержания этих компонентов слабо влияют постмагматические процессы, в том числе девитрификация вулканического стекла основной массы риолитов, подавляющее большинство которых первоначально были представлены витрофирами или обсидианами. Мы считаем возможным использование классификации щелочных риолитов $\text{FeO}_{\text{общ}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ для пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, учитывая их щелочную минералогию и агпаитовые составы расплавов, хотя и не все породы являются агпаитовыми. Согласно этой классификации (рис. 3в) породы, названные в предыдущих исследованиях комендитами и трахириолитами (Коваленко и др., 1986, 1987; Ярмолюк, Коваленко, 1991), попадают преимущественно в поле пантеллеритов, а породы, относимые к пантеллеритам и трахидацитам, располагаются в поле комендитов. Составы щелочных гранитоид-

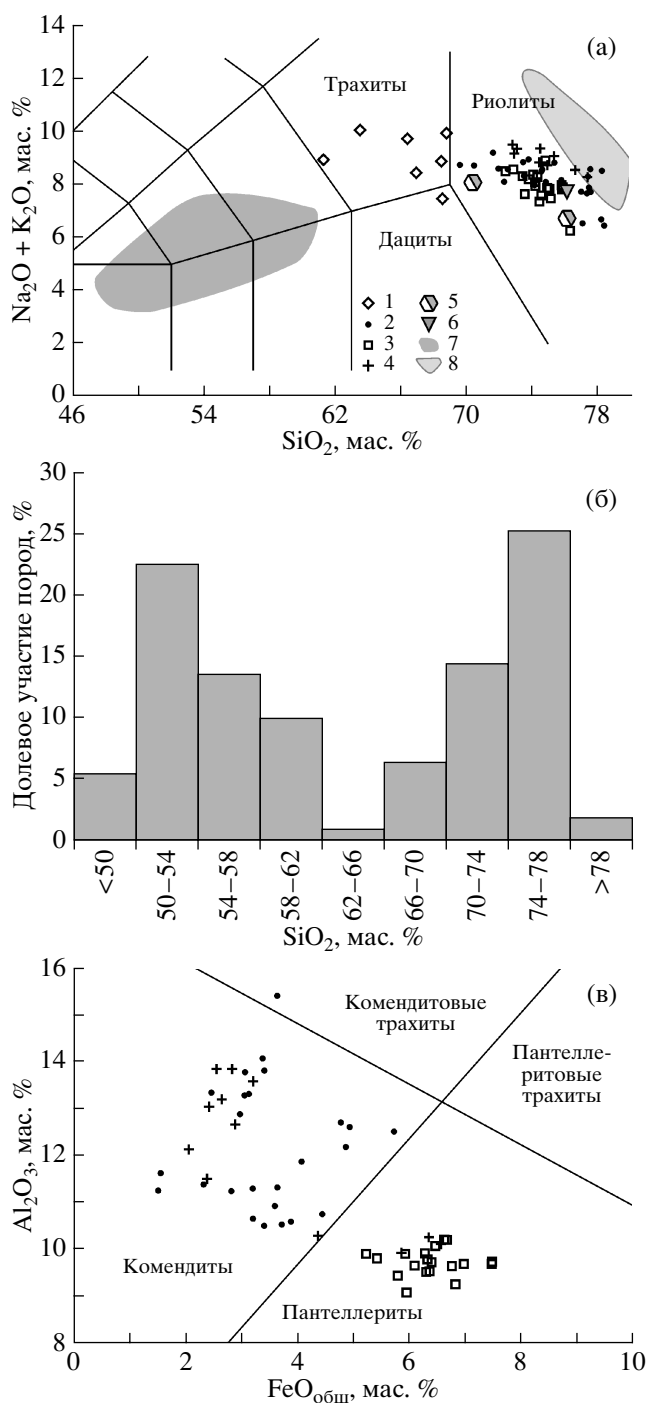


Рис. 3. (а) – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Bas et al., 1986) для пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост; (б) – гистограмма долевого участия пород с разным содержанием SiO_2 в бимодальной ассоциации; (в) – классификационная диаграмма $\text{FeO}_{\text{общ}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ по (Macdonald, 1974) для риолитов повышенной щелочности. 1–4 – породы бимодальной ассоциации: 1 – трахиты, 2 – комендиты, 3 – пантеллериты, 4 – щелочные граниты; 5 – риолиты дифференцированного комплекса активной континентальной окраины, 6 – биотитовый гранит Западного массива, 7 – поле составов базальтоидов хр. Ноён и Тост по (Козловский и др., 2006), 8 – поле составов расплавных включений в кварце пантеллеритов хр. Ноён и Тост по (Козловский и др., 2005а).

Таблица 2. Химические составы (мас. %) щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	K _a
Трахиты													
НТ-2/9	61.56	0.55	16.68	5.38	0.15	0.93	1.79	5.53	4.21	0.13	2.51	96.91	0.82
НТ-20/14	67.16	0.52	15.09	4.03	0.14	0.84	1.50	5.11	3.60	0.10	1.34	98.08	0.82
НТ-20/39	65.63	0.40	15.30	6.24	0.12	0.36	1.09	4.67	4.94	0.08	0.36	98.83	0.85
Н-4135/2	66.66	0.82	15.00	3.96	0.12	1.32	2.10	5.90	1.36	0.12	1.62	97.36	0.75
Н-4135/4	65.74	1.10	14.18	5.61	0.18	1.05	1.85	5.99	2.30	0.20	0.88	98.20	0.87
Н-4135/14	67.78	0.56	15.00	3.89	0.12	0.38	1.00	5.79	4.00		0.90	98.52	0.92
Н-4135/16	60.17	1.50	15.60	6.73	0.15	1.90	2.88	5.17	3.62	0.49	0.78	98.21	0.80
Комендиты													
НТ-2/12	77.76	0.18	10.87	3.57	0.06	0.12	0.15	5.12	1.53	0.02	0.23	99.38	0.93
НТ-2/13	73.67	0.29	12.11	4.83	0.09	0.19	0.18	4.92	3.01	0.03	0.19	99.32	0.94
НТ-2/14	76.74	0.19	10.46	3.69	0.10	0.22	0.17	2.35	5.26	0.01	0.40	99.19	0.91
НТ-20/2**	69.45	0.42	12.34	5.64	0.27	0.75	1.02	4.31	4.28	0.06	0.69	98.54	0.95
НТ-20/3	74.19	0.19	13.27	2.45	0.08	0.34	0.32	5.23	3.29	0.03	0.17	99.40	0.92
НТ-20/8*	74.21	0.23	11.78	4.04	0.11	0.35	0.37	5.21	2.82	0.02	0.20	99.14	0.99
НТ-20/12***	71.13	0.38	12.47	4.88	0.18	0.51	0.74	4.76	3.74	0.05	0.36	98.84	0.95
НТ-20/16	74.07	0.15	12.80	2.95	0.05	0.33	0.47	4.03	4.42	0.03	0.29	99.30	0.89
НТ-20/25*	73.03	0.21	13.24	3.11	0.09	0.43	0.47	4.56	4.23	0.03	0.11	99.40	0.91
НТ-22/2	77.69	0.19	10.57	3.18	0.06	0.05	0.91	3.39	3.01	0.03	0.48	99.07	0.84
НТ-22/3	74.89	0.23	11.26	3.62	0.12	0.09	0.35	3.73	5.04	0.03	0.15	99.36	1.03
НТ-22/4**	77.08	0.15	11.18	2.80	0.05	0.09	0.30	4.12	3.55	0.02	0.27	99.34	0.95
НТ-22/6	71.19	0.59	13.60	3.36	0.10	0.56	0.92	5.75	2.23	0.15	0.96	98.44	0.87
НТ-22/7	73.02	0.28	13.15	3.02	0.06	0.06	0.45	4.22	4.64	0.04	0.49	98.94	0.91
НТ-22/9	76.20	0.17	11.19	3.17	0.12	0.16	0.25	3.30	4.35	0.04	0.52	98.94	0.91
НТ-22/11	76.78	0.12	11.30	2.30	0.04	0.05	0.31	2.85	5.38	0.02	0.47	99.16	0.93
НТ-24/3*	75.31	0.22	10.70	4.42	0.12	0.16	0.29	4.30	3.84	0.02	0.10	99.39	1.05
НТ-24/25	77.83	0.14	11.20	1.51	0.02	0.25	0.01	3.16	5.33	0.02	0.31	99.46	0.98
НТ-24/26	77.03	0.14	11.56	1.55	0.03	0.32	0.18	4.19	4.34	0.02	0.47	99.37	1.00
Н-4135/5	72.55	0.26	13.60	3.02	0.07	0.22	0.73	6.70	1.52		0.58	98.67	0.93
Н-4135/10	71.00	0.39	12.60	4.73	0.15	0.38	0.74	4.94	4.18		0.41	99.11	1.00
Н-4135/11	75.75	0.35	10.42	3.82	0.15	0.82	0.52	2.83	3.60		1.37	98.26	0.82
Н-4135/12	66.64	0.55	14.75	3.48	0.13	1.08	0.73	3.87	4.50	0.06	2.16	95.79	0.76
Н-4135/15	77.00	0.40	10.45	3.38	0.02	0.08	0.20	3.62	4.22		0.18	99.37	1.01
Н-4135/96	71.88	0.41	13.95	3.35	0.08	0.42	0.51	6.07	2.43		0.45	99.10	0.90
Пантеллериты													
НТ-20/4	73.28	0.36	9.70	6.26	0.16	0.37	0.50	2.85	5.43	0.02	0.20	98.92	1.09
НТ-20/5	74.07	0.36	9.40	6.21	0.17	0.41	0.55	2.52	4.85	0.02	0.62	98.56	1.00
НТ-20/6	73.48	0.38	9.65	6.34	0.23	0.41	0.49	3.00	5.02	0.03	0.12	99.02	1.07
НТ-20/7	73.80	0.35	9.56	6.69	0.17	0.40	0.44	3.15	4.36	0.03	0.18	98.94	1.04
НТ-20/9	73.61	0.35	9.85	6.23	0.18	0.52	0.53	2.81	5.08	0.02	0.00	99.18	1.03
НТ-20/10***	75.72	0.28	9.20	6.77	0.24	0.37	0.39	2.92	3.29	0.02	0.00	99.19	0.91
НТ-20/11***	74.18	0.35	9.57	6.03	0.20	0.40	0.42	4.13	3.67	0.03	0.14	98.98	1.13
НТ-20/13***	73.74	0.37	9.47	6.31	0.20	0.41	0.46	3.03	5.19	0.02	0.00	99.19	1.12
НТ-20/17*	72.83	0.45	9.61	7.40	0.27	0.43	0.42	3.35	4.22	0.02	0.10	99.00	1.05

Таблица 2. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	K _a
НТ-20/18*	75.18	0.26	9.74	5.37	0.16	0.35	0.30	3.75	4.00	0.02	0.16	99.13	1.08
НТ-20/19*	71.61	0.49	9.65	7.40	0.26	0.42	0.66	3.95	4.46	0.02	0.12	98.92	1.17
НТ-20/20*	72.70	0.46	9.61	6.90	0.24	0.45	0.39	3.70	4.53	0.02	0.05	98.99	1.14
Н-4122	74.32	0.36	9.82	5.87	0.14	0.26	0.47	4.49	3.27		0.18	99.00	1.11
Н-4123	73.28	0.36	9.26	5.67	0.17	0.12	0.34	4.42	4.30		0.14	97.92	1.29
Н-4135/1	71.90	0.78	10.08	6.58	0.28	0.08	0.50	3.76	4.69			98.65	1.12
Н-4135/3	74.60	0.27	9.75	5.14	0.16	0.10	0.52	3.56	4.20		0.52	98.30	1.07
Н-4135/8	75.00	0.34	9.00	5.89	0.16	0.30	0.35	2.73	5.16		0.14	98.93	1.12
Н-4135/9a	73.18	0.36	10.00	6.41	0.10	0.25	0.52	2.96	5.17		0.19	99.14	1.05
Н-4135/13	72.85	0.52	10.00	6.48	0.28	0.35	0.15	2.79	4.41		0.50	97.83	0.94
Щелочные гранитоиды													
НТ-20/22	74.55	0.15	12.98	2.41	0.06	0.31	0.30	4.76	3.92	0.03	0.18	99.47	0.93
НТ-20/23*	72.63	0.18	13.76	2.54	0.07	0.35	0.45	5.38	3.91	0.10	0.27	99.35	0.95
НТ-20/24*	72.56	0.20	13.52	3.20	0.11	0.37	0.41	5.24	3.88	0.03	0.01	99.50	0.95
НТ-22/13	72.15	0.22	13.72	2.81	0.10	0.07	0.56	5.47	3.95	0.04	0.34	99.08	0.97
НТ-22/14*	76.81	0.14	11.43	2.37	0.12	0.05	0.09	3.94	4.28	0.02	0.31	99.25	0.97
НТ-22/15*	76.26	0.13	12.08	2.05	0.06	0.05	0.33	4.33	4.17	0.02	0.16	99.49	0.96
НТ-24/1	74.17	0.13	12.61	2.88	0.08	0.25	0.09	5.16	4.15	0.02	0.16	99.53	1.03
НТ-24/2	74.08	0.18	13.11	2.64	0.08	0.05	0.35	4.39	4.39	0.03	0.22	99.30	0.91
НТ-24/10	74.89	0.22	10.24	4.34	0.14	0.28	0.23	4.84	4.17	0.02	0.20	99.36	1.22
Н-4192	71.49	0.48	10.00	6.48	0.25	0.34	0.86	3.78	4.19	0.48		98.35	1.08
Н-4192/2	72.04	0.55	10.20	6.30	0.20	0.24	0.69	4.43	4.19	0.42		99.26	1.16
Н-4192/3	71.60	0.48	10.00	6.48	0.22	0.20	0.56	4.40	4.12	0.67		98.73	1.17
Н-4195	73.54	0.38	9.80	5.77	0.21	0.20	0.39	3.62	4.12	0.51		98.54	1.06
Риолиты АКО													
НТ-22/26	74.75	0.22	12.72	1.96	0.06	0.34	1.45	3.12	3.49	0.05	1.35	98.16	0.70
НТ-22/27	69.28	0.64	14.40	2.98	0.11	0.65	2.27	5.64	2.31	0.13	1.06	98.41	0.82
Биотитовый гранит Западного массива													
НТ-20/21	75.57	0.17	12.69	1.74	0.05	0.44	0.88	3.76	3.91	0.04	0.45	99.25	0.82

Примечание. FeO – железо общее, П.п.п. – потери при прокаливании, K_a – коэффициент агапайности, * – дайки, ** – породы жерловой фации, *** – игнимбриты.

дов и их даек хр. Ноён и Тост согласно классификационным диаграммам (рис. 3а, 3в) идентичны вулканическим комендитами и пантеллеритами.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрогенные элементы

Для всех групп пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост характерны широкие вариации содержаний Na₂O и K₂O (табл. 2), однако отчетливых корреляций между концентрациями кремнезема и щелочей не наблюдается. Тем не менее

между собой содержания Na₂O и K₂O образуют линейную отрицательную зависимость, а их сумма уменьшается по мере возрастания концентраций SiO₂ (рис. 3а).

В трахитах и комендитах с ростом содержаний SiO₂ уменьшаются концентрации TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO (рис. 4), MgO и P₂O₅. Наибольшие вариации составов, в том числе по таким малоподвижным компонентам, как SiO₂, Al₂O₃ и FeO, характерны для комендитов. Содержание SiO₂ в них изменяется от 69.6 до 78.4%, Al₂O₃ – от 10.5 до 15.4%, FeO – от 1.5 до 5.7%. Среди комендитов, щелочных гранитов и наиболее кислых трахитов можно условно выделить две группы составов,

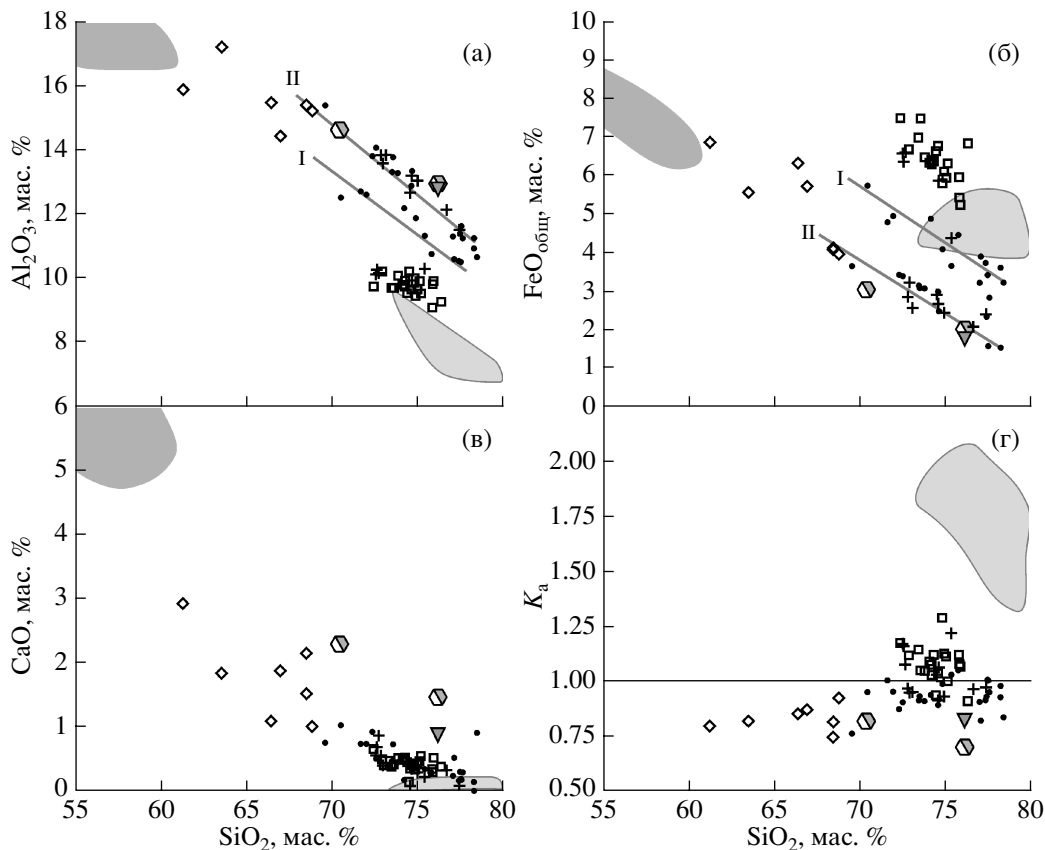


Рис. 4. Вариационные диаграммы некоторых петрогенных элементов и коэффициента агпаитности (K_a) относительно SiO_2 для щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост. Условные обозначения см. рис. 3, пояснения в тексте.

образующих параллельные тренды (I и II на рис. 4а, 4б). Первые – относительно низкоглинозистые и высокожелезистые, вторые – относительно высокоглинозистые и низкожелезистые.

Несколько обособленно от комендитов на вариационных диаграммах (рис. 4) располагаются пантеллериты. Диапазон содержаний кремнезема (SiO_2 от 72.4 до 76.3%) в них полностью перекрывается с интервалом концентраций SiO_2 в комендитах. Концентрация глинозема в пантеллеритах (9.1–10.2%) ниже, чем в комендитах, и практически не меняется при изменении кремнекислотности (рис. 4а). Отчетливую отрицательную корреляцию с SiO_2 проявляет FeO, содержание которого в пантеллеритах существенно выше, чем в комендитах, и составляет 5.2–7.5% (рис. 4б). Среди щелочных гранитов и их даек по содержаниям петрогенных элементов наблюдаются аналоги как комендитов, так и пантеллеритов.

Только для пантеллеритов хр. Ноён и Тост характерно преобладание агпаитовых составов. Вариации значений K_a в них составляют 0.91–1.29, в среднем – 1.08 (рис. 4е). Значения K_a в комендитах изменяются от 0.76 до 1.05 (среднее 0.93), щелоч-

ных гранитах – 0.91–1.22 (среднее – 1.03). Близкие вариации значений K_a (0.75–0.94) характерны также для всего диапазона составов трахитов. Одной из причин низкой агпаитности и широких вариаций содержаний натрия и калия в породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост является изменение концентраций щелочей при девитрификации вулканического стекла. Влияние этого процесса можно оценить при сравнении составов пантеллеритов с составами расплавных включений во вкрапленниках кварца этих пород (Козловский и др., 2005а). Коэффициент агпаитности расплавных включений значительно выше, чем в вулканических породах – до 2.06 (рис. 4е), а в нормативном составе стекол расплавных включений присутствуют акмит до 5.3% и метасиликат натрия до 8.6%. При таких содержаниях Na раскристаллизация стекла могла сопровождаться выносом растворимого силиката натрия или других соединений.

Для сравнения на диаграммы (рис. 4) также нанесены составы кислых вулканических пород дифференцированного комплекса АКО, формирование которых предшествовало бимодальному магматизму, и биотитовых гранитов Западного

массива. Риолиты АКО и биотитовые граниты по сравнению с комендитами, пантеллеритами и щелочными гранитами обладают относительно более высокими концентрациями СаО (0.88–2.3%) и имеют более низкие значения K_a – 0.70–0.82 (рис. 4в, 4г).

Микроэлементы

Трахиты бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост по распределению микроэлементов (табл. 3, рис. 5а) отличаются от составов ассоциирующихся с ними рифтогенных базальтоидов (Козловский и др., 2006). Трахиты обладают более высокими концентрациями высокозарядных элементов (HFSE), таких как U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y и редкоземельных элементов (REE). В них появляются глубокие отрицательные аномалии Sr, P, Ti, сохраняются Ta-Nb минимум и максимумы K и Pb. На спектрах редкоземельных элементов (рис. 5б) следует обратить внимание на появление слабых европиевых аномалий, как положительных ($Eu/Eu^* = 1.2$), так и отрицательных ($Eu/Eu^* = 0.65–0.68$). Значения $(La/Yb)_{PM}$ в трахитах (от 3.58 до 7.38) остаются в пределах вариации этих отношений в базальтоидах хр. Ноён и Тост (3.23–13.17).

Спектры распределения микроэлементов в *комендитах* хр. Ноён и Тост достаточно сильно различаются между собой (рис. 5в). Большинство комендитов продолжает тенденции, отмеченные для трахитов: происходит уменьшение концентраций Sr, P, Ti, отчасти Ba на фоне увеличения содержания HFSE. Комендиты относительно трахитов обладают более глубоким европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0.14–0.61$), в них существенно возрастают содержания тяжелых REE (рис. 5г) – их спектр становится практически горизонтальным. Из преобладающей группы комендитов выделяется ряд составов, имеющих относительно низкие концентрации несовместимых микроэлементов, что наиболее наглядно иллюстрируют спектры REE (рис. 5г). Концентрации REE в этих породах не выше, чем в трахитах, или даже ниже, европиевый минимум менее выражен или наблюдается небольшой максимум. Эти комендиты относятся главным образом к относительно низкожелезистым и высокоглиноземистым (тренд II на рис. 4а, 4б).

Во всей серии пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост *пантеллериты* по распределению микроэлементов являются наиболее однородными (рис. 5д). Эти породы обладают самыми высокими содержаниями Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, REE, в спектрах распределения микроэлементов наблюдаются наиболее глубокие минимумы Sr, P, Ti, также появляется минимум Ba, однако сохраняются отрицательные аномалии Nb и Ta и положительные K и Pb. На спектрах REE (рис. 5е)

фиксируется европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.29–0.46$), хотя в пантеллеритах он несколько меньше, чем в комендитах.

Щелочные гранитоиды по характеру распределения микроэлементов подобны вулканическим комендитам и пантеллеритам (рис. 5ж, 5з). Для них также отмечается существенный разброс в концентрациях микроэлементов от низких – сходных с таковыми в некоторых комендитах, до высоких – приближающихся к таковым в пантеллеритах.

Для сравнения на рис. 5в, 5г нанесены спектры распределения микроэлементов риолитов дифференцированного комплекса АКО, подстилающих бимодальную ассоциацию хр. Ноён и Тост, и валовый состав континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Отчетливо видно, что комендиты и пантеллериты бимодальной ассоциации отличаются от риолитов АКО более высокими концентрациями несовместимых микроэлементов, особенно Zr, Hf, REE, менее глубоким Ta-Nb минимумом и относительно пониженными содержаниями Sr и P. Риолиты АКО в целом близки к валовому составу континентальной коры, что нельзя сказать о комендитах, пантеллеритах и щелочных гранитах. На рис. 5д, 5з можно также видеть спектр распределения микроэлементов биотитовых гранитов Западного массива. Он подобен спектру риолитов АКО и среднему составу континентальной коры и существенно отличается от пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

Таким образом, во всей серии пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост от базальтоидов до пантеллеритов наблюдаются сквозные геохимические аномалии, такие как Ta-Nb минимум и максимум K и Pb. В щелочно-салических породах появляются отрицательные аномалии Sr, P, Ti, Ba и наблюдается тенденция к накоплению несовместимых редких и редкоземельных элементов от трахитов к пантеллеритам. В комендитах фиксируется значительный разброс содержания этих элементов, хотя средние концентрации преимущественно на уровне трахитовых. Все рифтогенные щелочно-салические породы по спектрам распределения микроэлементов резко отличаются от риолитов позднепалеозойской АКО и биотитовых гранитов Западного массива хр. Тост, которые сходны с валовым составом континентальной коры.

ИЗОТОПНЫЙ (Sr-Nd-O) СОСТАВ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД ХР. НОЁН И ТОСТ

Комендиты, пантеллериты и щелочные граниты бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост имеют значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в диапазоне 5.5–7.4 (табл. 4,

Таблица 3. Содержания микроэлементов (ppm) в щелочно-салических породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост

Элементы	НТ-20/14	НТ-20/39	Н-4135/4	НТ-20/2**	НТ-20/8*	НТ-20/12***	НТ-20/16	НТ-20/25*	НТ-22/2	НТ-22/3	НТ-22/4**	НТ-22/6	НТ-22/7	НТ-22/9	НТ-22/11
	Тр	Тр	Тр	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком	Ком
Li	21	4.2	19	13	23	18	6.0	25	11	13	24	17	4.0	4.2	7.8
Be	3.8	4.6	2.4	5.0	4.0	5.6	4.6	6.7	4.8	5.5	4.9	2.4	3.7	6.1	6.1
Sc	9.4	4.9	18	5.6	5.9	4.8	3.5	3.8	10	13	4.8	7.9	10	7.7	2.7
Ti	3063	2265	6003	2261	1260	2122	911	1159	1169	1375	919	3828	1834	1101	736
V	29	18	14	15	2.1	2.6	5.7	4.1	8.0	1.2	9.7	42	4.7	3.1	<0.02
Cr	14	4.7	4.9	0.61	0.47	0.10	14	4.2	17	15	11	18	16	23	10
Co	3.8	0.86	2.9	2.6	0.81	1.4	1.1	0.95	0.43	0.46	0.39	4.0	0.56	0.71	0.36
Ni	9.0	0.50	3.6	1.8	0.5	0.5	0.5	3.3	8.2	8.0	4.4	8.6	6.8	11	4.7
Cu	8.1	2.0	27	10	3.1	5.9	4.1	1.4	3.9	5.5	3.8	13	6.2	5.7	3.7
Zn	86	125	109	169	121	161	76	87	77	129	83	56	61	118	84
Ga	27	17	20	22	25	21	16	27	16	20	23	14	16	24	18
Rb	41	32	27	74	42	47	103	85	54	108	96	19	100	107	141
Sr	119	126	195	58	33	45	32	21	111	19	15	133	57	44	9.8
Y	53	51	45	76	47	70	48	72	64	64	60	24	33	87	72
Zr	529	507	328	698	570	757	356	819	617	707	718	496	602	743	580
Nb	21	20	14	24	19	25	17	28	23	24	25	12	17	26	20.1
Cs	1.8	0.19	0.80	1.1	0.34	2	0.34	0.61	0.77	1.2	0.94	0.26	1.1	0.70	0.93
Ba	449	232	375	144	48	104	227	333	36	50	25	947	801	40	29
La	36	51	22	47	37	49	35	46	39	36	41	15	18	45	39
Ce	79	110	57	115	89	114	76	107	87	89	95	33	50	93	95
Pr	10	12	7.4	14	11	14	9.7	13	12	11	12	4.4	5.2	13	11
Nd	43	49	33	54	41	53	36	54	47	44	44	19	22	54	44
Sm	9.4	9.5	7.6	12	8.7	12	7.9	11	10	9.3	9.0	4.1	5.4	12	9.2
Eu	1.9	2.0	3.0	1.5	1.0	1.4	0.68	1.4	1.4	1.5	0.86	1.5	1.1	1.4	0.68
Gd	8.6	8.8	7.8	11	7.5	11	7.4	11	9.8	9.6	9.0	4.0	5.7	13	11
Tb	1.5	1.5	1.3	2.2	1.4	2.1	1.4	2.1	1.9	1.9	1.7	0.72	1.0	2.2	1.9
Dy	9.5	8.8	7.6	13	8.1	13	8.5	13	11	11	10	4.0	6.1	14	12
Ho	2.0	1.7	1.7	3.0	1.7	2.8	1.7	2.9	2.4	2.4	2.2	0.89	1.3	3.1	2.4
Er	6.4	4.8	4.8	8.8	5.6	8.1	5.2	8.2	7.6	7.1	6.7	3.1	4.2	9.7	8.2
Tm	1.0	0.71	0.67	1.4	0.95	1.3	0.83	1.4	1.2	1.3	1.1	0.45	0.68	1.4	1.3
Yb	5.9	4.74	4.3	9.3	6.9	8.6	5.4	8.5	7.1	7.2	6.8	2.6	3.5	7.9	7.5
Lu	0.96	0.68	0.64	1.4	1.1	1.3	0.83	1.4	1.1	1.1	1.1	0.44	0.66	1.4	1.2
Hf	11	12	7.2	17	14	17	10	18	14	15	16	9.6	13	17	14
Ta	1.2	2.6	0.81	1.7	1.2	1.7	1.2	1.7	1.5	1.6	1.7	0.74	1.1	1.7	1.6
Pb	11	9.0	11	19	17	18	18	17	12	16	27	5.0	18	24	34
Th	4.7	5.1	4.1	6.4	5.6	6.4	8.5	9.5	8.3	8.1	13	2.0	7.5	11	13
U	1.5	1.7	1.7	1.9	1.1	2.2	2.7	2.8	1.5	1.6	1.1	0.72	2.3	1.1	1.1

Таблица 3. Продолжение

Элементы	НТ-24/3*	НТ-24/25	НТ-24/26	НТ-20/4	НТ-20/6***	НТ-20/7	НТ-20/9	НТ-20/10***	НТ-20/11***	НТ-20/13***	НТ-20/17*	НТ-20/18*	НТ-20/19*	НТ-20/20*	Н-4135/1
	Ком	Ком	Ком	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант	Пант
Li	15	8.6	12	23	64	103	29	52	67	69	42	8.4	19	35	7.2
Be	11	3.2	4.6	7.9	6.4	10	5.7	15	7.2	13	8.8	6.9	7.8	10	7.0
Sc	7.4	3.6	3.6	4.3	3.8	7.0	7.0	7.1	4.6	7.1	3.3	9.8	6.5	7.7	6.1
Ti	1293	739	733	1924	1918	2078	1988	1586	1951	2187	2842	1666	2938	2647	2435
V	<0.02	<0.02	12	<0.02	<0.02	2.6	7.4	1.9	<0.02	4.4	<0.02	<0.02	<0.02	0.42	1.8
Cr	8.9	8.9	9.3	0.10	3.1	9.3	2.9	3.0	0.67	5.4	0.10	2.8	0.10	3.1	7.1
Co	0.41	0.85	0.72	0.72	0.90	1.3	0.91	1.4	0.67	1.2	1.0	0.44	1.0	0.96	0.55
Ni	1.1	3.0	2.6	0.50	0.66	4.1	4.2	4.1	0.50	5.1	0.50	0.50	0.50	3.5	1.6
Cu	4.6	5.4	7.5	2.0	6.7	3.0	2.9	6.9	2.6	4.1	4.4	2.1	5.7	3.1	9.5
Zn	167	22	36	148	188	133	194	258	200	197	259	189	210	222	144
Ga	30	16	17	17	14	21	25	24	21	20	25	21	25	31	28
Rb	73	106	77	72	118	96	104	83	74	105	84	85	97	64	77
Sr	7.7	9.3	17	31	27	36	40	34	30	36	27	22	35	25	47
Y	98	64	56	115	99	145	128	184	107	149	96	92	118	148	126
Zr	661	233	250	1072	906	1411	1333	1545	927	1331	1082	857	982	1390	1180
Nb	30	23	23	37	34	50	46	63	36	48	41	33	38	48	42
Cs	0.05	0.05	0.03	0.68	0.72	1.1	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	0.58	0.56	1.5	0.95
Ba	16	220	240	26	49	57	159	19	45	96	105	46	20	89	42
La	58	21	22	67	59	85	84	103	61	83	50	54	70	83	70
Ce	134	54	46	167	137	190	178	226	134	184	174	149	171	187	179
Pr	17	7.2	6.6	19	17	24	23	29	18	24	14	16	21	24	21
Nd	63	29	30	75	67	101	96	118	68	99	56	64	84	101	84
Sm	14	7.7	7.4	17	15	23	22	26	15	22	13	14	18	23	18
Eu	0.64	1.2	1.2	2.0	1.7	2.6	2.4	2.4	1.7	2.9	1.7	2.1	2.2	2.8	2.4
Gd	14	8.7	7.8	16	14	21	21	25	14	21	13	14	18	23	18
Tb	2.8	1.5	1.5	3.1	2.8	4.0	3.9	4.8	2.9	4.1	2.5	2.7	3.4	4.3	3.6
Dy	16	10	9.3	19	17	25	25	31	18	26	16	16	21	28	23
Ho	3.7	2.3	2.0	4.3	3.8	5.7	5.5	7.2	3.9	5.9	3.6	3.6	4.8	6.0	4.9
Er	9.7	6.5	5.9	13	12	16	16	20	12	17	11	11	14	18	16
Tm	1.6	1.0	1.0	2.2	1.8	2.8	2.5	3.4	1.9	2.6	1.8	1.8	2.2	2.9	2.2
Yb	10	6.9	6.5	14	12	17	16	21	12	17	12	11	15	18	15
Lu	1.4	0.94	0.97	2.1	1.8	2.7	2.6	3.5	1.9	2.7	1.8	1.8	2.2	2.7	2.1
Hf	8.5	7.7	8.5	25	22	27	26	28	23	26	27	23	25	28	26
Ta	2.1	1.5	1.5	2.4	2.1	2.3	2.8	2.9	2.3	3.0	2.6	2.2	2.5	2.7	2.7
Pb	22	17	20	22	21	28	28	34	23	28	29	35	25	30	26
Th	7.9	8.0	8.7	8.8	7.8	12	12	16	8.4	12	9.0	10	10	13	9.9
U	1.6	2.4	3.0	2.8	2.6	3.7	3.3	3.2	2.8	4.0	3.2	3.5	3.3	4.0	3.0

Таблица 3. Окончание

Элементы	H-4135/9a	H-4135/13	HT-20/22	HT-20/24*	HT-22/13	HT-22/14*	HT-22/15*	HT-24/1	HT-24/2	HT-24/10	HT-22/26	HT-22/27	HT-20/21
	Пант	Пант	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	Щел. гр.	P	P	Биот. гр.
Li	34	27	13	16	15	381	8.9	18	17	98	9.0	16	25
Be	5.5	6.6	5.8	5.4	8.9	29	5.2	4.5	6.6	8.2	2.6	4.3	1.9
Sc	6.9	3.5	0.49	0.85	2.6	1.5	2.4	2.3	3.4	7.2	8.0	16	0.83
Ti	2194	1283	854	1053	1303	865	810	666	982	1215	1734	5120	1042
V	6.9	4.9	0.42	2.1	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.28	17.4	37	5.9
Cr	12	4.5	4.8	0.10	6.3	7.2	26	5.0	4.0	6.2	22	33	4.9
Co	0.64	0.80	0.68	1.00	0.54	0.33	0.42	0.65	0.81	0.48	2.0	3.5	1.5
Ni	3.2	3.2	0.50	0.50	2.7	2.0	11	1.3	3.6	1.0	8.3	10	0.50
Cu	11	2.8	2.1	3.7	3.0	2.3	4.3	8.0	5.9	1.6	6.3	5.9	5.0
Zn	92	48	91	101	104	292	48	102	123	126	29	53	15
Ga	21	12	22	21	26	29	20	25	24	28	15	20	12
Rb	99	55	82	91	65	254	83	72	72	84	80	38	88
Sr	40	78	22	33	26	4.3	8.9	8.3	13	4.5	139	162	95
Y	115	77	57	58	57	238	18	28	68	56	20	24	11
Zr	1080	733	395	642	912	914	464	568	535	888	64	168	71
Nb	40	26	21	22	30	130	17	8.1	19	30	5.7	6.2	7.4
Cs	1.3	2.8	1.3	0.57	1.4	6.2	0.73	1.0	0.03	0.05	3.0	0.40	1.7
Ba	154	63	144	220	272	142	334	217	265	7.91	516	469	825
La	65	41	40	37	26	31	12	29	39	43	16	17	23
Ce	158	101	91	89	74	75	46	75	84	97	32	34	42
Pr	19	12	11	11	8.6	9.4	3.9	8.3	11	12	3.7	4.5	4.0
Nd	74	49	40	41	34	38	16	31	41	46	13	18	13
Sm	16	10	8.6	9.1	8.2	11	3.5	6.4	9.7	9.6	3.0	3.9	2.2
Eu	1.8	1.3	0.79	0.95	1.0	1.6	0.46	0.73	1.2	0.46	0.50	1.1	0.41
Gd	15	10	8.9	8.9	8.6	16	3.8	5.7	10	8.4	2.6	3.7	2.17
Tb	3.0	2.0	1.7	1.7	1.7	3.8	0.63	1.0	1.9	1.7	0.48	0.60	0.31
Dy	20	13	10	11	10	28	3.8	5.7	12	9.5	2.8	3.5	2.0
Ho	4.2	2.7	2.3	2.3	2.3	6.7	0.80	1.2	2.5	2.1	0.65	0.76	0.38
Er	14	9.2	6.4	6.8	7.3	24	2.5	3.1	6.6	6.8	1.9	2.3	1.2
Tm	1.9	1.3	1.1	1.2	1.2	4.1	0.38	0.50	1.1	1.1	0.31	0.41	0.22
Yb	13	9.1	7.1	7.4	6.7	22	2.5	3.7	6.4	8.1	2.2	2.6	1.4
Lu	1.9	1.3	1.1	1.1	1.0	3.2	0.41	0.60	1.0	1.3	0.35	0.34	0.25
Hf	23	16	15	22	25	23	12	13	13	18	2.1	4.1	2.6
Ta	2.4	1.5	1.5	1.5	2.3	10	1.2	0.53	1.3	2.3	0.43	0.36	0.67
Pb	18	15	25	11	32	120	21	11	12	13	9.2	9.5	18
Th	8.5	5.8	8.1	7.9	7.7	52	4.3	3.6	6.7	6.7	7.1	4.1	12
U	1.3	1.6	3.5	1.9	2.7	12	1.3	0.95	1.3	1.5	1.4	1.1	1.2

Примечание. Тр – трахит, Ком – комендит, Пант – пантеллерит, Щел. гр. – щелочной гранит, P – риолит АКО, Биот. гр. – биотитовый гранит Западного массива, * – дайки, ** – породы жерловой фации, *** – игнимбриты.

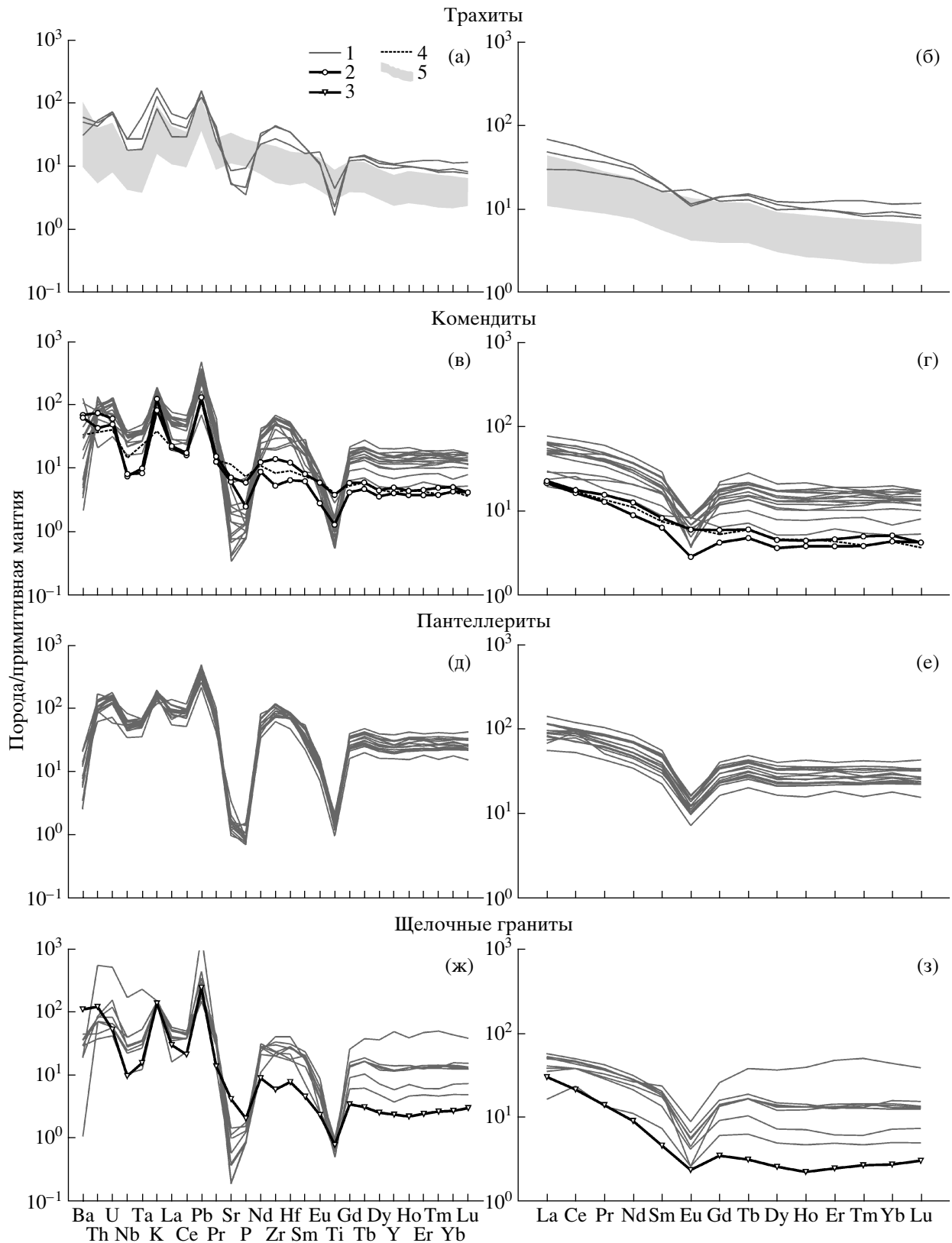


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в щелочно-салических породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

1 – породы бимодальной ассоциации, 2 – риолиты дифференцированного комплекса активной континентальной окраины, 3 – биотитовый гранит Западного массива, 4 – средний состав континентальной коры по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); 5 – поле составов преобладающих базальтоидов и андезитов бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост по (Козловский и др., 2006).

Таблица 4. Результаты Rb-Sr, Sm-Nd и O изотопных исследований щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост и Западного массива биотитовых гранитов

Номер образца	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
H-4135/4	Тр	42.6	274	0.4495	0.70604	20	0.70401
HT-20/2**	Ком	69.7	62.1	3.253	0.71916	11	0.70443
HT-20/8*	Ком	44.6	34.2	3.77	0.72035	16	0.70328
HT-20/12***	Ком	66.5	50.5	3.818	0.72115	17	0.70387
HT-20/16	Ком	83.3	34.1	7.097	0.73510	13	0.70298
H-4135/9б	Ком	54.4	72.3	2.179	0.71418	30	0.70432
HT-20/4	Пант	92.9	33.8	7.977	0.73988	15	0.70378
HT-20/6***	Пант	102	32	9.25	0.74468	16	0.70282
HT-20/11***	Пант	73.3	32	6.657	0.73500	16	0.70487
HT-20/18*	Пант	90.5	24.6	10.68	0.75293	16	0.70460
HT-20/19*	Пант	78.1	34.8	6.509	0.73422	16	0.70476
H-4135/1	Пант	80.3	53.1	4.385	0.72328	21	0.70344
H-4135/9а	Пант	105	42.8	7.143	0.73460	31	0.70228
HT-20/22	Щел. гр.	93	22.5	12.02	0.75682	17	0.70242
HT-20/24*	Щел. гр.	75.6	34.9	6.287	0.73206	14	0.70360
HT-20/21	Биот. гр.	95.1	90	3.062	0.71807	11	0.70421
Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
H-4135/4	8.66	38.3	0.1369	0.512789	8	5.4	
HT-20/2**	13.6	62.2	0.1310	0.512855	7	6.9	0.6
HT-20/8*	10.30	50.6	0.1218	0.512859	8	7.4	6
HT-20/12***	13.60	62.6	0.1301	0.512831	5	6.5	6.9
HT-20/16	9.06	42.5	0.1276	0.512804	6	6.0	10.9
H-4135/9б	10.2	46.9	0.1320	0.512798	7	5.8	
HT-20/4	20.13	92.5	0.1304	0.512849	6	6.8	5.9
HT-20/6***	18.50	85.1	0.1303	0.512844	5	6.7	6.3
HT-20/11***	18.24	83.3	0.1311	0.512858	5	7.0	7.2
HT-20/18*	16.92	76.3	0.1328	0.512821	6	6.2	7.3
HT-20/19*	19.29	88.4	0.1307	0.512847	5	6.8	7
H-4135/1	17.9	80.8	0.1340	0.512787	8	5.5	6.4
H-4135/9а	16.4	75.2	0.1318	0.512799	8	5.8	6
HT-20/22	9.23	42.3	0.1307	0.512834	5	6.5	2.7
HT-20/24*	10.63	48.0	0.1328	0.512836	5	6.5	2.1
HT-20/21	2.22	13.2	0.1009	0.512678	7	4.7	9.3

Примечание. Тр – трахит, Ком – комедит, Пант – пантеллерит, Щел. гр. – щелочной гранит, Биот. гр. – биотитовый гранит Западного массива. * – дайки, ** – породы жерловой фации, *** – игнимбриты.

рис. 6), что практически полностью соответствует вариациям изотопного состава неодама в базальтах и трахибазальтах этой ассоциации ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 4.4-6.7$; Козловский и др., 2006). Первичное отношение Sr в комендитах, пантеллеритах и щелочных гранитах закономерно варьирует от предельно низких значений 0.70228 (при $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 5.8$)

до 0.70487. Подобный разброс $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ обычен для щелочно-салических пород (Коваленко и др., 2004; Davies, Macdonald, 1987) и, как представляется, связан с нарушениями Rb-Sr изотопной системы (Козловский и др., 2005б).

По изотопному составу кислорода (рис. 6б) наиболее однородными являются пантеллериты

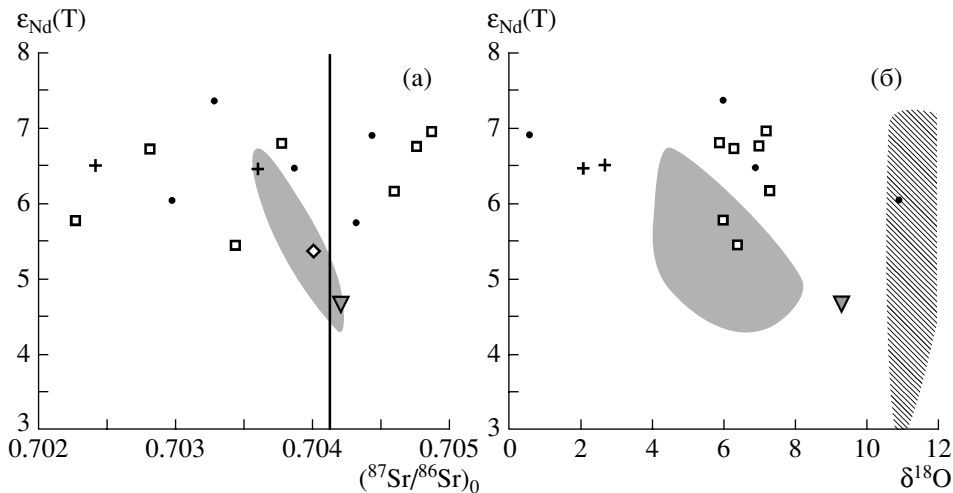


Рис. 6. Диаграммы изотопного состава Sr, Nd и O для щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

Косой штриховкой выделено поле изотопных составов герцинских офиолитовых и островодужных комплексов фундамента (наши неопубликованные данные). Условные обозначения см. рис. 3.

($\delta^{18}\text{O} = 5.9\text{--}7.3\text{‰}$). Аналогичный изотопный состав кислорода, близкий к мантийному, характерен для основной группы базитовых пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост. Среди комендитов отмечаются обедненные тяжелым изотопом кислорода составы с $\delta^{18}\text{O} = 0.6\text{‰}$ и обогащенные им – с $\delta^{18}\text{O} = 10.9\text{‰}$. Наиболее низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ установлено в комендите НТ-20/2, участвующем в строении жерловины палеовулкана Тахилга-Ула. Скорее всего, такой изотопный состав связан с изменениями изотопной системы кислорода подогретыми метеорными водами (Покровский, 2000) в районе их разгрузки вблизи вулканического кратера, поскольку такие же значения фиксируются для базитовых пород этой палеожерловины (Козловский и др., 2006). Это, вероятно, относится и к щелочным гранитам, которые по сравнению с большинством пород бимодальной ассоциации обеднены ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} = 2.1\text{--}2.7\text{‰}$).

Бiotитовые граниты Западного массива имеют $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 4.7$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70421$ и $\delta^{18}\text{O} = 9.3\text{‰}$. Эти параметры отличают их от большинства щелочно-салических пород бимодальной ассоциации: $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ ниже, чем в комендитах, пантеллеридах и щелочных гранитах, а $\delta^{18}\text{O}$ – выше и приближается к значениям, характерным для герцинских офиолитовых и островодужных пород фундамента бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост ($\delta^{18}\text{O} > 10.7\text{‰}$, наши неопубликованные данные, рис. 6б).

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные выше характеристики составов щелочно-салических пород бимодальной ас-

социации хр. Ноён и Тост позволяют ограничить круг возможных моделей их образования. Анатектическое плавление пород континентальной коры не является главной причиной возникновения щелочно-салических расплавов. Такой вывод можно сделать при сравнении изотопных составов пород бимодальной ассоциации с составами пород фундамента и выплавов из них. Наиболее ярко различия фиксируются по изотопному составу кислорода (рис. 6б), который в большинстве пород бимодальной ассоциации близок к мантийному и отличается от состава пород фундамента, обогащенных тяжелым изотопом кислорода. Анатектические коровые выплавки, связанные с рифтогенным магматизмом и широко распространенные в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне (Ярмолук и др., 2005), в пределах хр. Тост представлены биотитовыми гранитами Западного массива. Напомним, что этот массив сформировался между двумя актами щелочно-гранитоидного рифтогенного магматизма. Минеральный и химический состав биотитовых гранитов приближается к кварц-полевошпатовой эвтектике, микроэлементные характеристики близки к валовому составу континентальной коры, а более низкий изотопный состав неодима и более тяжелый состав кислорода по сравнению с породами бимодальной ассоциации свидетельствует о существовании корового протолита.

В моделях образования щелочно-салических пород при фракционной кристаллизации базальтоидного расплава или частичном плавлении ранних порций внедрения базальтоидных магм с последующей фракционной кристаллизацией полученных выплавов разные по кремнекислотности породы ассоциации должны иметь одинаковые

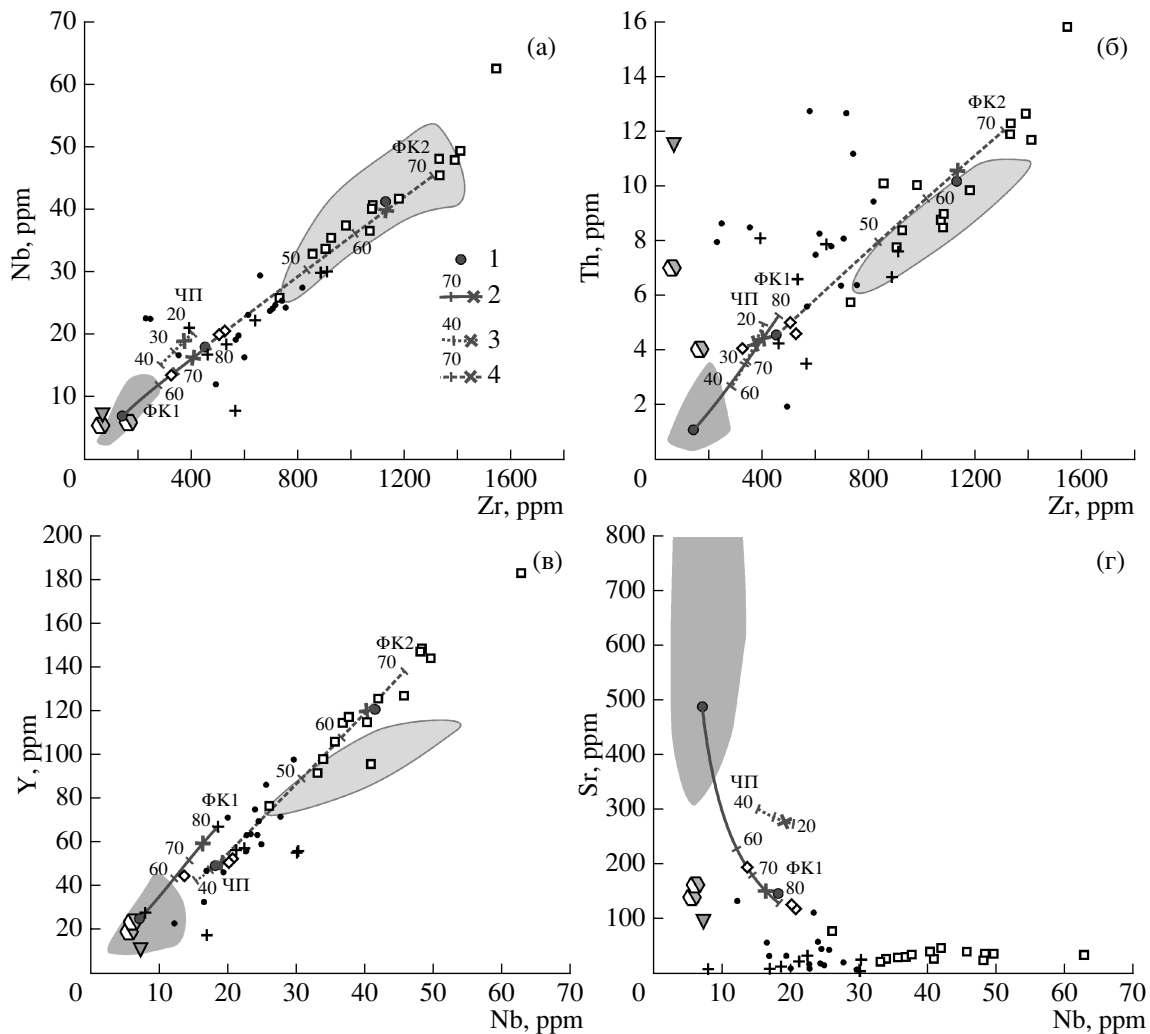


Рис. 7. Корреляционные зависимости распределения содержаний несовместимых микроэлементов (Zr, Nb, Th, Y) и Sr в щелочно-салических породах хр. Ноён и Тост.

1 – средние составы базальтоидов, трахитов и пантеллеритов, используемые в моделировании, 2–4 – рассчитанные модельные тренды и значения (%) степени фракционирования и степени плавления (значения, полученные при расчете массового баланса, отмечены крестиком): 2 – фракционной кристаллизации базальтоидов (ФК1), 3 – частичного плавления базальтоидов (ЧП), 4 – фракционной кристаллизации трахитов (ФК2). Другие условные обозначения см. рис. 3.

изотопные составы. Это согласуется с наблюдаемыми соотношениями в бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, где изотопный состав неодима в трахитах, комендитах, пантеллеритах и щелочных гранитах практически полностью идентичен таковому в базитах (рис. 6). Это касается и изотопного состава кислорода, который в пантеллеритах и некоторых комендитах соответствует мантийному, характерному для большинства основных пород хр. Ноён и Тост. В реализации того или иного механизма образования щелочно-салических пород бимодальных ассоциаций значительная роль отводится их промежуточным членам. В хр. Ноён и Тост промежуточные породы с содержанием SiO_2 в интервале 60–68% преимущественно отвечают по составу трахитам. По редко-

элементному составу трахиты подобны другим породам бимодальной ассоциации и по концентрациям несовместимых элементов занимают промежуточное положение между базальтоидами и пантеллеритами (рис. 5). Это, несомненно, говорит о вещественной связи трахитов как с более основными, так и с более кислыми членами бимодальной ассоциации. Кроме того, положительные линейные корреляции между несовместимыми микроэлементами (рис. 7а, 7в), отмечаемые для всех пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост от базальтоидов до пантеллеритов, позволяют рассматривать их как производные единого магматического источника. Однако определить, отвечают ли трахиты продуктам высоких степеней плавления базитового протолита,

или переходным членам в ряду кристаллизационной дифференциации между основными и кислыми расплавами, бывает сложно и не всегда возможно. Мы предприняли попытку численного моделирования этих процессов с целью определения наиболее вероятного механизма, ответственного за образование трахитов бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

Образование трахитов

Содержания петрогенных элементов в базальтоидах, трахитах и их пороодообразующих минералах были использованы при расчете массового баланса методом наименьших квадратов. Составы пород и минералов, используемые в моделировании, и результаты расчетов приведены в табл. 5. За исходный состав базальтоидов был принят средний состав пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, по химической классификации (Le Bas et al., 1986) отвечающих базальтам и трахибазальтам (Козловский и др., 2006). Конечный трахитовый расплав был рассчитан как средний состав трахитов. Составы клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита (*Mt1*) были определены как средние составы вкрапленников в ба-

зальтоидах хр. Ноён и Тост. С учетом того, что вкляпленники оливина в базальтоидах нацело изменены, состав этого минерала принят идеальным – F_{O71} , в соответствии с коэффициентом распределения отношения Fe/Mg между оливином и расплавом ($Kd_{Ol-M}^{Fe/Mg} = 0.3$). Составы апатита и ильменита были приняты идеальными.

Рассчитанный по массовому балансу состав базальта близок к исходному (табл. 5, $\Sigma r^2 = 0.04$). Полученная минеральная ассоциация (в мас. %: *Ol* – 11.0, *Cpx* – 11.1, *Pl* – 46.1, *Mt1* – 5.0, *Il* – 1.6, *Ap* – 1.1), связывающая между собой базальтоиды и трахиты, является общей как для модели фракционной кристаллизации (ФК1), так и для модели частичного плавления (ЧП). В первом случае она представляет собой пропорцию фракционирующих из базальтоидного расплава минералов, а во втором – количественные соотношения минералов базальтоидов, переходящих в расплав. Степень фракционирования и степень частичного плавления в этих моделях составили соответственно 76 и 24%. Надо отметить, что полученные оценки соотношений плавящихся или фракционирующих минералов и степеней плавления или фракционирования в целом согласуют-

Таблица 5. Средние содержания петрогенных (мас. %) и некоторых микроэлементов (ppm) в породах и минералах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, использованные в моделировании, и результаты масс-балансовых расчетов

Компоненты	Б	Б'	Т	Т'	П	<i>Cpx</i>	<i>Pl</i>	<i>Mt1</i>	<i>Ab</i>	<i>Or</i>	<i>Amph</i>
SiO ₂	50.47	50.49	66.27	66.32	74.53	52.73	53.20	0.33	68.70	65.07	51.38
TiO ₂	1.72	1.73	0.79	0.84	0.40	0.48	0.05	12.22	0.08	0.01	1.89
Al ₂ O ₃	17.47	17.49	15.58	15.52	9.74	2.23	29.16	1.03	19.32	18.24	0.68
FeO	10.32	10.33	5.22	5.27	6.39	7.20	0.73	85.49	0.39	0.31	30.11
MnO	0.16	0.09	0.14	0.19	0.20	0.23	0.01	0.55	0.02	0.01	1.49
MgO	6.07	6.08	0.99	0.36	0.34	16.02	0.22	0.02	0.02	0.00	2.98
CaO	8.75	8.76	1.78	2.03	0.45	20.85	11.65	0.33	0.15	0.01	3.28
Na ₂ O	3.36	3.23	5.56	5.80	3.40	0.26	4.04	0.03	10.93	0.29	6.89
K ₂ O	1.16	1.27	3.50	3.67	4.54	0.00	0.93	0.00	0.40	16.06	1.29
P ₂ O ₅	0.50	0.52	0.16	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zr	144		455		1130						
Nb	7		18		41						
Th	1		5		10						
Y	26		50		121						
Sr	488		146								
<i>F</i> , %		76		65							
Σr^2		0.04		0.58							

Примечание. Исходные составы: Б – базальтов, Т – трахитов, П – пантеллеритов; рассчитанные составы: Б' – базальтов по модели ФК1/ЧП ($B = T_{0.24} + Ol_{0.11} + Cpx_{0.111} + Pl_{0.461} + Mt1_{0.05} + Il_{0.016} + Ap_{0.011}$), Т' – трахитов по модели ФК2 ($T = P_{0.353} + K-Na Fsp_{0.559} + Amph_{0.077} + Mt2_{0.001} + Il_{0.01}$); *Ab* и *Or* – компоненты щелочного полевого шпата, *F* – степень фракционирования, Σr^2 – сумма квадратов разностей между исходными и рассчитанными концентрациями петрогенных элементов.

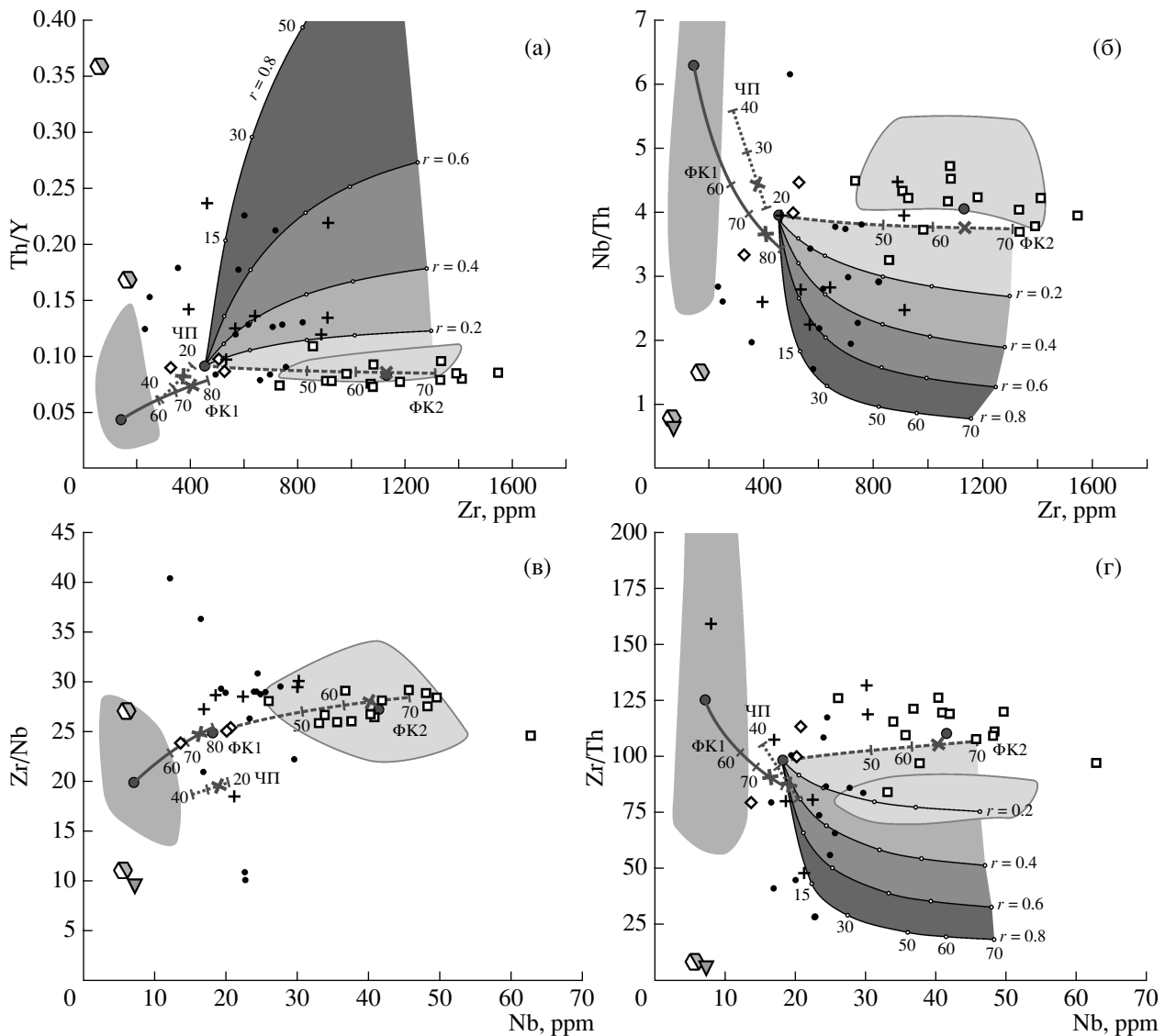


Рис. 8. Вариации отношений несовместимых микроэлементов Th/Y, Nb/Th, Zr/Nb и Zr/Th относительно Zr и Nb в щелочно-салических породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

На графики нанесены рассчитанные модельные кривые фракционной кристаллизации трахитов с ассимиляцией анатектических расплавов гранитоидов (по модели AFC). Залитые поля между кривыми соответствуют разным темпам ассимиляции по мере фракционирования ($r = 0-0.2, 0.2-0.4, 0.4-0.6$ и $0.6-0.8$), числа вдоль кривых – степень фракционирования (%). Условные обозначения см. рис. 3 и 7.

ся с результатами моделирования для подобных ассоциаций пород (Pescerillo et al., 2003; Trua et al., 1999).

Полученная минеральная ассоциация использовалась при расчете поведения микроэлементов при фракционной кристаллизации и равновесном частичном плавлении (batch melting) (Rollinson, 1993). Количественный минеральный состав исходных базальтоидов хр. Ноён и Тост, необходимый для расчета модели частичного плавления, петрографически определить не представляется возможным. В связи с этим он был рассчитан с использованием химических составов минералов (в

мас. %: *Ol* – 9.0, *Срх* – 17.1, *Pl* – 64.9, *Mt1* – 6.9, *Il* – 1.0, *Ap* – 1.1). Коэффициенты распределения между минералами базальтоидов и расплавом были рассчитаны с использованием программы BIGD (Nielsen, 1992) для температуры 1100°C. Комбинированные коэффициенты распределения фракционирующей или плавящейся минеральной ассоциации составили: $D_{Zr} = 0.27$, $D_{Nb} = 0.42$, $D_{Th} = 0.05$, $D_Y = 0.41$, $D_{Sr} = 1.83$, минеральной ассоциации базальтов, подвергающейся плавлению: $D_{Zr} = 0.2$, $D_{Nb} = 0.2$, $D_{Th} = 0.04$, $D_Y = 0.36$, $D_{Sr} = 1.95$.

На рис. 7 и 8 нанесены рассчитанные тренды поведения Nb, Zr, Th, Y, Sr и некоторых их отно-

шений при фракционной кристаллизации (ФК1) и частичном плавлении (ЧП) базальтоидов. В целом кривые поведения несовместимых элементов (рис. 7а–7в), рассчитанные по двум моделям, отвечают общему направлению трендов, сформированных составами базальтоидов и трахитов хр. Ноён и Тост. Определенные по массовому балансу значения степени фракционирования и частичного плавления отмечены на модельных кривых крестиком. При этих значениях рассчитанные содержания несовместимых микроэлементов близки к их средним содержаниям в трахитах. Поведение совместимого элемента Sr в двух моделях существенно различается (рис. 7г). Трахиты, полученные частичным плавлением базальтоидов, должны обладать значительно более высокими концентрациями Sr, чем трахиты, полученные при фракционной кристаллизации. Реально наблюдаемые тренды составов очень близки к рассчитанным по модели фракционной кристаллизации.

По отношениям несовместимых элементов наилучшая сходимость рассчитанных и реальных составов также наблюдается для модели фракционной кристаллизации базальтоидов (рис. 8а–8г). При реализации модели частичного плавления трахитовые расплавы должны были иметь существенно большие отношения Nb/Th (рис. 8б) и меньшие Zr/Nb (рис. 8в), чем реальные трахиты. Таким образом, результаты моделирования поведения микроэлементов при кристаллизационной дифференциации и частичном плавлении базальтоидов позволяют утверждать, что трахиты бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, вероятнее всего, являются дифференциатами базальтоидных расплавов.

Образование комендитов, пантеллеритов и щелочных гранитов

Наиболее богатыми несовместимыми редкими элементами среди пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост являются пантеллериты. Для них характерны отчетливые линейные корреляции между несовместимыми микроэлементами (рис. 7а–7в), берущие начало от трахитов и базальтоидов. Составы комендитов располагаются главным образом на этих трендах, хотя для Th отмечаются значительные отклонения (рис. 7б). В большинстве комендитов содержания Th выше, чем в трахитах и пантеллеритах, при тех же концентрациях Zr. Безусловно, это отражается на отношениях несовместимых микроэлементов с Th (рис. 8а, 8б, 8г), которые в ряду трахиты–пантеллериты приблизительно постоянны, а в комендитах выше (Th/Y) и ниже (Nb/Th, Zr/Th). Такие отклонения могут быть результатом контаминации щелочно-салических расплавов кислым материалом вмещающих пород. Действительно, подсти-

лающие бимодальную ассоциацию риолиты АКО, а также биотитовые граниты Западного массива обладают относительно высокими концентрациями Th и низкими Zr, Nb, Y, и их ассимиляция может обеспечить подобное смещение составов комендитов. Напомним, что гранитоиды Западного массива связаны с анатексисом континентальной коры под воздействием тепла рифтогенных магм. Ассимиляция рифтогенными расплавами таких выделок представляется вполне реальной, в связи с чем биотитовые граниты Западного массива можно рассматривать как наиболее вероятный контаминант для щелочно-салических расплавов хр. Ноён и Тост.

Для подтверждения возможности образования пантеллеритов и комендитов при фракционной кристаллизации трахитового расплава с ассимиляцией расплава биотитовых гранитов нами были рассчитаны модельные тренды этих процессов. Фракционирующая минеральная ассоциация при эволюции расплава от трахитов до пантеллеритов была установлена по массовому балансу методом наименьших квадратов с использованием средних составов этих пород (табл. 5). В качестве фракционирующих фаз были взяты минералы-вкрапленники пантеллеритов: щелочной полевошпат, амфибол, магнетит и ильменит. Состав фракционирующего амфибола был определен как средний состав вкрапленников в пантеллеритах (табл. 5). Количество фракционирующего щелочного полевого шпата в расчете складывается из долей альбитового и ортоклазового компонентов, реальные составы которых приведены в табл. 5, с примесью анортитового компонента стехиометричного состава. Содержания петрогенных элементов в Fe-Ti оксидах были приняты идеальными.

Результаты масс-балансового расчета фракционной кристаллизации (ФК2) показали, что пантеллериты хр. Ноён и Тост могут быть получены из трахитов при фракционировании 55.9 мас. % K-Na *Fsp*, 7.7 мас. % *Amph*, 1.0 мас. % *Il* и 0.1 мас. % *Mt2* (табл. 5, $\Sigma r^2 = 0.58$). Степень фракционирования при этом составляет около 65%. Таким образом, с учетом приведенных выше расчетов фракционирования базальтоидной магмы, доля остаточного пантеллеритового расплава составляет 8% и менее от первичного базальтового расплава. Аналогичные оценки доли остаточного щелочно-салического расплава были получены ранее для бимодальных ассоциаций со щелочными гранитоидами юга Монголии, включая и рассматриваемую ассоциацию хр. Ноён и Тост (Коваленко и др., 1986, 1987; Ярмолук, Коваленко, 1991). Наши данные согласуются также с результатами, полученными для щелочно-салических пород Восточно-Африканской рифтовой системы (Barberi et al., 1975; Peccerillo et al., 2003),

пантеллеритов о. Пантеллерия (Civetta et al., 1998) и др.

Поведение несовместимых микроэлементов рассчитывалось по модели AFC (Rollinson, 1993) с использованием коэффициентов распределения для риолитов и щелочных риолитов, собранных в базе данных (<http://earthref.org>). Комбинированные коэффициенты распределения фракционирующей ассоциации составили: $D_{Zr} = 0.12$, $D_{Nb} = 0.23$, $D_{Th} = 0.2$, $D_Y = 0.15$. Модельные тренды фракционной кристаллизации (ФК2) трахитов с образованием пантеллеритов согласуются с наблюдаемыми трендами пород хр. Ноён и Тост (рис. 7, 8). Отношения несовместимых элементов, такие как Th/Y, Nb/Th, Zr/Th, Zr/Nb, в процессе дифференциации практически не меняются. Значительные изменения этих отношений фиксируются при фракционировании трахитов с ассимиляцией расплавов биотитовых гранитоидов. Такие тренды с разными темпами ассимиляции по мере фракционирования ($r = 0.2, 0.4, 0.6, 0.8$) показаны на рис. 8а, 8б, 8г. Отчетливо видно, что большинство составов комендитов, отклоняющихся от тренда фракционной кристаллизации (ФК2), попадают в поля, удовлетворяющие модели AFC с $r < 0.8$ (реже более) и степенью фракционирования 30–55%. Среди щелочных гранитов хр. Ноён и Тост отмечаются как неконтаминированные породы, близкие по составу к пантеллеритам, так и контаминированные – идентичные комендитам.

Таким образом, все породы бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост могут быть объединены в общий ряд кристаллизационной дифференциации, осложненной ассимиляцией, и этот ряд начинается с мантийных базальтоидных магм. Пантеллериты являются наиболее глубоко дифференцированными породами, сформировавшимися при минимальном участии ассимиляции. В отличие от них в образовании комендитов существенная роль принадлежит ассимиляции анатектических выплавов из континентальной коры.

Поведение петрогенных элементов в щелочно-салических породах хр. Ноён и Тост при дифференциации и контаминации

Как было показано выше, кристаллизационная дифференциация щелочно-салических расплавов бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост без контаминации протекает при практически постоянных отношениях несовместимых элементов, таких как Th/Y, Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Th (рис. 8). Это позволяет использовать эти отношения для выделения пород, связанных между собой только кристаллизационной дифференциацией. На рис. 9 показаны вариации содержаний петрогенных элементов SiO₂, Al₂O₃, FeO и коэффициента агпаитности в зависимости от одного из таких отношений – Nb/Th. Полям с точечным крапом на гра-

фиках условно выделена область неконтаминированных составов. За пределами этого поля фигуративные точки составов пород с более низкими Nb/Th выстраиваются в направлении состава биотитовых гранитов Западного массива и, таким образом, удовлетворяют модели ассимиляции щелочно-салическими расплавами анатектических коровых выплавов. Так, в частности, низкие содержания FeO в комендитах, вероятно, связаны именно с такой ассимиляцией (рис. 9в), а появление двух трендов на диаграммах FeO–SiO₂ и Al₂O₃–SiO₂ (рис. 4а, 4б) обусловлено разными темпами ассимиляции по мере фракционирования. Кроме того, большинство комендитов и щелочных гранитов с низкими значениями K_a и отношениями Nb/Th образуют тренд в направлении неагпаитовых биотитовых гранитов (рис. 9г). Это позволяет говорить, что, по крайней мере, частично низкая агпаитность этих пород является результатом контаминации. В то же время даже неагпаитовые комендиты и щелочные граниты содержат щелочные темноцветные минералы. Это может быть связано с тем, что контаминация происходила незадолго до вулканических извержений и становления интрузивных тел и минеральная ассоциация щелочных пород не успела прийти в равновесие с нещелочным контаминированным расплавом.

С учетом рассмотренных причин вариаций составов щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост на рис. 10 нанесены предполагаемые тренды кристаллизационной дифференциации неконтаминированных расплавов и тренды контаминации. Для неконтаминированных расплавов характерно накопление содержания кремнезема во всей серии пород бимодальной ассоциации от базальтоидов до пантеллеритов. Концентрации глинозема снижаются от базальтов (Al₂O₃ 15.9–18.5%) до наименее дифференцированных пантеллеритов и далее остаются практически постоянными (Al₂O₃ 9.3–10.2%). Содержания железа (рис. 10в) уменьшаются на этапе эволюции между базальтоидами (FeO 7.5–12.9%) и трахитами. В последних фиксируются минимальные концентрации FeO для неконтаминированных расплавов. К пантеллеритам концентрации железа несколько возрастают. Дальнейшая же дифференциация пантеллеритового расплава протекает при практически постоянных концентрациях FeO от 6.1 до 7.5%. Подобный минимум в содержаниях железа отмечается для многих серий пород с участием пантеллеритов (Pescerillo et al., 2003; Civetta et al., 1998). В экспериментальных исследованиях эволюции щелочно-салических расплавов также фиксируется минимум концентраций FeO (Scaillet, Macdonald, 2003), который проявляется в восстановительных условиях. Однако дальнейшая эволюция расплавов в эксперименте протекает с все большим воз-

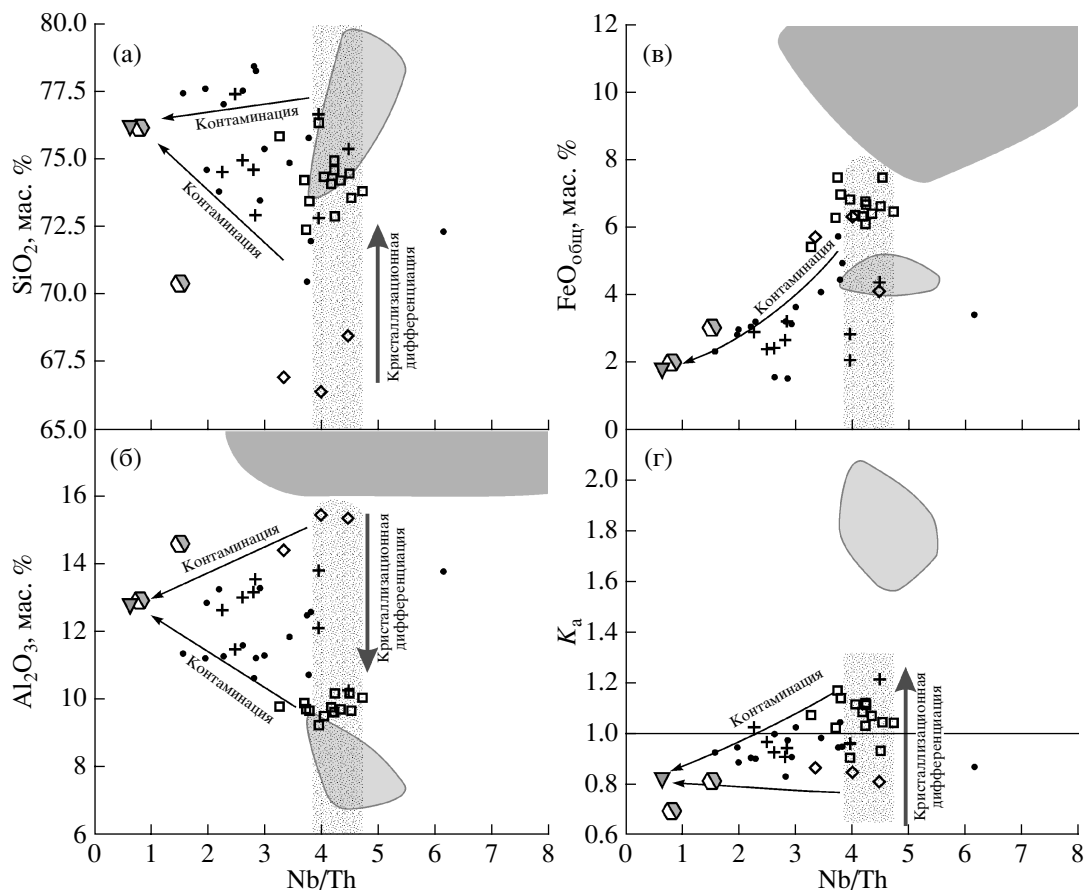


Рис. 9. Характер изменения содержаний петрогенных элементов SiO_2 , Al_2O_3 и FeO и коэффициента агапайности (K_a) в зависимости от отношения Nb/Th при дифференциации и контаминации щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

Поле с точечным крапом показана область неконтаминированных составов, стрелками – предполагаемый тренд кристаллизационной дифференциации неконтаминированных пород и тренды контаминации. Условные обозначения см. рис. 3.

растанием содержания железа, что не согласуется с наблюдаемым трендом составов пантеллеритов хр. Ноён и Тост. В окислительных условиях накопления железа в остаточных расплавах не происходит. Такие различия в поведении железа связывают с кристаллизацией щелочных темноцветных минералов – амфибола и эгирина, которые концентрируют железо в разной степени. Кристаллизация того или другого минерала прежде всего зависит от активности кислорода: в восстановительных условиях кристаллизуется менее железистый амфибол, а в окислительных – более железистый эгирин (Scaillet, Macdonald, 2001, 2003; Nicholls, Carmichael, 1969). Напомним, что в щелочно-салических породах хр. Ноён и Тост, содержащих два темноцветных минерала, эгирин часто окаймляет кристаллы амфибола, являясь более поздним. Такая смена кристаллизации минеральных фаз, на наш взгляд, связана именно с увеличением активности кислорода и является причиной изменения тенденции накоп-

ления железа в остаточном пантеллеритовом расплаве хр. Ноён и Тост на режим с постоянной его концентрацией.

Природа бимодального распределения составов

Полученный вывод о том, что щелочно-салические породы бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост являются дифференциатами базальтоидных магм, ставит, в свою очередь, вопрос о причинах бимодального распределения составов и малой доле промежуточных трахитов. Решение этой проблемы, на наш взгляд, заключено в модели плотностного барьера, предложенной (Turner, Campbell, 1986). Согласно этой модели кристаллизационная дифференциация расплава во внутренней магматической камере (или камерах) продуцирует все более кислые и более легкие расплавы, поднимающиеся вверх и, таким образом, запруживающие более тяжелые недифференцированные магмы. Действительно, плотно-

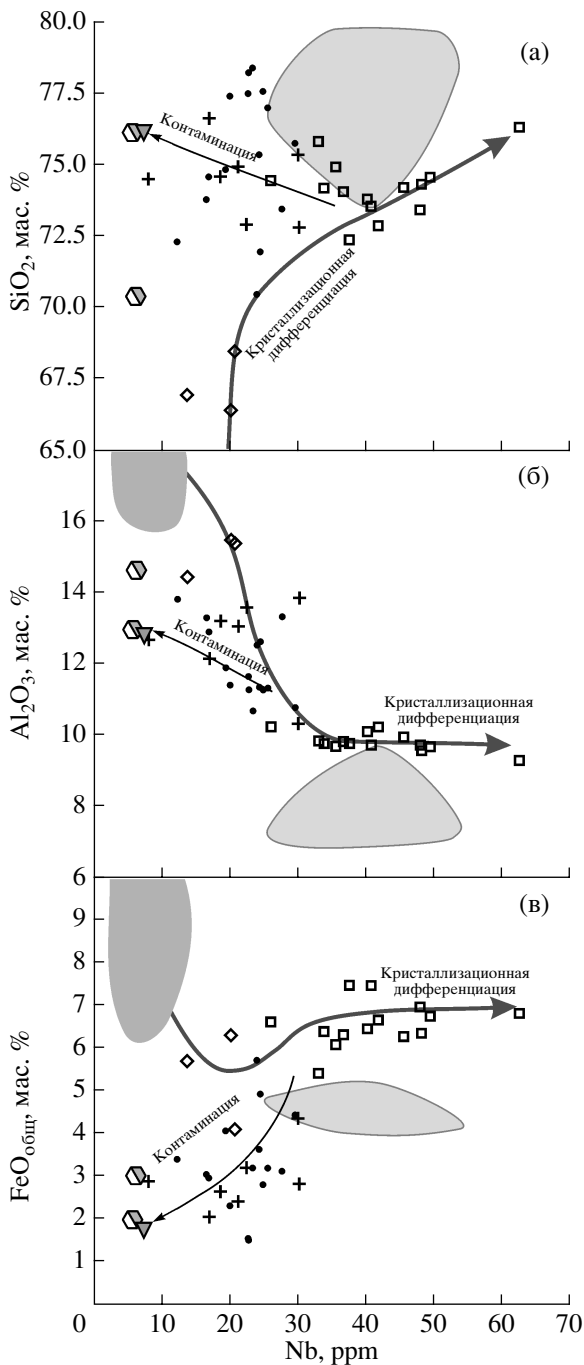


Рис. 10. Эволюция содержаний SiO_2 , Al_2O_3 и FeO в щелочно-салических породах бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост при кристаллизационной дифференциации и контаминации.

Условные обозначения и пояснения см. рис. 3 и 9.

сти расплавов бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, рассчитанные по (Lange, 1994), составляют при давлении 3 кбар для базальтоидов хр. Ноён и Тост около 2.66 г/см^3 ($T = 1100^\circ\text{C}$), трахитов – 2.41 г/см^3 ($T = 1000^\circ\text{C}$), пантеллеритов – 2.37 г/см^3 ($T = 900^\circ\text{C}$), комендитов – 2.34 г/см^3 ($T = 900^\circ\text{C}$).

Это согласуется с возможной стратификацией магматического резервуара по плотности. Базитовые расплавы с такой плотностью в условиях рифтогенеза на молодой континентальной коре могут достичь поверхности только в случае непосредственного поступления из глубинных мантийных резервуаров. Остановившись внутри коры, они становятся более тяжелыми по отношению к вышележащим породам и обречены на длительное фракционирование (Ярмолук, Коваленко, 1991). Дифференциация расплава от базитов до пантеллеритов и комендитов стала возможной благодаря режиму растяжения в пределах рифтовой зоны, при котором могли образовываться внутрикоровые магматические камеры с относительно спокойным ходом кристаллизационной дифференциации. Этому также способствовал повышенный тепловой поток от источника базитового магматизма.

Специфической особенностью процессов рифтогенеза в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны стало широкое распространение корового анатексиса, пространственно и во времени сопряженного с бимодальным магматизмом. Так, коровые источники характерны для биотитовых гранитов Западного массива в хр. Тост, а также для серии других гранитоидных массивов в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне (Ярмолук и др., 2005). Надо отметить, что возникновение массивов гранитоидов нормального ряда щелочности совместно со щелочно-салическими породами не является характерной чертой магматизма внутриконтинентальных рифтов. Вероятно, благоприятные условия для плавления континентальной коры под воздействием рифтогенных магм сложились по той причине, что до начала среднего карбона, когда происходило формирование бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, в раннем карбоне континентальная литосфера была разогрета субдукционными процессами, протекавшими на АКО Североазиатского палеоконтинента. Сосуществование мантийных расплавов (и их дифференциатов) с коровыми выплавками не могло пройти без частичного их смешения. Результатом такого смешения в бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост стали комендиты.

ВЫВОДЫ

Изложенные в статье факты по геологическому строению позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост, геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям трахитов, комендитов, пантеллеритов и щелочных гранитов позволили сделать следующие выводы:

1. Щелочно-салический и базальтоидный магматизм в пределах грабена хр. Ноён и Тост Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны протекал одновре-

менно: в вулканических разрезах наблюдается контрастное чередование основных и кислых пород, а в дайковых поясах – взаимные пересечения даек разного состава. Синхронно с бимодальным магматизмом на западе хр. Тост был сформирован массив биотитовых гранитоидов нормального ряда щелочности, представляющий анатектические выплавки из континентальной коры.

2. По химическому составу среди щелочно-салических пород выделяются трахиты и риолиты. Последние, согласно классификации (Macdonald, 1974) по соотношению Al_2O_3 и $FeO_{общ}$, могут быть разделены на комендиты и пантеллериты. Все щелочно-салические породы хр. Ноён и Тост наследуют от базальтоидов геохимические аномалии: минимумы Nb и Ta и максимумы K и Rb. Наиболее богатыми несовместимыми микроэлементами являются пантеллериты. В комендитах фиксируется значительный разброс в содержаниях микроэлементов, тогда как в среднем они близки к таковым в трахитах.

3. Вариации изотопного состава Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = 5.5-7.4$) щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост совпадают с диапазоном вариаций $\epsilon_{Nd}(T)$ в базальтоидах. Первичные отношения Sr в щелочно-салических породах незаконмерно варьируют от 0.70228 до 0.70487. Изотопный состав кислорода пантеллеритов ($\delta^{18}O = 5.9-7.3\%$) близок к мантийному, характерному для базальтоидов хр. Ноён и Тост. В целом изотопный состав щелочно-салических пород и базальтоидов позволяет говорить о генетическом родстве всех членов бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост.

4. Образование всей серии щелочно-салических пород бимодальной ассоциации хр. Ноён и Тост связывается с кристаллизационной дифференциацией мантийного базальтоидного расплава, осложненной контаминацией. Трахиты представляют собой остаточный базальтовый расплав, степень фракционирования которого составляет 76%. Дальнейшая эволюция трахитового расплава без ассимиляции приводит к образованию пантеллеритов. Доля остаточного пантеллеритового расплава при этом составляет 8% и менее от первичной базальтоидной магмы. Кристаллизационная дифференциация трахитового расплава с ассимиляцией анатектических гранитоидных выплавок из вмещающих пород континентальной коры приводит к образованию комендитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64001, 05-05-64000, 05-05-64056, 07-05-00622), проекта “Ведущие научные школы” 2006-РИ-112.0/001/008, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы

Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгено-флуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 328 с.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н. Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
- Коваленко В.И., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Геохимия и генезис комендитов, пантеллеритов, щелочных гранитоидов юга Монголии // Геохимия. 1986. № 8. С. 1073–1091.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Горегляд А.В. Бимодальные базальт-комендит-щелочногранитные ассоциации Монголии и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 42–51.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 227–254.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометаллических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467–494.
- Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавных включений) // Петрология. 2005а. Т. 13. № 1. С. 19–40.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. 2005б. Т. 13. № 2. С. 218–224.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 358–383.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Ляпунов С.М. Роль процессов фракционной кристаллизации при формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулкано-

- тектоническая структура, Забайкалье // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–45.
- Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм. М.: Наука, 2000. 230 с.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К.* Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // *Геохимия*. 2004. № 10. С. 1027–1049.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Ярмолюк В.В.* Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 136 с.
- Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 264 с.
- Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г. и др.* Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // *Геохимия*. 1999. № 10. С. 1027–1042.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др.* Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского–Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–389.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. и др.* Позднепалеозойская–раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика // *Проблемы тектоники Центральной Азии*. М.: ГЕОС., 2005. С. 197–236.
- Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. et al.* Transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. V. 16. P. 22–56.
- Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R.* The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 8. P. 1453–1491.
- Davies G.R., Macdonald R.* Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combined trace element and Sr–Nd–Pb isotope constraints // *J. Petrol.* 1987. V. 28. № 6. P. 1009–1031.
- Lange R.A.* The effect of H₂O, CO₂, and F on the density and viscosity of silicate melts // *Rev. Mineral.* 1994. V. 30. P. 331–369.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
- Macdonald R.* Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // *Bull. Volcanol.* 1974. V. 38. P. 498–516.
- Nicholls J., Carmichael J.S.E.* Peralkaline acid liquids: a petrological study // *Contrib. Miner. Petrol.* 1969. V. 20. № 3. P. 268–294.
- Nielsen R.L.* BIGD: a FORTRAN program to calculate trace-element partition coefficients for natural mafic and intermediate composition magmas // *Comput. Geosci.* 1992. V. 18. P. 773–788.
- Peccerillo A., Barberio M.R., Yirgu G. et al.* Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, Central Ethiopian rift // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 11. P. 2003–2032.
- Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. UK: Longman Scientific & Technical, 1993. 352 p.
- Scaillet B., Macdonald R.* Phase relation of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 4. P. 825–845.
- Scaillet B., Macdonald R.* Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 10. P. 1867–1894.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London. Spac. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.
- Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia*. Ed. A.B. Dergunov. London and New York: Routledge, 2001. 288 p.
- Trua T., Daniel C., Mazzuoli R.* Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence // *Chem. Geol.* 1999. V. 155. P. 201–231.
- Turner J.S., Campbell I.H.* Convection and mixing in magma chambers // *Earth Sci. Rev.* 1986. V. 23. № 4. P. 255–352.
- Yavuz F.* A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules // *Comput. Geosci.* 1999. V. 25. № 8. P. 909–927.