



ПЛЮМЫ **И ПРОБЛЕМА ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ** **ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА**

Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism



ИРКУТСК - КАБАРОВСК
2003

*Российская Академия Наук
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирское Отделение
Институт тектоники и геофизики
Дальневосточное Отделение*



Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма

**(Plumes and problem of deep
sources of alkaline magmatism)**

Труды

*III Международного семинара
«Плюмы и проблема глубинных
источников щелочного магматизма»*

Редактор Н.В. Владыкин

**Иркутск
Хабаровск
2003**

УДК 552.33+552.42

Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма.

Труды международного семинара. Иркутск. Изд-во Института географии СО РАН, 2003. 285с.
ISBN 5-94797-031-7

Труды третьего международного семинара, прошедшего в сентябре 2003 года в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск, посвящены сложным процессам образования щелочных пород. В сборнике рассмотрена роль мантийных плюмов в фанерозойской истории Северной Азии и их влияние на формирование магматических образований, а также геохимические и петрологические особенности щелочного и кимберлитового магматизма. Дается детальная характеристика щелочного магматизма и его источников различных провинций: приводятся новые данные по уникальным бенстонитовым Ba-Sr карбонатитам Индии и Алдана, карбонатитовому комплексу Ковдорского массива (Кольский полуостров), щелочным вулканитам Камчатки, лампроитам Урала, описываются редкометалльные проявления Улканского массива щелочных гранитов. Значительный научный интерес представляют экспериментальные данные, подтверждающие процессы расслоения в щелочных системах, на основе термобарогеохимии предсказывается возможность появления карбонатитов в крупнейшем ультракалийевом Сыннырском массиве, и тут же описывается открытое проявление карбонатитов в Северо-Байкальской провинции. Особое место занимает изучение глубинных ксенолитов и определение РТ-условий их кристаллизации из кимберлитовых трубок «Юбилейная», «Зарница», «Удачная» (Сибирь), Зимнего Берега (Архангельская провинция) и роль плюмовой и плитовой тектоники в их образовании.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

*Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н.В. Владыкин

*Рецензенты: доктор геол.-мин. наук О.М. Глазунов,
доктор геол.-мин. наук А.И. Альмухамедов*

Оригинал-макет: А.Б. Перепелов

ИД № 05215 от 28.06. 2001г.
*Институт географии СО РАН
664033, г.Иркутск, ул. Улан-Баторская 1*

Отпечатано в Глазковской типографии. г.Иркутск, ул. Гоголя 53.
Заказ №. 1233 Тираж 75 экз.

ISBN 5-94797-031-7

© Институт геохимии СО РАН, 2003
© Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2003
© Институт географии СО РАН, 2003

ОГЛАВЛЕНИЕ

	4
Предисловие редактора	5
Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Мантийные плюмы в фанерозойской Северной Азии	
Владыкин Н.В., Viladkar S.G., Miyazaki T., Mohan Ram V. Химический состав карбонатитов Тамил-Наду (Ю. Индия) и проблема «бенстонитовых» карбонатитов	37
Сук Н.И. Экспериментальное исследование флюидно-магматической дифференциации щелочных систем в связи с проблемой генезиса карбонатитов	63
Панина Л.И., Усольцева Л.М. Проблема карбонатитообразования на Сыннырском щелочном плутоне (Северное Прибайкалье)	76
Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г. Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Прибайкалье)	86
Краснова Н.И. Месторождение апатито-франколитовых ¹ пород как пример эксплозивной и фреато-магматической деятельности в Ковдорском щелочно-ультраосновном комплексе (Кольский п-ов)	110
Нивин В.А., Коноплева Н.Г., Treloar P., Икорский С.В. Формы нахождения, взаимосвязь и проблемы происхождения углеродистых соединений в породах Хибинского щелочного массива	126
Недашковский П.Г. Улканский плутон и его редкометалльно-редкоземельная минерализация – пример гранитоидных производных глубинных источников	144
Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Веричев Е.М., Головин Н.Н. Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Зимний Берег)	160
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М., Николаева И.В., Палесский С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Трубка Юбилейная: от минерало-гии к структуре и эволюции мантии	187
Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Похиленко Н.П., Николаева И.В., Палесский С.В., Сапрыкин А.И., Аношин Г.Н., Хмельникова О.С. Термобарометрия и геохимия глубинных минералов из трубки Зарница – ключ к разгадке строения и состава верхней мантии района и алмазоносности трубки	205
Горнова М. А., Костровицкий С. И. Гранаты ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная	218
Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Щелочно-ультраосновной, кимберлитовый, лампроитовый и лампрофировый магматизм Урала (обзор)	228
Перепелов А.Б. Неогеновый субщелочной магматизм Срединного хребта Камчатки: этап инверсии островодужного и рифтогенного геодинамических режимов (вулкан Теклетунуп)	243
Бердников Н.В. Флюидный режим и условия образования автономных анортозитов по включениям в минералах	253

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Щелочные породы - уникальные образования Земли. Они всегда привлекали пристальное внимание исследователей. Со щелочными породами связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, Zr, Y, TR, Cu, P и др., самоцветы - чароит, Cr-диопсид, дианит. В лампроитах Австралии добываются алмазы. Сложности процессов их образования вызывали многолетние научные споры, которые не утихают и до сих пор. Развитие новых методов исследования вещества углубили знания вещественного состава щелочных пород. Данные геохимии изотопов подтверждают мантийные источники вещества пород щелочных комплексов. Новый этап развития плюмовой тектоники усилил интерес ученых к щелочным породам и в этом аспекте. По ним можно расшифровывать глубинную геодинамику Земли.

В данной книге собраны труды третьего международного семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма» (без докладов зарубежных участников), прошедшего в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН г. Хабаровск с 20 по 25 сентября 2003г. Ранее в сборнике с таким же названием были напечатаны на английском языке заказные доклады участников семинара.

В сборнике рассмотрены роль мантийных плюмов в фанерозойской истории Северной Азии и их влияние на формирование магматических образований, а также геохимические и петрологические особенности щелочного и кимберлитового магматизма. Дается детальная характеристика щелочного магматизма и его источников различных провинций: приводятся новые данные по уникальным бенстонитовым Ba-Sr карбонатитам Индии и Алдана, карбонатитовому комплексу Ковдорского массива (Кольский полуостров), щелочным вулканитам Камчатки, приводится систематика редкометалльных рудопроявлений Улканского щелочногранитного массива в Приамурье. Значительный научный интерес представляют экспериментальные данные, подтверждающие процессы расслоения в щелочных системах, На основе термобаро-геохимии предсказывается возможность появления карбонатитов в крупнейшем ультракалиевом Сыннырском массиве, и описывается открытое проявление карбонатитов в Северо-Байкальской провинции. Особое место занимает изучение глубинных ксенолитов и определение P-T- условий их кристаллизации из кимберлитовых трубок «Юбилейная», «Зарница» (Сибирь), Зимнего Берега (Архангельская провинция) и роль плюмовой и плитовой тектоники в их образовании.

Председатель Оргкомитета,
доктор геолого-минералогических наук

Н.В. Владыкин

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ В ФАНЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, e-mail: volya@igem.ru

Формирование структуры и магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в интервале последних 500 млн. лет было связано с процессами взаимодействия континентальной литосферы пояса с мантийными плюмами Северо-Азиатского горячего поля мантии. Оно началось около 500 млн. лет назад с момента столкновения литосферных комплексов Палео-Азиатского океана (островных дуг, задуговых бассейнов и террейнов докембрийской коры) с системой океанических островов, отвечавших этому горячему полю. В результате столкновения возникший аккреционный супертеррейн (каледониды ЦАСП) перекрыл горячую точку мантии, которая на протяжении раннего и среднего палеозоя (500 – 350 млн. лет) контролировала внутриплитную магматическую активность в Алтае-Саянской области ЦАСП. В начале позднего палеозоя ЦАСП, развиваясь в режиме активной окраины Сибирского континента, перекрыл два других мантийных плюма Северо-Азиатского горячего поля мантии. В структурах континентальной литосферы эти горячие точки проявлялись между 330 и 190 млн. лет и сформировали ряд зонально построенных магматических ареалов с батолитовыми ядрами и зонами рифтогенеза по периферии. В позднем мезозое и кайнозое (последние 170 млн. лет) внутриплитная магматическая активность в пределах ЦАСП контролировалась группой относительно мелких мантийных плюмов (hot-finger).

Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют, что источником мантийных плюмов служила умеренно деплетированная и обогащенная мантия. Умеренно-деплетированные (нижнемантийные) источники определяли состав внутриплитного магматизма в раннем – среднем палеозое и кайнозое. Участие этих источников в процессах магнообразования связывается с преобладанием в эти интервалы времени общемантийной (однотечистой) конвекции. Магматизм позднего палеозоя и кайнозоя в основном определяли источники, отвечавшие обогащенной мантии типа EM-II. Предполагается, что эти источники отвечали субдуцированной литосфере, распределенной вдоль границы верхней и нижней мантии и вовлеченной в процессы плавления при перестройке мантийной конвекции на двухтечистую.

Введение

Одно из основных положений глубинной геодинамики связано с концепцией «горячих» мантийных плюмов или мантийных струй (в дальнейшем для краткости называемых плюмами), которые пронизывают мантию вплоть до подошвы литосферы и фиксируются на земной поверхности областями повышенной внутриплитной мантийной активности (горячими точками мантии). Представления об их существовании впервые были сформулированы в 60-70 годах прошлого столетия Д.Т.Уилсоном и П. Морганом [51], но наиболее активно они стали развиваться в последнее десятилетие, когда появились многочисленные примеры приложения этой концепции к анализу геологических явлений, в том числе в геологическом прошлом [10, 11, 12, 13, 46, 51, 52]. Так, например, был получен большой объем геологической и изотопно-геохимической информации о важной, но, тем не менее, пока не оцененной в должной мере роли мантийных плюмов в формировании позднерифейской – фанерозойской структуры Северной Азии. В этой статье рассматривается геологический эффект плюм-литосферного взаимодействия в геологической истории континента с особым упором на своеобразие развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. Мы намерены также оценить состав и динамику формирования мантийных плюмов на основе данных о составе

соответствующих им проявлений магматизма горячих точек мантии, а также обсудить геодинамические причины широкого участия мантийных плюмов при формировании складчатого пояса.

Для геологической структуры ЦАСП давно была подмечена специфика мезозойского и кайнозойского этапов ее развития, не укладывавшаяся в известные геосинклинальные схемы. Кайнозойский магматизм этого региона является постплатформенным и никак не мог быть связан с активными границами литосферных плит в силу своей удаленности от последних. В русскоязычной литературе такой магматизм назывался активизационным. Аналогичная ситуация имела место для мезозойского магматизма ЦАСП, который назывался внегеосинклинальным, магматизмом структур Дива и т. п. В отличие от кайнозойского базитового «активизационного» магматизма ЦАСП мезозойский смешанный (в том числе гранитоидный) «внегеосинклинальный» магматизм М.С.Нагибина называла магматизмом «ревивации». В последней своей работе она прямо связала магматизм ревивации с воздействиями мантийных плюмов [27]. Общим для кайнозойского и мезозойского магматизма ЦАСП является наличие щелочной и субщелочной его специфики. Но такая специфика характерна и для поздне-, средне- и раннепалеозойского магматизма ЦАСП, а также для позднерифейского магматизма этого региона. Это послужило первым толчком для развития авторами концепции внутриплитного (плюмового) магматизма в геологической эволюции ЦАСП. Естественно, кроме специфики состава магматизма нами использованы все имеющиеся другие критерии выделения плюмового магматизма, изложенные в настоящей статье. Подчеркнем, что не мы одни развиваем эту концепцию. Достаточно напомнить одну из последних статей Н.Л.Добрецова [54].

Внутриплитная активность в геологической истории Северной Азии

Сведения о внутриплитной активности в геологической истории ЦАСП приведены в таблице 1 и, кроме того, отражены на рис.1, на котором показаны внутриконтинентальные проявления этой активности в целом для территории Северной Азии. Рассмотрим их в рамках наиболее значимых в истории ЦАСП геологических событий.

Поздний рифей. Среди позднерифейских тектонических структур Северной Азии различаются Сибирский кратон, микроконтиненты с корой преимущественно рифейского возраста [15, 44] и позднерифейские островные дуги [25, 59]. Формирование этих структур произошло примерно на рубеже 700 млн. лет, когда суперконтинет Родиния, включавший в виде составной части Сибирский кратон, и обрамлявший его шельф, фрагменты которого представляют микроконтиненты, были вовлечены в процессы рифтогенеза [16, 39, 51]. Раскол Родинии связывается с воздействием на его литосферу Тихоокеанского мантийного суперплюма [62] и сопровождался рассредоточенными на огромной территории проявлениями внутриплитного магматизма. Так, вдоль Северо-Канадского края Лаврентии, граничившей в пределах Родинии с югом Сибири, в интервале 723-718 млн. лет возник протяженный (более 2500 км) диабазовый дайковый пояс Франклин [61] и сопряженная с ним цепь массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами [66] (Рис.2). Родственный магматизм проявился в это же время вдоль обращенного к Лаврентии края Сибирского кратона (современные южная и юго-западная его границы). Здесь возникли такие же кольцевые массивы ультраосновных щелочных пород, в составе которых участвуют биотитовые пироксениты, ийолиты, уртиты, щелочные сиениты и карбонатиты. Такие массивы, сформированные в соответствии с К-Аг данными в интервале 720 – 660 млн. лет [60] и сопровождаемые дайками щелочных базальтоидов и лампроитов, распространены в пределах Алданской (Арбарастахский, Ингилийский и др. массивы) и Присаянской (Большетагнинский, Белозиминский,

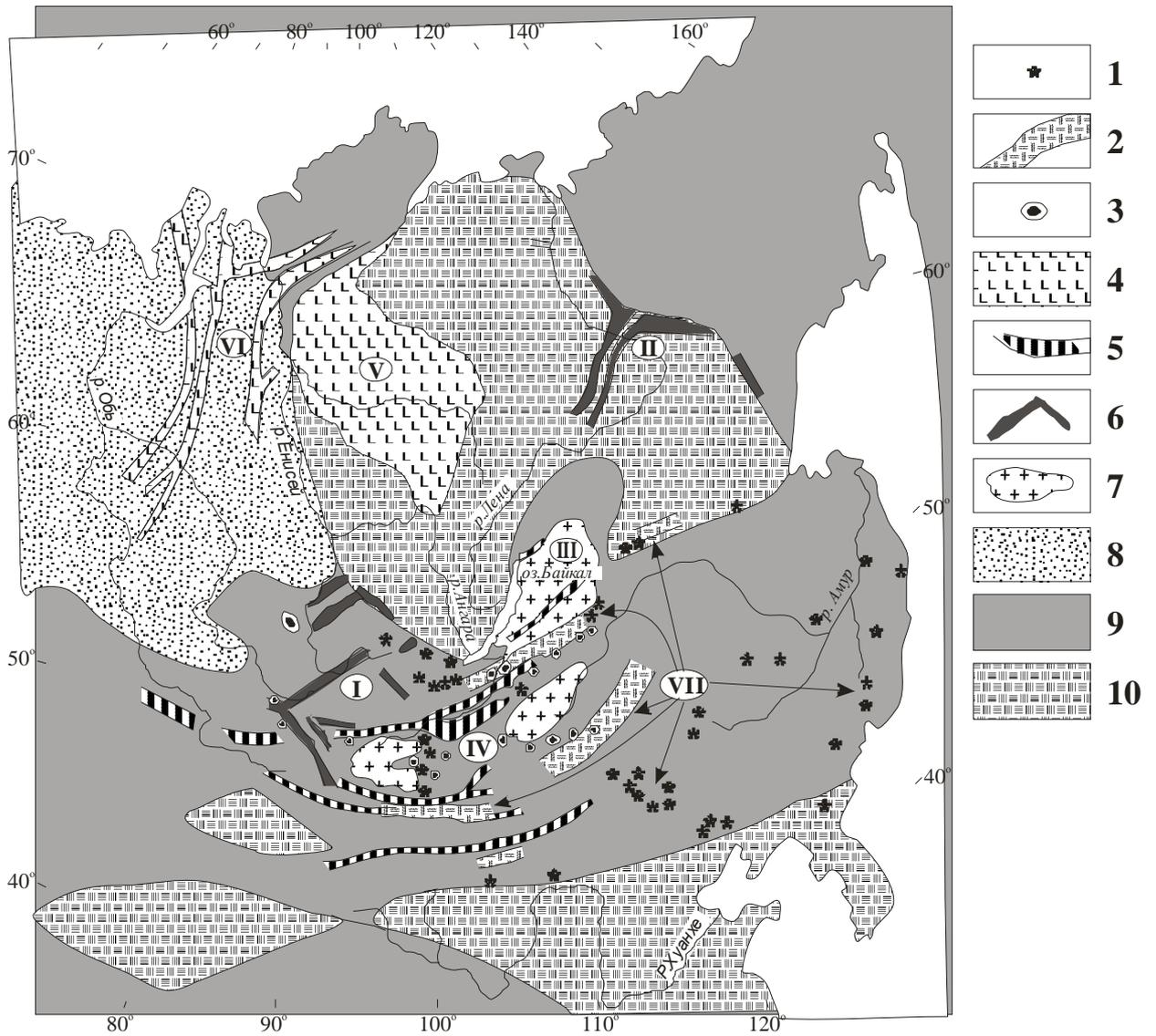


Рис.1. Схема размещения ареалов внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

1-7 - внутриплитные магматические ассоциации: 1 - кайнозойские, 2 - позднемезозойские, 3 - раннемезозойские, 4 - позднепермские-раннетриасовые, 5 - позднепалеозойские - раннемезозойские Центрально-Азиатской рифтовой системы, 6 - девонские, 7 - гранитные батолиты, 8 - Западно-Сибирская плита, 13 - складчатые пояса, 14 - платформы.

Внутриплитные магматические области и провинции (цифры в кружках): I - Алтае-Саянская, II - Вилюйская, III - Баргузино-Витимская, IV - позднепалеозойская - раннемезозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы, V - Сибирская трапповая, VI - Западно-Сибирской рифтовой системы, VII - позднемезозойская - кайнозойская Центральной и Восточной Азии

Среднезими́нский, Жидойский массивы) окраин кратона. К этой же цепи проявлений внутриплитной активности относится Олоkitский грабен с платобазальтовыми и контрастными базальт-риолитовыми ассоциациями, интрузиями габбро-диабазов и расслоенных габбро, а также многочисленные пояса диабазовых даек и силлов,

Таблица 1.

Тектонические и магматические события в геологической истории ЦАСП и индикаторные для них магматические ассоциации

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ	Внутриплитный режим
Поздний рифей (1000-650)		<p><i>Океанический сегмент:</i> Энсиматические и энсиалические островные дуги (офиолитовые пояса): базальтовые, андезит-дацит-риолитовые ассоциации, тоналиты, гранодиориты, граниты [1020, 790, 736, 663]</p> <p><i>Континентальный сегмент:</i> Магматические пояса окраинно-континентального типа в Тувино-Монгольском, Центральном-Монгольском, Баргузинском микроконтинентах. Дифференцированные вулканические ассоциации, интрузии основных пород, гранитоиды нормальной и повышенной щелочности [850-700]</p>	<p>Распад Родинии. Формирование дайкового пояса Франклин в зоне раскола Сибири и Лаврентии. Грабенообразование вдоль южного и юго-западного краев Сибирского кратона с поясами базальтовых даек, ультраосновными комплексами с карбонатитами [720-670]. Грабенообразование с бимодальным магматизмом в докембрийских микроконтинентах Тувино-Монгольском, Центральном-Монгольском.</p>
	<i>Распад Родинии, образование Палео-Азиатского океана</i>		
Венд - кембрий (650-510)	Алтай, Саяны, Кузнецкий Алатау, Северная Монголия, Забайкалье		
	<p>Океанические острова и океанические лавовые плато: высокоTi и субщелочные базальты, карбонатиты в офиолитовых комплексах [570-510]</p>	<p><i>Океанический сегмент:</i> Энсиматические островные дуги (офиолитовые пояса): пикрит-базальтовые, базальт-андезитовые ассоциации, массивы расслоенных габбро [650, 570, 545, 530]</p>	<p>Автономные проявления щелочного магматизма в пределах Тувино-Монгольского массива: щелочные и нефелиновые сиениты Батагольского массива [521 -530]</p>

Таблица 1 (продолжение).

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент	
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ	Внутриплитный режим	
Поздний кембрий – ордовик (510-450)	<i>Аккреция докембрийских микроконтинентов, позднеприверейских-кембрийских островных дуг и внутриокеанических островов, образование каледонского супертеррейна [500-480]</i>			
		Метаморфизм [510-490], коллизионные и постколлизионные гранодиорит-гранитные батолиты [500-440] в пределах Алтая, Саян, Северной Монголии, Забайкалья	Заложение Алтае-Саянской горячей точки мантии. Грабенообразование, массивы расчлененных габбро [500-465], нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов [510-460] в Тувино-Монгольском террейне, тералитов, фойяитов и карбонатитов в Кузнецком Алатау [510].	
Силур-девон (450-360)	<i>Коллизия каледонского супертеррейна и Сибирского кратона, образование Сибирского (Северо-Азиатского) палеоконтинента [450 - 410]</i>			
	Океанические острова и океанические лавовые плато: высокоті и субщелочные базальты офиолитовых комплексах Южно-Монголь-ских герцинид [силур - девон]	Океанический сегмент: Энцимагические островные дуги (офиолитовые пояса) Южной Монголии [450-400]: Базальтовые, и андезит-дацитовые ассоциации, габброиды, габбро-диориты, тоналиты Континентальный сегмент: Алтайская активная континентальная окраина (АКО): Гранодиорит-гранитные и гранитные ассоциации, базальт-андезитовые и андезит-дацит-риолитовые ассоциации [440-360]	Саяно-Алтайская горячая точка мантии. Образование систем грабенов и впадин в Алтае-Саянской области и Северо-Западной Монголии: щелочные габброиды [440-360], щелочные сиениты и граниты [450-370], бимодалльные базальт-трахит-риолит-командитовые ассоциации [420-410, 400-380]	

Таблица 1 (продолжение).

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных гранит	Внутриплитный режим
Поздний девон - ран- ний карбон	<i>Коллизия Северо-Азиатского палеоконтинента и островных дуг герцинского палеоокеана, консолидация герцинского мобильного пояса: метаморфизм, складчатость [350±10]</i>		
Карбон- пермь (340-250)		<p><i>Океанический сегмент:</i> Энсиматические островные дуги (офиолитовые пояса) Монголо-Охотского [320] и Солонкерского [С₃-Р₁] бассейнов</p> <p><i>Континентальный сегмент:</i> Южно-Монгольская АКО Северо-Азиатского палеоконтинента (С₁-С₂): андезитовые, андезит-дацит-риолитовые, риолит-трахириолитовые вулканические и гранодиорит – гранитные и монцонит-граносиенит-гранитные плутонические ассоциации</p>	Сибирская горячая точка мантии на АКО: гранодиорит-гранитный Ангаро-Витимский батолит [330-290] и обрамляющие его Сыннырская и Удино-Витимская рифтовые зоны со щелочными гранитами и сиенитами, щелочными габброидами, карбонатитами [310-280]
		<p>Позднекаменноугольная - раннепермская Монголо-Забайкальская АКО: андезитовые, андезит-дацит-риолитовые и трахириолитовые вулканические и гранит-лейкогранитовые и монцонит – граносиенитовые плутонические ассоциации [300-270].</p>	Монгольская горячая точка мантии на АКО: формирование Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны с бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями, щелочными и Li-F гранитами [305-285]
	<i>Коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов и закрытие Центрально-Азиатского палеоокеана [около 280-250]</i>		
		Монгольская горячая точка мантии в коллизонной зоне АКО: гранодиорит-гранит-лейкогранитовый Хангайский батолит [270-250] в обрамлении рифтовых зон Гоби-Алтайской [270-260] и Северо-Монгольской [265-250] с бимодальным базальт-комендитовым и щелочно-гранитным магматизмом.	

Таблица 1 (окончание).

Эпохи (интервалы в млн. лет)	Океанический сегмент		Внутриплитный режим	Континентальный сегмент
	Внутриплитный режим	Режим конвергентных границ		
Триас – ранняя юра (240-190)	<i>Коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов в западной части Монголо-Охотского пояса [230 – 190 млн. лет]</i>			
		Окраинно-континентальные вулканические пояса и гранодиорит-гранитные, лейкогранитовые и граносиенитовые ассоциации по обрамлению Монголо-Охотского прогиба	Монгольская горячая точка мантии в коллизионной зоне Монголо-Охотского прогиба: гранодиорит-гранитный Хентейский батолит [220-200] в обрамлении Западно-Забайкальской и Северо-Монголь-ской рифтовых зон со щелочными и Li-F гранитами, базальтовыми и бимодальными базальт-командитовыми ассоциациями [230-195]	
Поздний мезозой (170-70)	Завершение коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского бортов Монголо-Охотского прогиба			
		Краевые вулканические пояса в обрамлении Монголо-Охотского прогиба, гранитоиды Ундино-Станового батолита [150-120], краевые вулканические пояса Б. и М. Хингана	Центрально-Азиатское горячее поле мантии и его горячие точки - рифтовые области: Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская, Южно-Хангайская, Алданская с бимодальными базальт-командитовыми, карбонатитовыми и щелочно-базальтовыми ассоциациями, щелочными сиенитами, онгонитами, Li-F и щелочные гранитами [160-70]	
Ранний кайнозой (60-30)	Ограниченная магматическая активность в Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской внутриплитных магматических областях: меланефелиниты, базаниты, базальты			
Поздний кайнозой (<30)	Активизация Центрально-Азиатского горячего поля мантии			
				Многочисленные вулканические области в Центральной и Восточной Азии: субщелочные и щелочные базальты

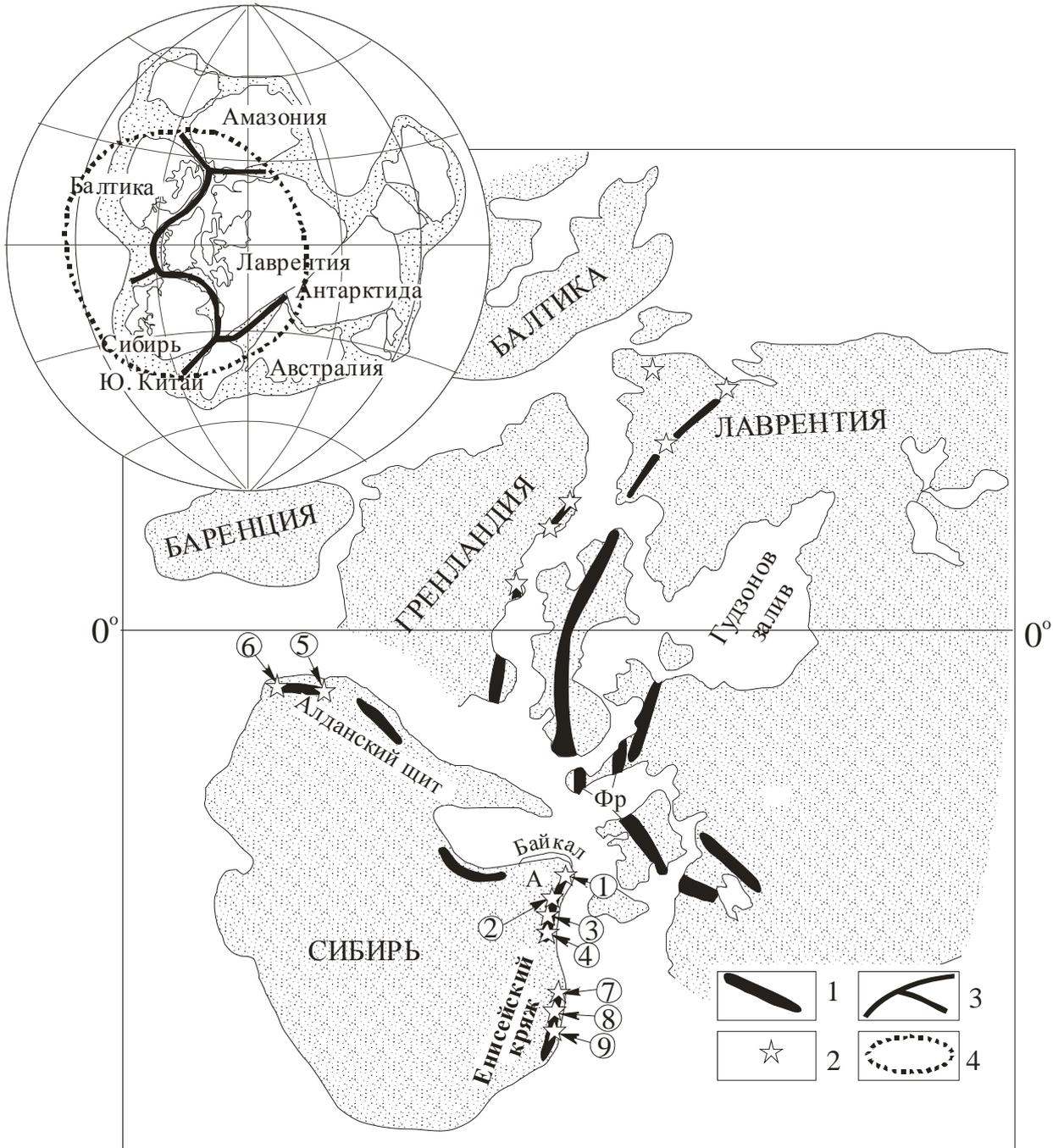


Рис.2. Схема проявления рифейского внутриплитного магматизма в пределах Сибирского и Лаврентийского кратонов по [39].

1 – 2 - магматические проявления: 1 - позднерифейские – вендские, в том числе дайковый пояс Франклин (Фр), 2 – ультраосновные комплексы с карбонатитами, данные для Лаврентии по [66], 3 – линии раскола суперконтинента Родиния, 4 - проекция суперплюма
 Ультраосновные комплексы с карбонатитами (номера в кружках): 1 – Жидойский, 2 – Большезиминский, 3 – Среднезиминский, 4 – Большетагнинский, 5 – Арбарастахский, 6 – Инглийский, 7 – Среднетатарский, 8 – Татарский, 9 – Кийский.

сформировавшиеся около 700 млн. лет, например, в Шарыжалгайском выступе Сибирской платформы, в Тувино-Монгольском массиве и в центральных участках Алдана [25, 31, 33,

37]. В целом, вдоль Алдано-Прибайкальского края кратона зона соответствующего магматизма распространилась в виде пояса протяженностью более 2000 км. Очевидно, что как по этому параметру, так и по составу пород и их возрасту Сибирский и Лаврентийский пояса позднерифейского внутриплитного магматизма полностью отражают друг друга, что позволяет рассматривать их в качестве трассеров крупнейшего транслитосферного раскола, разделившего в интервале 720-650 млн. лет Сибирь и Лаврентию.

Венд – кембрий. В результате распада Родинии Сибирский кратон оказался перемещенным в ту часть Мирового океана (Панталассы), структуры которой в дальнейшем сформировали Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) и которая поэтому определяется как Палео-Азиатский океан. Для нас важно то, что развитие этого океана происходило при широком участии внутриплитных процессов, приведших к образованию в его пределах океанических островов типа Гавайских и океанических лавовых плато типа Онтонг-Ява. Фрагменты соответствующих образований представлены пакетами высокоTi субщелочных базальтов, участвующих в виде аллохтонных пластин в строении большинства офиолитовых зон каледонид (табл.1). Такие породы были установлены в Монголии (Озерная, Баян-Хонгорская, Джидинская зоны) [1, 17, 43], Алтае-Саянской области (зоны Таннуола-Каахемская [63] и Кузнецкого Алатау [30], Восточного Забайкалья (Кулиндинская и другие зоны [9], то есть по всей площади каледонид. Возраст офиолитов определяется в диапазоне 570 – 530 млн.

Поздний кембрий – ордовик. Наиболее важным событием этого времени стала аккреция докембрийских микроконтинентов и позднерифейских-кембрийских островных дуг (табл.1), приведшая в интервале 500-480 млн. лет к образованию раннекаледонского супертеррейна [42]. Причиной аккреции, на наш взгляд, стало столкновение указанных структур с системой внутриокеанических островов и (или) лавовых плато Палео-Азиатского океана. Аккреция сопровождалась проявлениями внутриплитного магматизма в структурах новообразованного супертеррейна. Так, в пределах Тувино-Монгольского массива к синаккреционным (синметаморфическим) относятся нефелиновые сиениты и нордмаркиты Батагольского (520 млн. лет, наши неопубликованные данные) массива в Восточном Саяне, щелочные сиениты и граниты Джаргалантского (490 млн. лет) и субщелочные и щелочные граниты Хормунгского (495 млн. лет) массивов [20] в хр.Сангилен, а также сподуменовые гранитные пегматиты Соль-Бельдыра (494 млн. лет, наши Rb-Sr неопубликованные данные) в центральном Сангиле. В пределах Кузнецкого Алатау им соответствует щелочные породы с карбонатитами (510 млн. лет) [6]. На постаккреционной стадии щелочные (Арысканский массив) и литий-фтористые граниты проявились в восточной части Тувино-Монгольского массива и Восточного Саяна [21, 25], в хребтах Хамар-Дабана (Быстринский массив) [22]. К внутриплитным относятся также массивы высокотитанистых субщелочных расслоенных габбро, такие как Бэлтесгольский (480±15 млн. лет) и Башкымугурский (465 млн. лет) с дайками камптонитов (445 млн. лет) и другие [4]. Столь широкое участие внутриплитных магматических пород на син- и постскладчатой стадиях становления Алтае-Саянской части каледонского супертеррейна связывается с перекрытием этим террейном одной из горячих точек палеоокеана [36].

Силур – девон. В эту эпоху в пределах Палео-Азиатского океана была заложена новая генерация островных дуг, которая в последствии была преобразована в герциниды ЦАСП, а также формировались океанические острова (горячие точки мантии), фрагменты которых, представленные субщелочными высокоTi базальтами участвуют в строении офиолитовых комплексов [53]. К началу этой эпохи относится также косая коллизия (по разлому трансформного типа не сопровождавшаяся метаморфизмом и коллизионным магматизмом) раннекаледонского супертеррейна и Сибирского кратона в единый

Сибирский континент. В пределах этого континента на протяжении эпохи возникло две крупные области внутриплитного развития - Алтае-Саянская и Виллюйская.

Алтае-Саянская область охватывает территории Минусинских котловин, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью 500×700 км. Эта область давно известна как территория, на которой распространены многочисленные массивы основных и щелочных пород, а также впадины и грабены, выполненные вулканическими щелочными и субщелочными породами [26, 46]. В соответствии с возрастом впадин традиционно считалось, что эти магматические породы возникли в раннем - среднем девоне. Однако, как было показано выше, породы внутриплитной специфики формировались в пределах этой территории уже в ордовике, начиная с аккреционной стадии развития региона. Максимум активности в области пришелся на ранний девон, когда возникли многочисленные впадины и грабены (Минусинских, Тувинского и Делюноюстыдского прогибов). Рифтогенез сопровождался излияниями преимущественно базальтов, трахибазальтов и тефритов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов, а также тнэрузиями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. К концу девона магматическая активность резко сократилась.

По-видимому, развитие области было сопряжено с образованием тройной системой грабенов. По крайней мере, в раннем девоне были сформированы две системы грабенов, сочленяющиеся под углом около 100°. Одну из них представлял Тувинский прогиб, который прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии более 500 км и который заложился как вулканический рифт с мощной продольной системой базальтовых даек. Другую систему образовали девонский Делюно-Юстыдский черносланцевый прогиб и сопровождавшие его вулканические грабены, протянувшиеся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км. Третья ветвь предположительно открывалась на запад – северо-запад в сторону палеоокеана.

Виллюйская область охватила значительные пространства современной восточной окраины Сибирской платформы, где в среднем палеозое возникла сложная система рифтовых зон. Наиболее ранние магматические события здесь датируются поздним силуром [7]. Они происходили на фоне роста сводового поднятия в центральной части области и характеризовались высокощелочным составом изверженных пород. Последние представлены тефритами, трахибазальтами, трахитами, фонолитами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющими к восточному краю Сибирской платформы и Сетте-Дабану. Фаза наивысшей тектонической и магматической активности пришлась на средний и поздний девон [7], когда сводовое поднятие было расчленено тройной системой рифтов. Одновременно с расколом произошли платоизлияния субщелочных и толеитовых базальтов. Излияния чередовались с осадконакоплением, в результате чего в грабенах были сформированы многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи. За время формирования области было извергнуто большое количество магматических продуктов. Только в Виллюйском поясе грабенов их объем оценивается более чем в 100000 км³ [7].

Поздний палеозой - ранний мезозой Интервал между 350 и 190 млн. лет в истории Сибирского континента ознаменовался, прежде всего, аккрецией среднепалеозойских островных дуг Палео-Азиатского океана к континенту, в результате которой территория последнего была наращена поясом герцинских структур (табл.1).

Наиболее эффективным проявлением внутриплитной активности этого времени стало образование гигантской внутриплитной провинции, объединившей трапповую область Сибирской платформы и рифтовую систему Западной Сибири [10]. Траппы распространены на площади свыше 1500000 км², а их объем оценивается в 1,5×10⁶ км³. Время их формирования оценивается в очень узком интервале между 249 и 248 Ма. К

началу триаса (около 249 Ма) по многочисленным данным Аг-Аг датирования [2] относится также образование вулканических толщ Западно-Сибирской рифтовой системы.

Одним из ключевых событий эпохи стало образование позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии [37, 46]. Рифтогенез последовал за аккрецией герцинских структур и начался в позднем карбоне в поле герцинид вблизи края континента и затем на протяжении перми распространился вглубь континента. Рифтовая система представлена поясом субпараллельных рифтовых зон, выполненных бимодальными базальт-комендитовыми и базальт-пантеллеритовыми ассоциациями, а также контролирующими распределение многочисленных массивов щелочных гранитов и сиенитов. Эти образования прослеживаются более чем на 3000 км при ширине до 600 км через территории Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, включая Тарим, и Восточного Казахстана. Как уже отмечалось, формирование рифтовой системы сопровождалось смещением во времени зон рифтогенеза от края континента (310-290 млн.лет назад, Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона) вглубь его (270 млн лет Гоби-Алтайская, 265 – 249 млн. лет - Северо-Монгольская рифтовые зоны) примерно на 700 км. На начальной стадии формирования рифтовой системы возник также Баргузино-Витимский зональный магматический ареал с Сыннырской и Удино-Витимской рифтовыми зонами и центральным Ангаро-Витимским батолитом.

Завершение развития Центрально-Азиатской рифтовой системы произошло в раннем мезозое в интервале 230-185 млн.лет. В это время при участии процессов рифтогенеза возник зональный Монголо-Забайкальский магматический ареал (табл.1), имевший зонально симметричное строение, напомилавшее строение позднекаменноугольного Баргузино-Витимского и пермского Хангайского ареала [18, 19, 47]. Ядро ареала представляет Хентей-Даурский батолит, возраст которого оценивается в 225 – 195 Ма [47]. По периферии ареала возникли Западно-Забайкальская и Северо-Гобийская рифтовые зоны (северный борт ареала), сформированные в том же интервале времени 200 - 230 млн. лет [18].

К рубежу 190 млн. лет по всей территории Северной Азии внутриплитная активность резко сократилась, обозначив тем самым окончание позднепалеозойской - раннемезозойской эпохи.

Поздний мезозой – ранний кайнозой. Эта эпоха охватила около 150 млн. лет геологической истории региона с конца средней юры (~170 млн. лет) и до начала миоцена (~25 млн. лет). В это время [40] в пределах Монголо-Забайкальской части ЦАСП, удаленной от активных границ Азиатского континента более чем на 1000 км, возникли Восточно-Монгольская, Западно-Забайкальская, Южно-Хангайская и Центрально-Алданская изолированные друг от друга рифтовые области (табл.1). Размеры этих областей составляют ~ 50 – 100 тыс. км². В их строении наряду с преобладающими платобазальтами развиты вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также распространены небольшие и редкие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов [35].

Позднекайнозойская эпоха (<25 млн. лет) связана с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии и происходившей практически в центральных участках Северо-Азиатского континента. В это время произошло оживление магматической деятельности в Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областях, где возникли крупные лавовые плато (Витимское, Центрального Хангая, Удоканское) и многочисленные иные проявления вулканизма. В это же время сформировались новые вулканические области, такие как Южно-Байкальская, Дариганга, Хануобинская и другие [40]. Для наиболее хорошо изученной среди них Южно-

Байкальской вулканической области установлено многоэтапное развитие с прохождением через этап формирования в ее пределах трехлучевой системы грабенов [36]. Продукты вулканизма представлены исключительно породами основного состава – субщелочными (гавайитами и калиевыми трахибазальтами) и щелочными (тефритами, фонотефритами и базанитами).

Таким образом, анализ геологической истории ЦАСП показывает, что на всем ее протяжении формирование структуры пояса происходило при непрерывном взаимодействии литосферы с мантийными плюмами. Результатом этого взаимодействия стала уникальная по продолжительности магматическая активность в регионе, не прекращавшаяся на протяжении всего фанерозоя и формировавшаяся с конца позднего палеозоя почти исключительно в связи с деятельностью горячих точек мантии (см. табл.1). В частности, продуктами этой активности стали гигантские батолиты и многочисленные массивы нормальных гранитов, участвующие в строении зональных магматических ареалов и рифтовых зон, возникновение которых обычно связывается с режимом деструктивных или коллизионных границ литосферных плит. Появление этих образований в областях горячих точек указывает на то, что тепловое и вещественное воздействие плюмов на литосферу распространялось вплоть до нижних и средних горизонтов коры и способствовало ее анатектическому плавлению.

Состав и эволюция внутриплитного магматизма ЦАСП

Отмечаемая стадийность в развитии внутриплитного магматизма ЦАСП отражает менявшиеся условия взаимодействия литосферы ЦАСП, скорее всего, с разными мантийными плюмами. Их вещественные характеристики мы оценим на основе данных о продуктах базитового магматизма, участвовавших в формировании разновозрастных внутриплитных областей, и на этой основе рассмотрим эволюционные тенденции в изменении состава мантийных плюмов во времени. В табл.2 приведены средние составы основных пород разновозрастных внутриплитных областей ЦАСП и для сравнения некоторых других областей Северной Азии. Они отражены также на графиках (рис.3), на которых нормировка проведена по составу ОИВ, выбранного в качестве эталона для характеристики внутриплитных базитов.

Геохимическая характеристика. Позднерифейская эпоха. В строении ЦАСП наиболее ранними стали позднерифейские внутриплитные ассоциации с возрастом около 700 млн. лет. Среди них преобладают два типа ассоциаций – ультраосновные-щелочные с карбонатитами, образующие центральные магматические комплексы и базитовые, слагающие протяженные дайковых поясов [14, 39]. Базиты этих ассоциаций отвечают толеитовой серии и характеризуются невысокими содержаниями TiO_2 (<1,5%), более редкими являются субщелочные высоко-Ti базальты [33]. На графике (рис.2-R₃) приведены данные [31] по позднерифейским диабазам Шарыжалгайского дайкового пояса, которые условно были разделены на две группы составов в соответствии с содержанием TiO_2 больше или меньше 1%. Породы с более низким содержанием TiO_2 имеют и более низкие содержания несовместимых элементов, что вероятно отражает вариации степени плавления мантийного субстрата при формировании пород дайкового пояса. Для сравнения на графике приведен средний состав диабазов трансконтинентального дайкового пояса Франклин [55]. Данные по содержанию несовместимых элементов показывают, что диабазы обоих поясов близки к составу E-MORB. По сравнению с последними они более богаты K, Rb, Ba. Они относительно обеднены Nb и в меньшей степени Zr и Hf. Подобное сходство составов пород обоих дайковых поясов подтверждает представление об их принадлежности к единому мантийному источнику, участвовавшему в расколе Лавразии на Лаврентийский и Сибирский кратоны [62].

Таблица 2.

Средние составы основных пород разновозрастных внутриплитных областей ЦАСП и некоторых других регионов

Эпохи и области магматизма									
Эпохи	Кайнозойская			Позднемезозойская			Поздне PZ – Ранне MZ		
Элементы	KZ ₂ *, (Ю-Б)**	KZ ₂ , (Ю-Х)	KZ ₁ , (З-З)	K ₂ , (Ю-Х, 3-3)	K ₁ , (Ю-Х, 3-3)	J ₃ -K ₁ (Ю-Х, 3-3)	MZ ₁ (ВМ- Заб)	P ₂ (С- М)	P ₁₋₂ (Г-А)
Li	8,1	9,5	10,6	14,6	32,4	23,5	20,6	27,0	17,2
Be	2,2	2,1	3,0	3,3	3,7	3,5	2,6	2,1	1,2
Sc	16	16	22	17	14	16	18	5	7
Ti	13928	12913	17592	10137	9532	9835	11552	10966	9816
P	2663	3012	3580	4169	5589	4879	3515	3197	2471
Cr	150	171	230	103	74	88	78	107	115
Co	45	40	58	33	29	31	29	34	32
Ni	119	92	197	67	50	58	44	59	69
Cu	37	31	74	43	37	40	25	30	
Zn	121	122	136	133	139	136	111	91	
Ga	22	22	26	20	29	25	20	19	15
Rb	21	30	35	34	55	44	36	41	29
Sr	731	857	915	1106	1415	1260	762	859	660
Y	20	18	26	25	24	25	33	29	25
Zr	201	218	279	228	299	263	246	236	235
Nb	45	45	73	37	30	33	15	15	17
Cs	0,2	0,5	0,5	1,1	1,7	1,4	1,4	3,9	2,2
K	15600	22487	12032	17679	27134	22407	17959	15525	14364
Ba	354	593	558	1034	1360	1197	769	958	694
La	26,3	30,9	47,5	55,7	68,1	61,9	35,7	29,9	20,8
Ce	54,3	63,5	100,9	110,2	134,2	122,2	81,1	67,5	43,0
Pr	6,8	7,8	11,7	14,3	16,2	15,2	10,4	8,7	4,8
Nd	28,6	34,6	46,8	50,2	60,9	55,5	42,6	38,1	23,8
Sm	6,3	8,0	9,2	9,2	10,2	9,7	8,5	7,9	5,8
Eu	2,0	2,2	2,8	2,7	2,8	2,7	2,3	2,4	1,7
Gd	6,0	6,1	8,6	7,5	8,0	7,8	7,8	6,2	5,4
Tb	0,9	0,8	1,1	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0	0,9
Dy	4,4	3,8	5,6	5,1	4,8	5,0	6,4	5,2	4,8
Ho	0,8	0,7	0,9	0,9	0,8	0,9	1,3	1,0	0,9
Er	1,9	1,7	2,3	2,4	2,2	2,3	3,4	2,9	2,6
Tm	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4
Yb	1,3	1,2	1,7	2,0	1,8	1,9	3,0	2,5	2,7
Lu	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4
Hf	4,4	4,6	5,7	5,7	7,1	6,4	5,9	4,3	4,9
Ta	2,4	2,4	3,7	1,9	1,3	1,6	0,8	0,5	0,6
Pb	2,5	4,2	3,7	10,3	15,8	13,0	10,3	8,9	9,7
Th	2,6	4,3	6,1	3,5	4,3	3,9	3,1	1,7	2,0
U	0,7	1,2	1,2	1,3	1,2	1,3	1,0	0,7	0,6
La/Yb _{ОИБ}	1,10	1,51	1,63	1,62	2,20	1,89	0,70	0,70	0,44

Таблица 2 (продолжение).

Эпохи и области магматизма									
Эпохи	Поздне PZ – Ранне MZ					Ранне-среднепалеозойская			
Элементы	C ₃ -P ₁ (Г-Т)	C ₃ -P ₁ (У-В)	PZ ₃ , (ЦАСП)	P ₂ /T ₁ , траппы	PZ ₂ , офиолиты ВЗ	D, (А-С)	PZ ₁ , (А-С)	PZ ₂ (Вил)	PZ ₂ , (А-С)
Li	16,3	24,5	20,2	9,0		22,0	22,6	15,4	7,4
Be	1,5	1,7	1,6	1,3		2,8	3,0	1,1	1,1
Sc	11	22	8	34	35,5	25,2	25,9	30,2	25,7
Ti	7795	8167	9526	9712	16080	15085	16533	12793	14069
P	2333	2792	2667	1300	8055	2536	2381,0	1477	1650
Cr	96	96	106	150	81,0	55,7	48,1	64,4	25,3
Co	24	42	30	40	29,0	39,8	37,6	41,0	36,8
Ni	60	100	63	100	40,0	68,2	51,1	39,7	27,1
Cu		40	30	85		68	62,2	103,6	53
Zn		98	91	100		253	310,6	67,0	103
Ga	15	20	16			27	27,0	18,9	18
Rb	23	32	31	28	37	19	22,8	21,2	21
Sr	612	1030	710	360	330	540	517,9	361,4	618
Y	20	19	24	27	48	31	40,5	30,7	25
Zr	160	94	210	205	295	229	302,8	205,5	73
Nb	9	9	14	16	32	22	24,1	24,5	17
Cs	1,5	1,3	2,5			0,3	0,3	0,3	0,9
K	14719	13739	14869	11954	19749	12503	11826,5	8593,0	9000
Ba	491	798	715	455	507	546	531,0	241,8	367
La	18,9	23,4	23,2	22,0	31,5	27,6	30,6	34,1	20,8
Ce	42,9	53,6	51,1	49,0	62,0	59,0	70,4	71,2	46,1
Pr	4,9	6,5	6,1	6,5		9,1	9,4	8,2	6,1
Nd	24,2	28,5	28,7	25,1	31,5	33,6	39,3	32,8	26,7
Sm	5,3	5,6	6,3	5,8	8,6	8,7	9,7	6,9	5,8
Eu	1,6	1,8	1,9	1,7	2,5	2,6	2,9	2,0	1,8
Gd	4,1	5,0	5,2	5,7	5,9	7,6	9,1	6,8	5,4
Tb	0,7	0,7	0,9	0,9	1,0	1,2	1,4	1,1	0,9
Dy	3,6	3,7	4,5	6,1		7,3	7,5	6,1	4,6
Ho	0,7	0,7	0,9	1,1	1,3	1,4	1,5	1,2	0,9
Er	2,0	1,9	2,5	3,2		3,8	3,9	3,2	2,4
Tm	0,3	0,3	0,4	0,4	0,7	0,6	0,6	0,5	0,3
Yb	2,2	1,8	2,5	2,8	4,4	3,0	3,8	2,8	2,1
Lu	0,3	0,2	0,4	0,4	0,6	0,4	0,5	0,4	0,3
Hf	3,8	2,0	4,3	4,0	7,9	5,8	6,9	5,1	1,8
Ta	0,5	0,4	0,5		1,9	1,8	1,5	1,4	0,9
Pb	6,1	6,0	8,2	6,4	8,5	34,6	37,7	0,9	6,5
Th	1,9	3,0	1,9	2,8	5,3	3,1	4,6	2,3	1,8
U	0,7	0,6	0,7	0,8	1,8	1,1	1,2	0,7	0,5
La/Yb _{ОИБ}	0,50	0,71	0,55	0,46	0,42	0,54	0,47	0,72	0,77

Таблица 2 (окончание).

Эпохи и области магматизма				
Эпохи	Венд - кембрийская		Позднерифейская	
Элементы	ВысокоTi офиолиты (O3)	ВысокоTi офиолиты (B3)	Дайки (Шж)	Дайки, серия Франклин
Li	12,2			13,6
Be				
Sc	27,2	46,5	27,5	
Ti	13130	14340	4620	8160
P	1324	1223	607	742
Cr	34,3	148,8	452,1	
Co	40,0	39,3	61,2	
Ni	17,6	44,2	207,7	
Cu	61			
Zn	103			
Ga	20			
Rb	8	17	9	13
Sr	440	258	143	216
Y	34	40	16	
Zr	148	165	33	95
Nb	7	12	3	6
Cs	0,3			
K	7183	6970	3532	4705
Ba	303	81	113	130
La	14,6	10,9	5,8	6,3
Ce	34,0	23,6	12,0	15,9
Pr	4,3		1,6	
Nd	23,4	17,9	6,8	10,8
Sm	5,9	6,1	1,7	3,3
Eu	1,9	1,8	0,6	1,3
Gd	6,7	7,4	2,1	
Tb	1,0	1,3	0,4	0,7
Dy	6,3		2,5	
Ho	1,2	1,9	0,6	
Er	3,4		1,8	
Tm	0,5	0,7	0,3	
Yb	3,8	4,2	1,9	2,2
Lu	0,4	0,6	0,3	0,3
Hf	3,9	4,4	1,0	2,1
Ta	0,5	0,7	0,4	
Pb	2,0	8,5	2,3	1,6
Th	1,5	1,5	0,4	1,1
U	0,4	0,7	0,1	0,2
La/Yb_{OIB}	0,23	0,49	0,18	0,17

Примечание к таблице 2. * возрастные группы; ** магматическим области и зоны: Ю-Б - Южно-Байкальская, Ю-Х - Южно-Хангайская, З-З - Западно-Забайкальская, ВМ-Заб - Восточно-Монгольская -Забайкальская, С-М - Северо-Монгольская, Г-А - Гоби-Алтайская, У-В - Удино-Витимская, ЦАСП - в целом для территории ЦАСП, траппы - Сибирская трапповая провинция, ВЗ - Восточное Забайкалье, А-С - Алтае-Саянская, Вил. - Вилуйская, ОЗ - Озерная зона, ШЖ - Шаражылгайский блок.

Венд-кембрийская эпоха. Комплексы пород океанической стадии представлены в структурах ЦАСП многочисленными поясами раннекаледонских офиолитов, сформированными в интервале 570 – 510 млн. лет. Среди них особую группу представляют высокоTi и субщелочные базальты. В таблице 2 и на (рис.3-V-E) использованы данные по соответствующим породам венд-кембрийских офиолитовых зон Западной и Центральной Монголии [17, 43] и Восточного Забайкалья [9]. Базальты разных регионов близки по составу и характеризуются спектрами распределения несовместимых элементов, которые на графике занимают промежуточную позицию между составами OIB и E-MORB. По сравнению с базальтами E-MORB они обладают систематически более высоким содержанием всех элементов при относительном обогащении K, Ba, Rb и легкими РЗЭ и несколько пониженном содержании Nb и Ta. В целом геохимические характеристики этих пород позволяет сопоставлять их с базальтами океанических островов и океанических лавовых плато. Наличие таких пород в строении большинства каледонских офиолитовых зон ЦАСП свидетельствует о формировании каледонид в секторе Земли, развивавшимся под влиянием мантийных источников, промежуточных между источниками OIB и E-MORB.

Ранне-среднепалеозойская эпоха. В интервале между 500 и 350 млн. лет в пределах Сибирской платформы и ее каледонского складчатого обрамления образовалось две крупные внутриплитные области Алтае-Саянская и Вилуйская. Несмотря на пространственную разобщенность обеих провинций, составы участвующих в их строении основных пород характеризуются большим сходством. Среди вулканитов преобладают высокоTi базальты с содержанием TiO₂ до 5%. Породы характеризуются повышенным содержанием K₂O (в среднем >1%), P₂O₅ (>0,4%) и пониженным MgO (<6%). На графике (рис.3) базальты обеих провинций имеют большое сходство составов. Характер распределения в них несовместимых элементов близок к таковому в базальтах OIB-типа (рис.2-PZ₁₋₂). Отличия связаны с относительно пониженным содержанием в этих породах Nb, Ta, Sr, P и Hf по отношению к Zr, а также обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких.

Позднепалеозойская – раннемезозойская эпоха стала временем формирования Центрально-Азиатской рифтовой системы. За пределами ЦАСП в эту эпоху возникли Сибирская трапповая и Западно-Сибирская рифтовая области. Магматизм эпохи определили платобазальтовые и бимодальные базальт-комендит-пантеллеритовые ассоциации [37, 49]. Базальты разных областей близки по составу. Они заметно дифференцированы (Mg# от 30 до 65, SiO₂ от 46 до 53%) и характеризуются в среднем невысоким содержанием TiO₂ (<2%) и относительно повышенным содержанием K₂O (>1,5%) и P₂O₅ (>0,6%). Для этих пород характерны резко пониженные содержания Nb и Ta при существенно менее значимом дефиците Zr, Hf и Ti, а также пониженные относительно OIB величины (La/Yb)_{NOIB}=0,45–0,7. Такие же геохимические характеристики типичны для траппов Сибирской платформы и базальтов Западно-Сибирской рифтовой системы [2] (рис.3-PZ₃-MZ₁). Поэтому причину сходства состава проявлений внутриконтинентального позднепалеозойского - раннемезозойского базитового магматизма в Северной Азии, к которым относятся также базальты Центрально-Азиатской рифтовой системы, мы связываем с наличием у них общего мантийного источника с соответствующими геохимическими характеристиками [38].

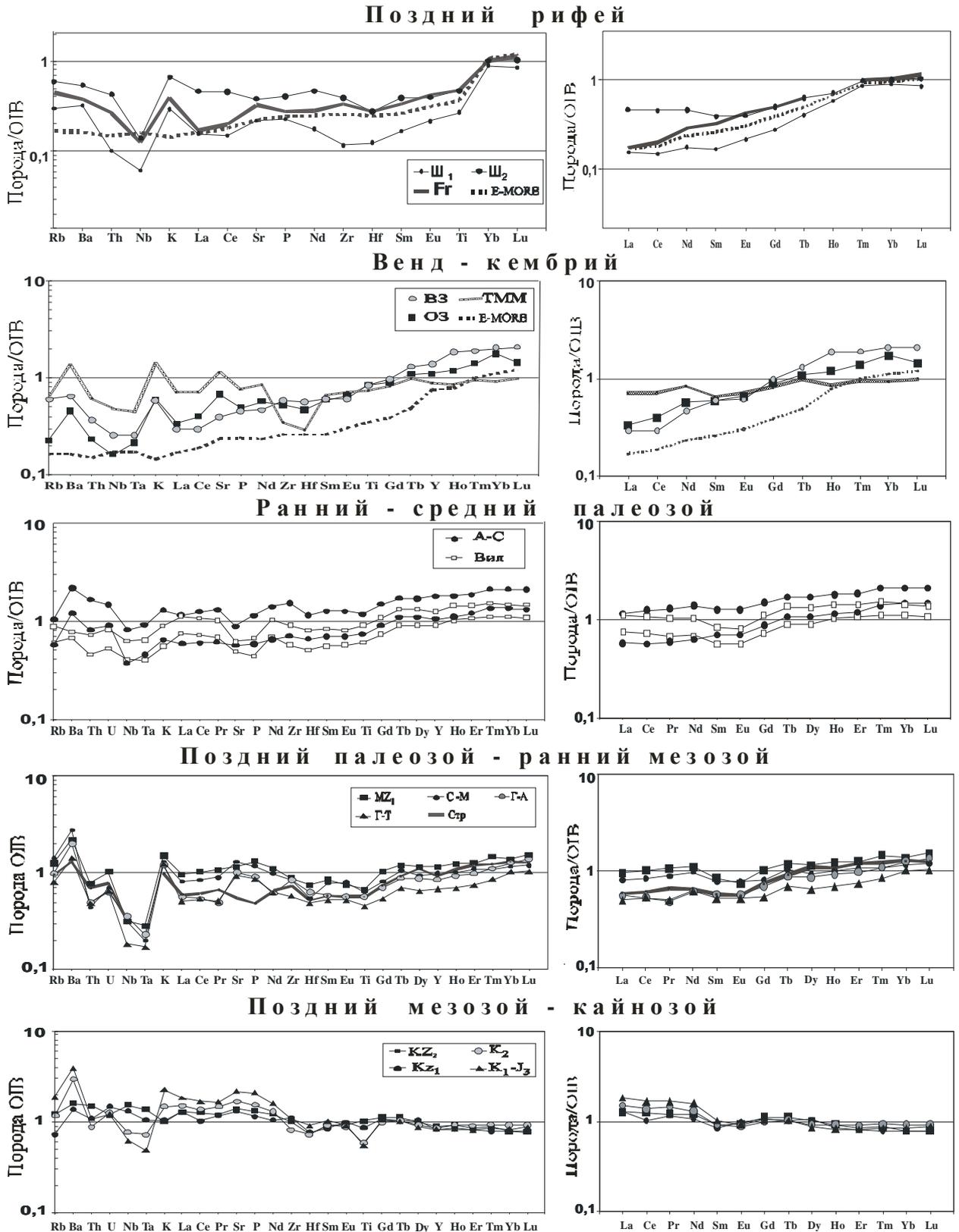


Рис. 3. Спайдерграммы распределения несовместимых и редкоземельных (правая колонка) элементов в средних составах разновозрастных основных пород внутриплитных областей Северной Азии.

Примечания к рис. 3. Средние составы определены на основе данных [5, 9,17, 19, 20, 28, 30, 35, 36, 37, 42, 43, 47, 48, 49, 55] и неопубликованных материалов авторов.

Породы: *позднего рифея* (ряд R): R₁-R₂ – дайки Шарьжалгай (R₁- для пород с TiO₂<1%, R₂ – для пород с TiO₂>1%), R_{Fr} – дайки пояса Франклин по [55], E-MORB по [65]; *венда - кембрия* (ряд V-E): высокоTi (TiO₂>2) базальты из офиолитовых зон: ВЗ – Восточного Забайкалья, ОЗ – Озерной зоны Монголии; *раннего и среднего палеозоя* (ряд PZ₁₋₂): А-С – Алтае-Саянской области, Вил – Вилуйской области; *позднего палеозоя – раннего мезозоя* (ряд PZ₃ – MZ₁): Г-Т – Гоби-Тяньшаньской области, Г-А – Гоби-Алтайской области, С-М – Северо-Монгольской области, MZ₁ – раннемезозойских ассоциаций ЦАСП, траппы – субщелочные базальты из позднепермских – раннетриасовых траппов Сибирской платформы по [2]; *позднего мезозоя – кайнозоя* (ряд MZ₂-KZ): J₃ - K₁ – позднеюрские – раннемеловые, K₂ – позднемеловые, KZ₁ – раннекайнозойские, KZ₂ – позднекайнозойские.

Предполагается, что соответствующие особенности состава пород обусловлены присутствием в плюме рециклированной литосферы с небольшим участием осадков [50].

Позднемезозойская - кайнозойская эпоха связана с деятельностью двух генераций горячих точек, одна из которых возникла в поздней юре и действовала на протяжении всей эпохи (Западно-Забайкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская и Алданская), а вторая сформировалась в позднем кайнозое (Южно-Байкальской, Дариганга, Хануоба и др.). На фоне других эта эпоха выделяется тем, что в течении ее происходили направленные изменения состава основных вулканитов, отвечавшие изменению во времени состава источников магматизма. Как следует из (рис.3 – MZ₂-KZ), трахибазальты поздней юры – раннего мела сохраняют геохимические особенности базитов предыдущей (позднепалеозойской – раннемезозойской) эпохи. Несмотря на то, что в целом они обладают более высоким содержанием всех элементов, особенно легких РЗЭ (La/Yb)_{NOIB}=1,9), тем не менее им свойственны те же особенности состава. В них также отмечаются повышенные содержания Ba, Sr, K (K₂O~3 %), P (P₂O₅~1,3%) и, кроме того, выделяются минимумы в содержании Nb, Ta, Zr, Hf, Ti (TiO₂ < 2%). По сравнению с позднеюрскими - раннемеловыми позднемеловые и раннекайнозойские вулканиты имеют последовательно меньшие содержания K₂O (соответственно 2,3 и 1,5), P₂O₅ (1 и 0,7) и более высокие MgO (5 и 8) и TiO₂ (2,5 и 3). Кроме того, в них происходит последовательное сглаживание как отрицательных (в первую очередь Nb и Ta), так и положительных (Ba, Sr, K, P) аномалий в распределении элементов, которые были присущи базитам позднего палеозоя и мезозоя.

Изотопный состав. На рис. 4 приведены данные о вариациях изотопного состава продуктов внутриплитного магматизма ЦАСП во времени. Прежде всего отметим, что в соответствии с рис. внутриплитная активность в пределах пояса практически не прерывалась на протяжении по крайней мере 500 млн. лет. Во времени изотопные составы характеризуются кластерным распределением, связанным с различиями в изотопном составе пород, отвечающих разным возрастным группам. Выделяемые группы изотопных составов согласуются с выполненным выше возрастным и вещественным разделением внутриплитного магматизма и, таким образом, позволяют оценить изотопные характеристики мантийных источников основных эпох магматизма.

Для характеристики источника рифейского внутриплитного магматизма были использованы немногочисленные данные по изотопному составу Nd базитов Олондинского грабена (краевая часть Сибирской платформы) [33], габбро-диабазов Тувино-Монгольского массива [25] и диабазов пояса Франклин [55]. Эти данные свидетельствуют о широких вариациях величины εNd (для группы в целом от -15 до +5). Геохимические характеристики пород исключают существенное влияние коровой контаминации на состав расплавов, поэтому следует говорить об участии в их формировании нескольких мантийных источников. Один из них (с низкими εNd)

соответствовал обогащенной легкими значениями РЗЭ мантии типа EM-I. Еще один источник

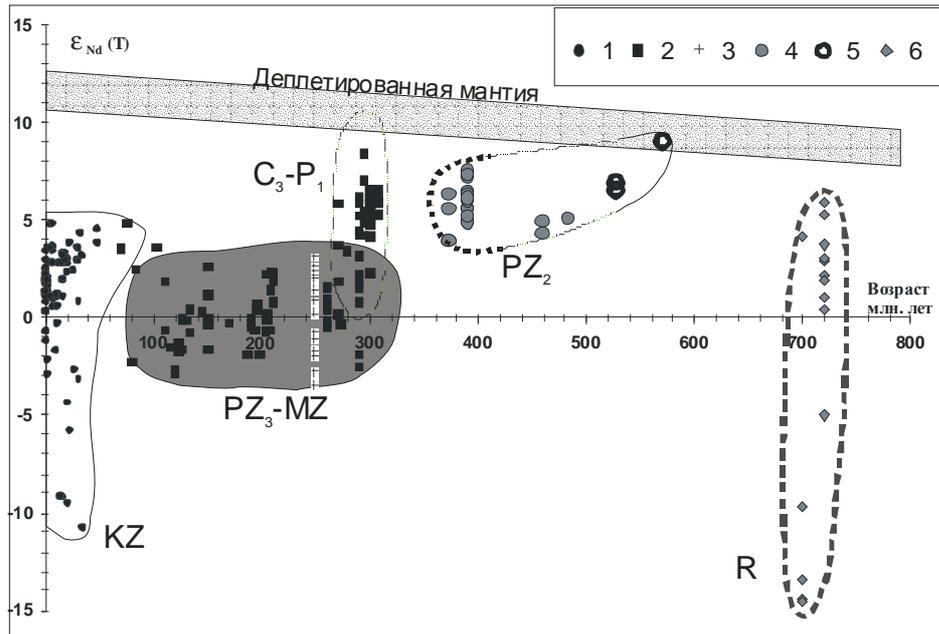


Рис. 4. Вариации изотопного состава Nd в основных породах внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы.

По данным [5, 17, 19, 20, 28, 33, 35, 36, 37, 41, 42, 43, 47, 48, 49, 53, 55, 56, 57, 64] и неопубликованным данным авторов.

Магматические породы: 1 – кайнозойские Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, 2 – позднего палеозоя и мезозоя Центрально-Азиатской рифтовой системы и Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, 3 – Сибирской позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции, 4 – раннего и среднего палеозоя Алтае-Саянской и Вилуйской областей, 5 – высокоTi базальтов Озерной и Баянхонгорской офиолитовых зон, 6 – позднего рифея по [55].

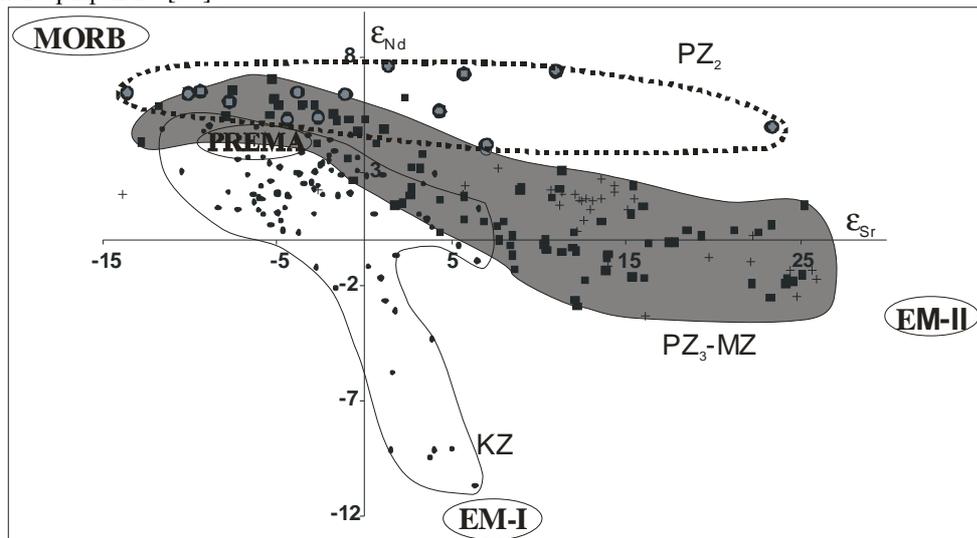


Рис.5. Составы основных пород внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$.

Источники данных – см. ссылки к рис. 3 и 4. Условные обозначения см. рис.3, эталонные составы мантии по [67].

представлял мантию, близкую к умеренно деплетированной (PREMA, HIMU) или деплетированной (DM) мантии с величиной $\epsilon Nd > 5$.

Источник ранне- и среднепалеозойского магматизма выделяется относительно повышенной величиной ϵNd (от +4 до +7,5). В некоторых породах океанических островов венд-кембрийского палеоокеана более высокие значения этой величины (до +9,5) вероятно связаны с участием в их образовании деплетированной мантии, обладавшей, как показывают составы базальтов типа MORB, аномальными параметрами ϵNd (до +11,5). На графике ϵSr - ϵNd (рис.5) фигуративные точки девонских базальтов в основном группируются в первом квадранте, вблизи поля составов источников типа PREMA и HIMU. Отсюда они образуют последовательность, вытянутую вдоль оси абсцисс от значений $\epsilon Sr \sim -14$ и $\epsilon Nd \sim 6 \pm 1$ до $\epsilon Sr \sim +24$ и $\epsilon Nd \sim +5 \pm 1$. Подобный тренд вариации составов можно объяснить участием в источнике плавления компонента обогащенной Rb мантии (типа EM-II), характеризующейся высокими содержаниями Sr и низкими P3Э. Такой компонент вполне соответствует карбонатитовому мантийному флюиду. Возможно это объясняет участие в строении среднепалеозойских внутриплитных областей щелочно-основных и щелочных ассоциаций с карбонатитами [60].

Для магматических пород позднего палеозоя и мезозоя в целом свойственны значения ϵNd , варьирующие в интервале -2 - $+2$. В эту возрастную группу мы включили также породы поздней юры и раннего мела, которые близки к последним не только по редкоэлементному, как отмечалось выше, но и по изотопному составу.

На графике (рис.5) составы внутриплитных пород позднего палеозоя и мезозоя образуют последовательность, которая отвечает их существенному обогащению радиогенным стронцием при относительном обеднении радиогенным неодимом (вариации в интервале от $\epsilon Sr \sim -10$ и $\epsilon Nd \sim 6 \pm 1$ до $\epsilon Sr \sim +25$ и $\epsilon Nd \sim -1 \pm 2$). При этом, породы разных областей имеют сопоставимые диапазоны колебаний составов и совмещены в пределах линейного поля, вытянутого в сторону повышенных содержаний $^{87}Sr/^{86}Sr$. Этой же закономерности подчиняются траппы Сибирской платформы, что наряду с родством геохимических характеристик траппов и базальтов Центрально-Азиатской рифтовой системы свидетельствует о наличии у них общих источников расплавов. Подобные параметры изотопного состава пород позволяют предполагать, что ведущую роль во внутриплитном магматизме Северной Азии в позднем палеозое и мезозое играла обогащенная мантия типа EM-II, а также продукты ее взаимодействия с мантией типа PREMA.

Внутриплитный магматизм кайнозойской эпохи характеризовался участием в магнообразовании трех мантийных источников, определивших широкие вариации в породах изотопного состава Nd и Sr (ϵSr от -12 до $+8$; ϵNd – от -11 до $+5$). На графике (рис.5) фигуративные точки образуют треугольник, вершины которого, очевидно, характеризуют основные источники магм. Среди них ведущее значение имел источник, определивший группировку основной группы составов в первом квадранте и близкий к составу мантии HIMU [16]. Координаты двух других вершин, в свою очередь, близки к обогащенным мантийным источникам EM-II и EM-I, при этом коровая контаминация практически не влияла на вариации изотопных отношений [36].

Горячие точки (мантийные плюмы) ЦАСП: основные параметры и мантийные источники

В геологической истории ЦАСП прослеживается эволюция состава продуктов мантийного магматизма, обусловленная как сменой составов их источника, так и возникновением новых генераций горячих точек. Выделяется не менее четырех разных по составу одновременно действовавших групп горячих точек и соответствующих им источников мантийных расплавов .

О размерах рифейского плюма можно судить по размерам дайкового пояса Франклин, имевшего протяженность более 2000 км. Этот плюм являлся частью Тихоокеанского суперплюма, воздействие которого на литосферу Родинии, как полагают [51, 62], определило распад суперконтинента. Выше было показано, что состав плюма определяли источники типа E-MORB, характерные для тех секторов срединно-океанических хребтов, которые контролируются горячими полями мантии или суперплюмами [23]. Кроме того, изотопные данные о наличии пород с отрицательными значениями величины $Nd\epsilon$ позволяют предполагать, что в формировании магматических расплавов участвовала также мантия, относительно обогащенная легкими РЗЭ и отвечающая обогащенной мантии типа EM-I.

После раскола Родинии в начале фанерозоя Сибирский континент и фрагменты Родинийского шельфа, включенные впоследствии в структуру каледонид ЦАСП, оказались в том секторе Земли, формирование которого происходило при участии нескольких мантийных плюмов. Определенно можно говорить о двух из них - Алтае-Саянском и Вилюйском плюмах, воздействовавших на литосферу каледонид еще на океанической стадии их развития и сформировавших в пределах Сибирского континента и его каледонского обрамления две крупные внутриплитные области. Становление Алтае-Саянской области сопровождалось образованием многочисленных грабенов, крупнейшие из которых Тувинский и Делюноустыдский (по 450 – 500 км) сочленялись под углом ~ 100°, отвечая ветвям тройной системы рифтов. Это позволяет оценить поперечник головной части Алтае-Саянского плюма примерно в 900 км. Время существования этого плюма только в режиме взаимодействия с раннекаледонским супертеррейном составило не менее 140 млн. лет (между 500 и 360 млн. лет). Близким по параметрам к Алтае-Саянскому был Вилюйский плюм. Его воздействие на литосферу также сопровождалось образованием тройной системы грабенов [12], протяженных дайковых поясов и крупнообъемными платоизлияниями. Поперечник этого плюма приближался к 1000 км, а результаты его взаимодействия с литосферой Сибирского континента прослеживаются в интервале силур – ранний карбон, т.е. на протяжении около 100 млн. лет.

Формирование обеих горячих точек контролировалось одним типом источника, возможно, испытывавшим вариации состава во времени. Площадь его воздействия на литосферную оболочку имела поперечник существенно более 3500 км (расстояние между центрами тройного сочленения рифтов в Алтае-Саянской и Вилюйской областях) В истории его взаимодействия с литосферой условно выделим две фазы. Раннюю представляют высокоTi базиты, сформировавшиеся на протяжении океанической, аккреционной и постаккреционной стадий развития каледонид ЦАСП в интервале 600-450 млн.лет. Геохимические характеристики этих пород отвечают составам, промежуточным между E-MORB и OIB, а изотопные составы предполагают сочетание в источнике расплавов умеренно деплетированной мантии типа PREMA и деплетированной мантии DM. Поздней фазе отвечают породы, сформировавшиеся между 450 и 350 млн лет в Алтае-Саянской и Вилюйской внутриконтинентальных областях. Для них также типичны высокоTi базальты, но с более высокими содержаниями несовместимых элементов, приближающимися к их содержанию в OIB. От OIB они отличаются более высоким содержанием тяжелых РЗЭ (рис.3-PZ₁₋₂) и преобладанием тяжелых земель над легкими ($La/Yb=0,45-0,8$), что, вероятно свидетельствует об участии в процессах плавления гранат-содержащей мантии. Пониженное содержание Sr и P в этих породах отличает их от продуктов других эпох внутриплитного магматизма в ЦАСП. Изотопные составы пород соответствуют умеренно деплетированной мантии PREMA и в целом близки к составу источника базальтов венд-кембрийских океанических островов. Наблюдаемые между ними различия состава определялись разными степенями плавления источника или участием в магнообразовании литосферной мантии, определившими вариации

относительного содержания несовместимых элементов в синаккреционных и постаккреционных проявлениях внутриплитного магматизма.

Иной источник определял внутриплитный магматизм позднего палеозоя и мезозоя в интервале 320 – 100 млн. лет. Его появление сопровождалось заложением новой системы горячих точек по территории всего Северо-Азиатского континента. Только в пределах ЦАСП в это время действовало два мантийных плюма, выделенные нами как Сибирский и Монгольский [46]. Сибирский плюм привел к образованию зонального Баргузино-Витимского ареала с гигантским Ангаро-Витимским батолитом в центре, размеры которого позволяют оценить размеры мантийного плюма не менее чем в 300х600 км. Продолжительность взаимодействия плюма и литосферы при формировании ареала оценивается в интервале 320 – 290 млн. лет. Как было показано [46], в результате перемещений континента этот плюм, по-видимому, в конце перми - начале триаса оказался под южной частью Сибирской трапповой провинции, где участвовал в формировании последней. Деятельность Монгольского плюма привела к формированию позднепалеозойской – раннемезозойской Центрально-Азиатской рифтовой системы. Наиболее ранний след плюма связан с образованием около 300 млн. лет назад Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны вблизи края палеоконтинента (рис. 6). В конце ранней перми (~270 млн. лет) возникла Гоби-Алтайская рифтовая зона, а в поздней перми (260 – 250 млн. лет) – Северо-Монгольская зона, смещенные относительно Гоби-Тяньшаньской зоны вглубь континента соответственно на 300 и 600 км. К поздней перми относится формирование зонального магматического ареала с ядром в виде Хангайского батолита и зонами рифтогенеза по его обрамлению. Аналогичный по строению Хентей-Даурский зональный магматический ареал, также связанный с деятельностью Монгольского плюма, сформировался в позднем триасе примерно в 800 км к востоку от Хангайского ареала. Отмечаемые на протяжении перми и триаса изменения позиции проекции плюма были вызваны перемещениями над ним литосферной плиты. В поверхностных структурах плюму соответствовали зональные ареалы, площадью 600х800 км. В центре они содержали крупные своды, которые обрамлялись зонами прогибов и грабенных с рифтовым магматизмом и дайковыми поясами большой протяженности. Длительность проявления активности плюма в континентальной литосфере составила более 110 млн. лет (между 300 и 190 млн. лет).

Основные магматические породы эпохи обладают близкими изотопно-геохимическими составами не только в пределах ЦАСП, но и на Сибирской платформе [38]. Соответственно, размеры мантийного источника, контролировавшего в это время внутриплитную активность, превосходили территорию Северной Азии. Как выше отмечалось, наиболее характерной их геохимической особенностью является наличие Та-Nb минимума. По сравнению с породами среднего палеозоя эти породы в целом имеют несколько более низкий уровень содержания большинства элементов, но обогащены К, Sr и Р. Кроме того, они характеризуются систематически более низкими значениями ϵ_{Nd} и более высокими ϵ_{Sr} , соответствующими участию в их формировании обогащенной радиогенным стронцием мантии (ЕМ-II) и умеренно деплетированной мантии (PREMA). Влияние источника ЕМ-II, по-видимому, было определяющим, в связи с чем большинство фигуративных точек составов сосредоточено во втором и третьем квадрантах диаграммы $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$, причем многие породы существенно обогащены радиогенным Sr ($\epsilon_{Sr} > 10 - 15$). Участие источника PREMA, по-видимому, имело меньшее значение, так как не привело к образованию пород с близкими к этому источнику изотопными составами и лишь определило вытянутость поля составов внутриплитных пород.

Позднемезозойская – кайнозойская эпоха стала временем формирования двух генераций мантийных плюмов. Ранняя представлена рифтовыми областями, возникшими в поздней юре и обособленными в пространстве друг от друга (табл.1). Размеры

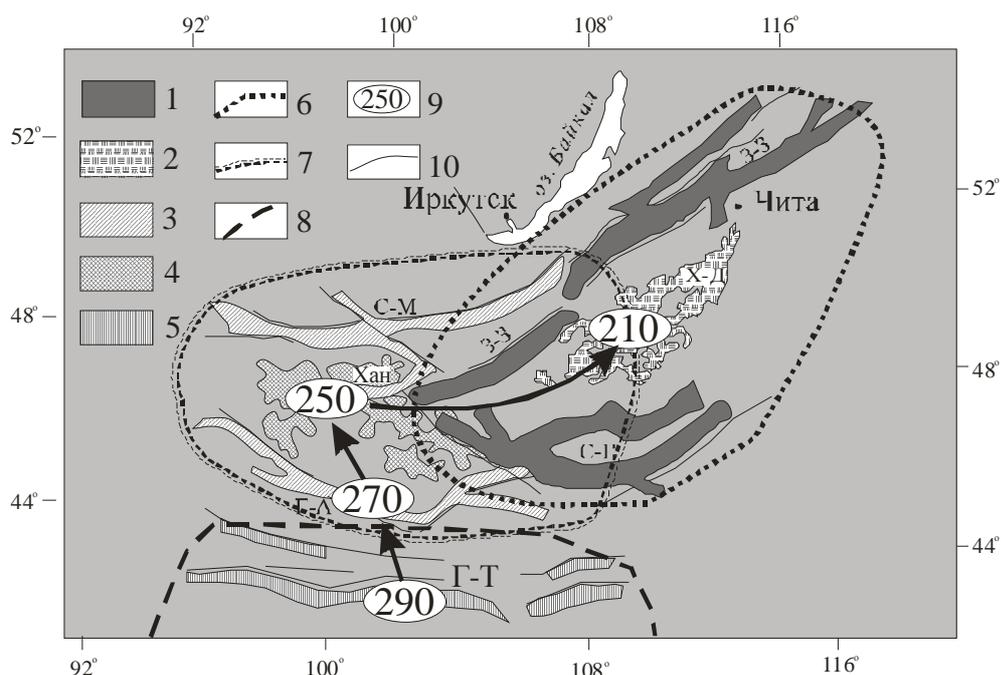


Рис. 6. Схема строения Центрально-Азиатской рифтовой системы.

Рифтовые зоны: Г-Т – Гоби-Тяньшаньская, Г-А – Гоби-Алтайская, С-М – Северо-Монгольская, З-З- Западно-Забайкальская, С-Г – Северо-Гобийская; батолиты: Хан – Хангайский, Х-Д – Хентей-Даурский.

Магматические ассоциации: 1-2 – раннемезозойские: 1 – бимодальные базальт-командитовые и щелочногранитовые, 2 – гранитоидные, 3-4 – пермские: 3 – бимодальные и щелочногранитовые, 4 – гранитоидные, 5 – позднекаменноугольные – раннепермские бимодальные и щелочногранитовые, 6-8 – границы проекции Монгольского плюма: 6 – в раннем мезозое, 7 – в перми, 8 – в позднекаменноугольное – раннепермское время.

контролировавших их плюмов были существенно меньше, чем в палеозое и мезозое (например, в формировании Западно-Забайкальской рифтовой зоны участвовало два плюма каждый не более ~200x200км [34], а насыщенность такими плюмами мантии региона была выше, чем в более ранние эпохи развития ЦАСП. Тем не менее, время их существования было достаточно продолжительным и составило от 60 млн. лет (поздняя юра – ранний мел для Алданской и Восточно-Монгольской областей) до 170 млн. лет (с поздней юры до голоцена в Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской областях). Поздняя (позднекайнозойская) генерация мантийных плюмов связана с образованием в ЦАСП многочисленных и пространственно разобщенных областей платобазальтовых излияний. Среди последних структурным характеристикам горячих точек вполне соответствуют Южно-Байкальская и Хангайская области. Им отвечают поднятия, осложненные грабенами. Размеры Южно-Байкальской области позволяют оценить поперечник плюма в ее основании до 300 км. В целом, формирование позднемезозойских – кайнозойских магматических областей было связано с мелкими «пальцеобразными» плюмами, контроль над которыми выполняло более глубоко залегающее горячее поле мантии.

Перестройка системы горячих точек на рубеже раннего и позднего мезозоя, не сопровождалась одновременной сменой состава мантийного источника расплавов. Соответствующая смена произошла позднее в позднем мелу, когда породы, отвечавшие источникам позднепалеозойской – раннемезозойской эпохи, стали постепенно сменяться породами с иными изотопно-геохимическими характеристиками. Для этих пород характерны достаточно широкие вариации изотопного состава неодима (ϵNd от +5 до -11)

при относительно незначительных изменениях величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7033 до 0,7048. Преобладают, однако, породы, отвечающие мантийным источникам типа PREMA или HIMU [16]. По геохимическим характеристикам кайнозойские базальты в наибольшей степени соответствуют составу OIB, отличаясь от последнего относительно повышенным содержанием высоkozарядных элементов и обогащением легкими РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}=\text{}$), что возможно связано с появлением при плавлении реститового граната. Достаточно высокая доля среди этих базальтов составов с низкими значениями ϵ_{Nd} (до -11) и величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7045 – 0,7048) указывает на то, что в источнике кайнозойского магматизма ЦАСП впервые за геологическую историю развития пояса важную роль стала играть обогащенная мантия типа EM-I [16, 36].

Таким образом, общую направленность изменения состава источников внутриплитного магматизма в ходе формирования ЦАСП можно описать следующей последовательностью, оцененной на основе геохимических и изотопных (в квадратных скобках, курсивом выделены подчиненные источники) данных,,: E-MORB (поздний рифей) \rightarrow OIB [PREMA+EM-II и DM] (ранний – средний палеозой) \rightarrow OIB [EM-II+PREMA] (поздний палеозой – мезозой) \rightarrow OIB [HIMU+EM-I+EM-II] (кайнозой).

Различия в составе мантийных источников, контролировавших внутриплитное развитие ЦАСП, хорошо видны на графиках (рис.7), характеризующих взаимное распределение некоторых несовместимых элементов. Наличие линейных трендов вариаций составов свидетельствует о том, что эти тренды отражают отношения элементов в источнике и, в целом, не связаны с процессами коровой контаминации. Здесь контрастно разделились составы, представляющие источники кайнозойского и позднепалеозойского – мезозойского внутриплитного магматизма. Так, первый из них является наиболее обогащенным Nb и Ta по отношению к Zr, Hf и РЗЭ, второй обеднен Nb и Ta и в меньшей степени Zr, Hf. Составы, представляющие источники ранне- и среднепалеозойского внутриплитного магматизма, характеризуются промежуточными содержаниями высоkozарядных элементов, что хорошо видно на графике (рис.7). На общий с ними тренд вариации составов укладываются базальты венд-кембрийских океанических островов, что является дополнительным аргументом для отнесения этих пород к одному эволюционирующему по составу мантийному источнику.

Разновозрастные проявления внутриплитного магматизма отчетливо разделились также на графике $\text{Ba}/\text{Ta} - \text{La}/\text{Yb}$ (рис.8), отражающем соотношения и поведение элементов с разными геохимическими свойствами. На этом графике фигуративные точки образуют две контрастные группы составов. Одна из них объединяет породы, в которых с ростом Ba/Ta возрастает величина La/Yb , другая - породы с противоположной тенденцией. Первую группу представляют базальты Центрально-Азиатской рифтовой системы, а также родственные им по изотопно-геохимическим характеристикам позднемезозойские внутриплитные базиты. Породы ранне - среднепалеозойских внутриплитных ассоциаций имеют с этой группой большую область пересечения составов, однако, в целом в них рост La/Yb происходит с уменьшением Ba/Ta . Этой тенденции отвечают также кайнозойские базальты, составы которых при наиболее низких величинах Ba/Ta характеризуются наиболее высокими La/Yb . Причина такого контрастного разделения составов, на наш взгляд, связана с участием в формировании источников позднепалеозойского – мезозойского магматизма мантийного флюида, обогащенного Ba, Sr, LREE, P, K и обедненного высоkozарядными элементами. Крайним выражением участия этого флюида стало образование позднемезозойских Ba-Sr-REE карбонатитов [28] и ассоциирующихся с ними шонкинитов и щелочных монцодиоритов, образующих на графике (рис.8, знак MZ_2)

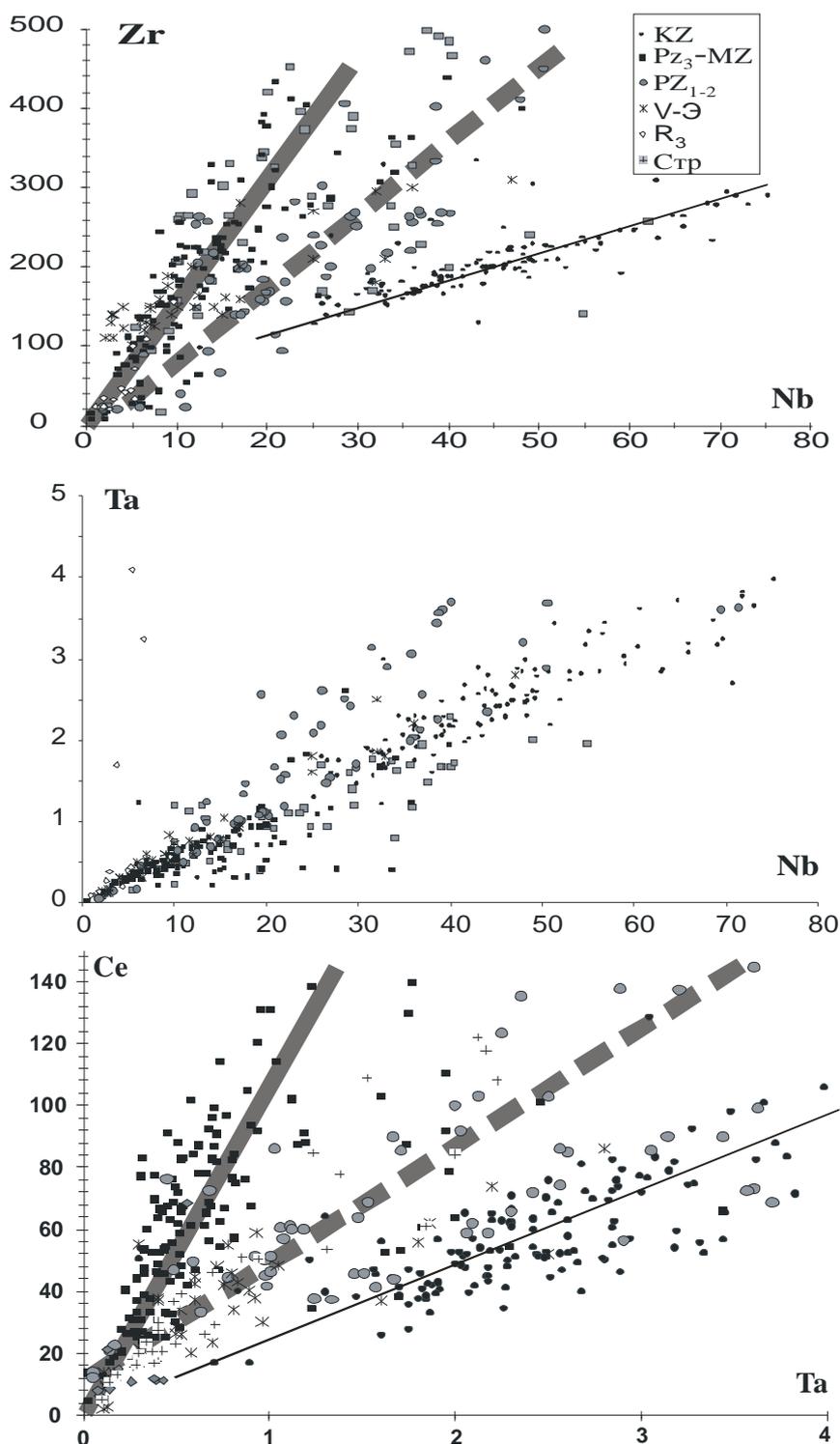


Рис.7. Корреляционные зависимости распределения несовместимых элементов в основных породах внутриплитных магматических областей ЦАСП и Сибирской платформы.

Породы: KZ - кайнозойские, PZ₃ – MZ - позднего палеозоя и мезозоя, PZ₁₋₂- раннего и среднего палеозоя, V-Е - венд-кембрийские высокоTi базальты офиолитовых зон, R₃ - позднерифейские дайковых поясов Шарыжалгайского [31] и Франклин [55], траппы – базальты Сибирской позднепермской – раннетриасовой трапповой провинции [56, 57].

последовательность составов, для которых величины La/Yb и Ta связаны обратными соотношениями.

На графике La/Yb-Th/Ta (рис.9), который используется для разделения базальтов разных геодинамических обстановок [51], составы внутриплитных слабо дифференцированных (MgO ~ 8% мас.) базитов ЦАСП распадаются на группы, дополнительно характеризующие выделенные изотопные источники. Составы пород рифейского плюма отличаются резко пониженными содержаниями легких РЗЭ, что вероятно было связано с высокими степенями плавления гранат содержащей мантии, и образуют обособленную группу, отличающуюся от всех остальных проявлений внутриплитного магматизма. Базиты ранне – среднепалеозойской эпохи разделяются на две совокупности. Породы, отвечающие океаническим островам и океаническим плато венд-кембрийского палеоокеана в основном группируются в поле LIP, представляющем составы океанических плато типа Кергелен и Онтонг-Ява. Это вполне согласуется со сделанной нами оценкой о соответствии этих базальтов фрагментам океанических островов и плато. Континентальные базальты этой эпохи группируются вблизи точек составов мантии HIMU и обогащенной мантии EM. Скопление их фигуративных точек вытянуто в сторону составов DM и PSCL, что предполагает также участие последних в источниках расплавов. Породы позднепалеозойской – мезозойской Центрально-Азиатской рифтовой системы, так же, как и траппы Сибирской платформы, в основном сосредоточены в поле CFB, характеризующем составы трапповых провинций мира. В то же время общая вытянутость роя фигуративных точек в сторону составов обогащенной мантии вполне согласуется с заключением об участии последней в образовании этих пород. Наконец, составы источника, определявшего вулканическую активность в Центральной Азии в кайнозое образуют обособленную группу, которая смещена относительно составов среднепалеозойских континентальных базальтов в поле составов океанических островов таких как о-ва Тристан и Св. Елены [16], формировавшихся при участии мантии типа HIMU и EM-I. Завершая раздел, отметим, что мантийные плюмы, участвовавшие в формировании ЦАСП, в структуре пояса обладают геологическими признаками, индикаторными при выделении горячих точек мантии. Среди таких признаков еще раз укажем: изолированный характер внутриплитных областей и их связь со сводовыми поднятиями, наличие в их пределах тройных сочленений грабенов и протяженных дайковых поясов, а также крупных платобазальтовых полей. Эти области характеризуются: 1) магматизмом, соответствующим обогащенным мантийным источникам, 2) длительным развитием на протяжении многих десятков миллионов лет, 3) значительными размерами (сотни км в поперечнике), которые, тем не менее, закономерно варьировали во времени от очень крупных (~1000 км в раннем – позднем палеозое) к крупным (~700 км в позднем палеозое и мезозое) и затем к более мелким (~200-300 км в позднем мезозое и кайнозое), 3) более или менее устойчивым положением в пределах структур палеоконтинента на протяжении времени своего формирования. Изменения позиции следа горячих точек отмечены для случаев относительно быстрых (более 1 см/год) и крупноамплитудных (более 300 км) перемещений литосферы относительно плюмов. При наблюдаемых размерах внутриплитных областей (сотни км в поперечнике) траектории более медленных (~0,5 см/год и менее) движений (вращений) вполне укладывались в контуры магматических ареалов и, поэтому, не могли создать заметных следов изменении положения плюма.

Заключение

Формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса было неразрывно связано с взаимодействием литосферы и мантийных плюмов. Оно началось с распада Родинии под влиянием Тихоокеанского суперплюма и затем на протяжении фанерозоя протекало в

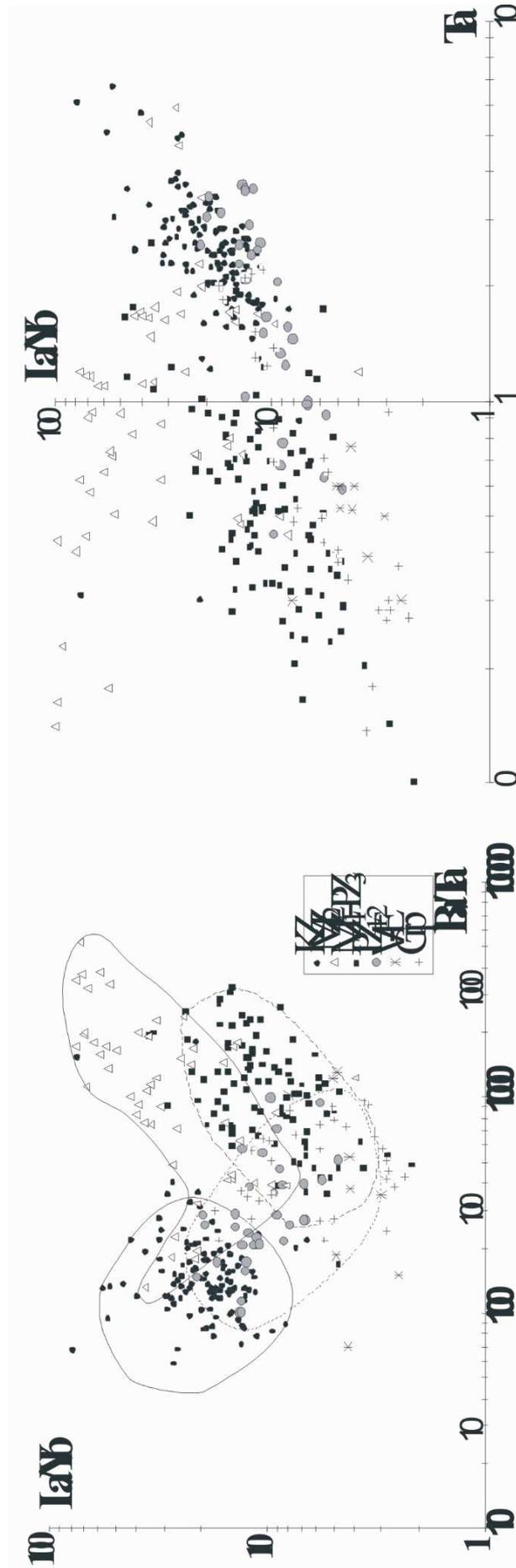


Рис. 8. Положение составов основных пород внутриплитных магматических областей ЦАП и Сибирской платформы на диаграммах $Va/Ta - La/Yb$ и $Ta - La/Yb$.

Породы: KZ - кайнозойские, MZ₂ - позднемезозойские, PZ₃ - позднемезозойские, PZ_{1,2} - раннего и среднего палеозоя, V-E - венд-кембрийские высокоТi базальты офиолитовых зон, трапшы - базальты Сибирской позднепермской - раннетриасовой трапшовой провинции [56, 57].

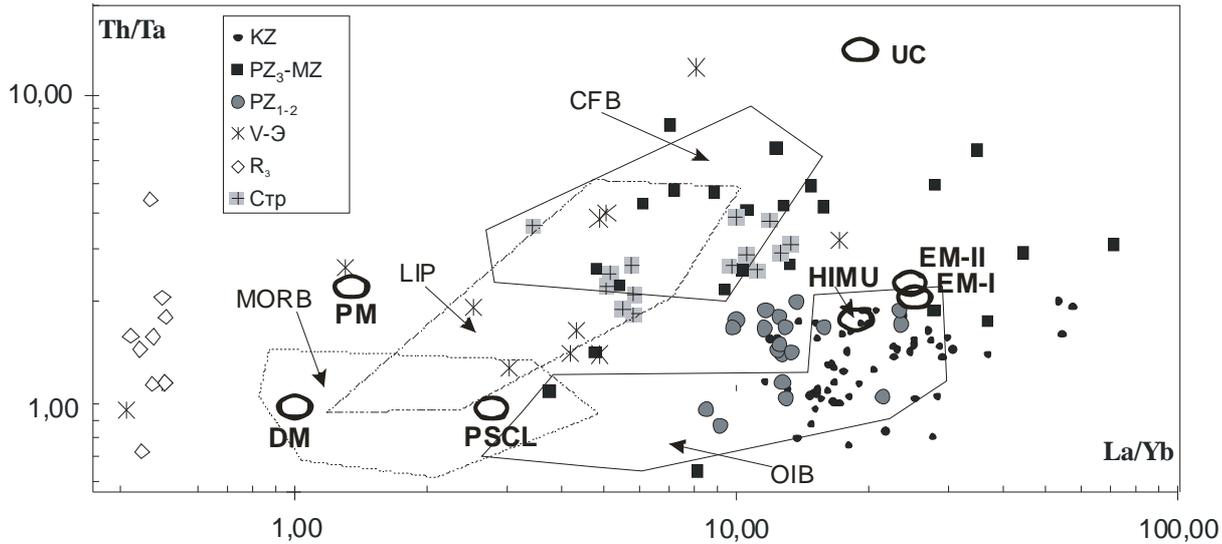


Рис. 9. Диаграмма $Th/Ta - La/Yb$ для слабодифференцированных ($MgO \sim 8\%$) базальтов внутриплитных областей ЦАСП и Сибирской платформы.

Условные обозначения см рис. 6. Границы полей составов и эталонные составы мантии даны по [51]. Типы мантийных источников: DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, HIMU – мантия, обогащенная U, EM-I – мантия, обогащенная Nd, EM-II – мантия, обогащенная радиогенным стронцием, PSCL – постаршейская субконтинентальная литосфера, UC – верхняя кора. Поля составов базальтов: MORB – срединно-океанических хребтов, LIP – океанических лавовых плато, CFB – траппов, OIB – океанических островов.

фазах становления и преобразования континентальной коры ЦАСП над горячими точками мантии. Результатом такого взаимодействия стало то, что только в континентальном секторе ЦАСП магматическая процессы практически не прекращалась на протяжении последних 500 млн. лет. На протяжении палеозоя и раннего мезозоя они протекали в режиме сложных геодинамических обстановок, сочетавших условия активных континентальных окраин и зон континентальной коллизии с внутриплитной деятельностью. Последняя была связана с горячими точками мантии, которые на фоне эпизодически возобновляемой активности границ литосферных плит контролировали обособленные области устойчивого и продолжительного во времени (до 100 млн. лет и более) проявления грабенообразования и специфического базитового и щелочного магматизма. На большей части территории ЦАСП начиная с мезозоя горячие точки мантии стали главным фактором магматической активности.

Отсутствие значительных возрастных перерывов в деятельности горячих точек мантии на территории Сибири и ЦАСП, а также явные свидетельства движения литосферных плит, зафиксированные данными палеомагнитных исследований и, в частности, следом Монгольской горячей точки мантии в структуре литосферы, свидетельствует, что геологическое развитие региона в фанерозое происходила в пределах сектора Земли, насыщенного мантийными плюмами. На этом основании нами было выделено Северо-Азиатское горячее поле мантии (или суперплюм), которое контролировало деятельность отдельных горячих точек в этом секторе Земли и которое, как показали результаты палеогеографических реконструкций, можно сопоставить с современной северной частью Африкано-Атлантического горячего поля мантии [46].

Источником мантийных плюмов служила умеренно деплетированная или в той или иной степени обогащенная мантия. Нижнемантийные (умеренно деплетированные)

источники определяли состав магматизма в раннем – среднем палеозое и кайнозое, когда, по-видимому, преобладали общемантийные конвективные движения. Магматизм позднего палеозоя и мезозоя контролировался источниками с изотопно-геохимическими характеристиками обогащенной мантии типа EM-II. Эти источники магматизма сопоставляются с рециклированной литосферой из низов верхней мантии, вовлеченной в плавление при двух ячеистой мантийной конвекции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64196, 02-05-64191), программы Ведущие научные школы и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. **Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д.** Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана. Геотектоника. 1996. № 4. С. 25-42.
2. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.** Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири. Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1575-1587.
3. **Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.,** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №7-8. С. 8-28.
4. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.
5. **Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др.** Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на примере Северо-Западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 231-252.
6. **Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А.** Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2003 (в печати).
7. **Гайдук В.В.** Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66-76.
8. **Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н.** Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука. 1978. 220 с.
9. **Гусев Г.С., Песков А.И.** Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723-738.
10. **Добрецов Н.Л.** Пермь-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.
11. **Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т. 44 № 1-2. С. 5-27
12. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М. Наука. 1993. 192 с.
13. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М. Недра. 1990. 334с.
14. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др.** Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии. Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227-253.
15. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.** Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. №3. С. 21 – 41.
16. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г.** Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии. Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672-676.
17. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.** Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия). // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453-495.
18. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области (статья 1) // Петрология. 2003а. Т. 11. № 2. С. 164-178.
19. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области (Статья 2) // Петрология. 2003б. Т. 11. № 3. С. 227-254.

20. **Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., и др.** Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5.
21. **Костицин Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П.** Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917 - 923.
22. **Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., и др.** О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 227-239.
23. **Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенез и рифтогенный магматизм – особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над «горячими» и «холодными» полями мантии // Проблемы глобальной геодинамики. Второй выпуск. М.: ГЕОС. 2003. С. 7-31.
24. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в Байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2000. № 6. С. 76-92.
25. **Кузьмичев А.Б.** Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // Геотектоника. 2001. №3. С. 44-59.
26. **Лучицкий И.В.** Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики // В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск. Наука. 1966. С. 263-281.
27. **Нагибина М.С.** Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 21-36.
28. **Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., и др.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники. Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168-188.
29. **Покровский Б.Г., Жидков А.Я.** Источники вещества ультракалийевых щелочных пород Сырнырского и Южно-Сакунского массивов Забайкалья по изотопным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 195-204.
30. **Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др.** Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80-85.
31. **Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.** Дайковые рои Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родинии // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59-75.
32. **Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С.** Девонский магматизм Агульского прогиба // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42-48.
33. **Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванов Н.Г. и др.** Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные. // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29-41.
34. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.** Позднемезозойская-кайнозойская Западно-Забайкальская внутриплитная вулканическая область (закономерности развития, магматизм и геодинамика) // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3-25.
35. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.** Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115-139.
36. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003а. Т. 11. № 1. С. 3- 33.
37. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука. 1991. 263с.
38. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 525-530.
39. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Доклады РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94-98.
40. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995а. № 5. С. 41-67.
41. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З.** Изотопный состав Sr и Nd основных вулканитов Южно-Хангайской горячей точки Центральной Азии // Доклады РАН. 1995б. Т. 342. № 2. С. 230-234.
42. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2003б. Т. 389. № 3. С. 354-359.

43. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.** Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2002а. Т. 387. № 3. С. 387-392.
44. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.** Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999а. № 4. С. 3-20.
45. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18-32.
46. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3 – 29
47. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.** Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области// Геотектоника. 2002б. № 4. С. 42-63.
48. **Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др.** Этапы формирования и источники щелочногранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе. // Петрология. 2001. Т. 9. № 4.
49. **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. 1999б. № 10. С. 1027-1042.
50. **Campbell J.H.** Identification of ancient mantle plumes // Ed's Ernst R.E., Buchan K.L. Mantle plumes: their identification through time. Geol. Soc. America. Special Paper. 2001. V. 352. P. 5-22.
51. **Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge Univ. Press. 2001. 305p.
52. **Ernst R.E., Buchan K.L. ed's.** Mantle plumes: their identification through time // Geol. Soc. America. Special paper. V. 352. 567p.
53. **Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London, New York: Routledge.Taylor and Francis Group. 2001. P. 288.
54. **Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geologic manifestations //Intern. Geology Rev. V. 43. P. 771-787
55. **Dupuy C., Michard A., Dostal J. et al.** Isotope and trace-element geochemistry of Proterozoic Natkusiak flood basalts: the Canadian shield // Chemical Geology. 1995. V.120. P. 15-25.
56. **Fedorenko V.A., Lichtfoot P.C., Naldrett A.J. et al.** Petrogenesis of the flood-basalt sequence of Norilsk, North Central Siberia // Intern. Geology Rev. 1996. V. 38. P. 99-135.
57. **Fedorenko V.A.** Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood basalt province, Russia// Intern. Geology Rev. 1997. V. 39. P. 479-353.
58. **Hoffman A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. // Nature. 1997. V. 385. N 16. P. 219-229.
59. **Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et. al.** The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implication // EPSL. 2002. V.199. P. 311-325.
60. **Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P. and Woolley A.R..** Alkaline Rocks and Carbonatite of the World: part 2 Former USSR. 1995. Chapman a Hall, London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Magras. 226 p.
61. **LeCheminant A.N., Heaman L.M.** Magmatic igneous events? Canada: middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening // EPSL. 1989. V.96. P. 38-48.
62. **Maruyama S.** Plume tectonics // Journ.Geol.Soc.Japan. 1994. V. 100. N 1. P. 24-49.
63. **Pfander J.A., Jochim K.P., Kozakov I.K. et al.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data.//Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V.143. P. 154-174.
64. **Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.** Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics// Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 365-381.
65. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematizes of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. Geol.Soc.London.Spec.Publ. 1989. V. 42. P. 313-346.
66. **Woolley A.R.** Alkaline rocks of the World. Part 1:North and South America. London, British Museum Publ. 1987. 217 p.
67. **Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V.14. P. 493-571.

УДК 552.33:550.42

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ ТАМИЛ-НАДУ (Ю. ИНДИЯ) И ПРОБЛЕМА «БЕНСТОНИТОВЫХ» КАРБОНАТИТОВ

Владыкин Н.В.¹, Viladkar S.G.², Miyazaki T.³, Mohan Ram V.⁴

¹Институт геохимии СО РАН, Россия, e-mail: vlad@igc.irk.ru

²Geology department, St. Xavier's college, Mumbai, India, e-mail: viladkar@bom2.vsnl.net.in

³Gruate School of *Science* and Technology, Niigata University, Niigata 950-2181, Japan

⁴Department of Geology, University of Madras, Chennai 600 025, India

«Бенстонитовые»-Ba-Sr карбонатиты известны в мире в двух местах: на Мурунском массиве в Сибири и в Ю.Индии. Особенностью этих карбонатитов являются высокие содержания BaO (20-35 %) и SrO (до 10 % в Мурунских карбонатитах). Они сложены следующими минералами: высокотемпературный Ba, Ca, Sr-карбонат бенстонит, который распадается на 12 минеральных фаз [10,17], K- полевои шпат, пироксен и амфибол. Далее «бенстонит» мы берем в кавычки, так как нераспавшегося минерала в карбонатитах не найдено. «Бенстонитовые» карбонатиты являются природной рудой на Ba, Sr в карбонатной форме. Эти карбонатиты вместе с кальцитовыми разновидностями встречаются в K-щелочных комплексах обеих провинций. Однако химический состав карбонатитов Ю.Индии и Сибири различен. В Ю.Индии (р-он Тамил-Наду) карбонатиты встречаются в трех щелочных массивах: Самалпатти, Коратти, Елагири [23]. Там известны все разновидности карбонатитов: кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые и анкеритовые. «Бенстонитовые» карбонатиты найдены только в массиве Самалпатти (место Джогипатти) в виде небольшой дайки. В Мурунском массиве карбонатиты отделяются от силикатных пород в виде остаточного расплав-флюида, образуя силикатно-карбонатный комплекс. Он сложен микроклинитами, пироксен-микроклиновыми породами, кварц- микроклин-пироксен-кальцитовыми породами, в которых в виде шпиров и даек залегают кальцитовые карбонатиты и чароитовые породы. Бенстонитовые карбонатиты образуют горизонтальное тело (силл) мощностью 40 м в Ю-З части комплекса. Бенстонитовые и кальцитовые карбонатиты Индии и Сибири отличаются по содержанию TR и их спектру. По данным геохимии изотопов Nd и Sr карбонатиты обеих районов образовались из обогащенного источника EM-1 с участием плюмовых процессов. Отличаются карбонатиты и глубиной формирования: индийские карбонатиты кристаллизовались в мезоабиссальной части Земной коры, а сибирские – в приповерхностных условиях, а так же, возможно, изливались на поверхность Земли.

Введение

Впервые «бенстонитовые» карбонатиты были обнаружены в Ю. Индии (комплекс Тамил-Наду) Е.И. Семеновым [22] в незначительных количествах. Позже подобные карбонатиты были найдены в ультракалиевом Мурунском массиве в виде крупного жильного тела, мощностью 30 м. [1,9], что позволяет выделить особый тип высоко- Ba и Sr карбонатитов. Эти карбонатиты образовались совместно с уникальными чароитовыми породами при процессе расслоения остаточного силикатно-карбонатного расплав-флюида в близповерхностных условиях кристаллизации [3].

Мы надеялись обнаружить чароитовые породы совместно с «бенстонитовыми» карбонатитами Ю. Индии. Однако изучение этих карбонатитов показало, что их кристаллизация происходила в иных, более глубинных условиях при дифференциации карбонатитовой магмы. Поэтому чароитовые породы тут образоваться не могли. В настоящее время «бенстонитовые» карбонатиты в России нашли применение в сталелитейной промышленности, поэтому данное исследование имеет особое значение для Ю. Индии, так как сталелитейный комбинат в г. Салем находится в 50 км от этих щелочных массивов.

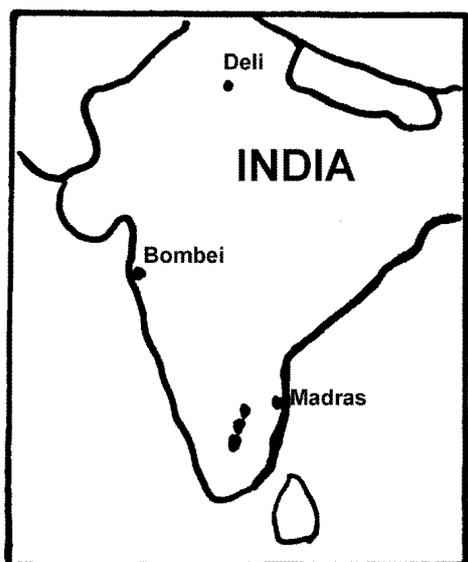


Рис. 1. Расположение щелочных массивов Ю. Индии.

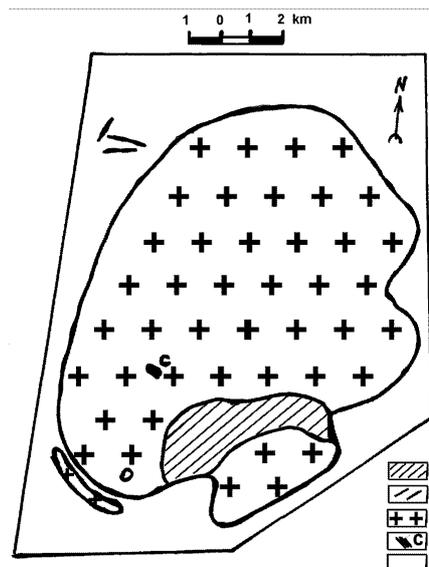


Рис. 2. Геологическая схема строения массива Elagiri

1-дуниты, 2- пироксениты, 3-дайки пироксенитов, 4- карбонатиты, 5- вмещающие породы.

Геологическое строение массивов

Щелочная провинция Тамил-Наду в Ю.Индии протерозойского возраста приурочена к рифтовой зоне и располагается вдоль главного линеамента СВ-простираения [23]. Провинция представлена тремя главными массивами: Елагири, Самалпатти, Коратти и более мелкими выходами щелочных пород (рис.1). Протерозойский щелочной комплекс (720-800 млн. лет [21]) располагается внутри гнейсового террейна и прорывает протерозойские гнейсовые породы. Массивы цепочкой протягиваются с СВ на ЮЗ на расстоянии 10-25 км друг от друга. Самый северный массив – Елагири.

Массив Елагири.

Массив, размером 14 x 10 км, прорывает биотит-амфиболовые гнейсы (рис. 2). Массив сложен в основном лейкократовыми сиенитами, иногда пегматоидными. В Южной части имеются небольшие выходы пироксенитов и перидотитов. В Северной приконтактной части встречаются дайки шонкинитов и пироксенитов. Карбонатиты обнаружены в центральной части массива в виде небольшого выхода.

Массив Коратти.

Массив, размером 22 x 10 км, вытянут с севера на юг. СЗ участок массива иногда описывается как отдельный выход - Севатур. Массив сложен в основном различными сиенитами: пироксеновыми, биотитовыми, амфиболовыми, а по структуре от порфиритовых до крупнозернистых, лейкократовых. Наиболее ранними породами являются пироксениты, полевошпатовые пироксениты и в районе карбонатитов - биотитовые пироксениты. Они в виде отдельных вытянутых тел располагаются в западном и южном эндоконтакте массива и, в незначительном количестве, в центре массива (рис. 3). Карбонатиты известны в Северо-Западной части массива (участок Севатур), в виде крупного тела (100 x 800 м). Тело сложено доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами с участками кальцитовых карбонатитов (севитов). В южной

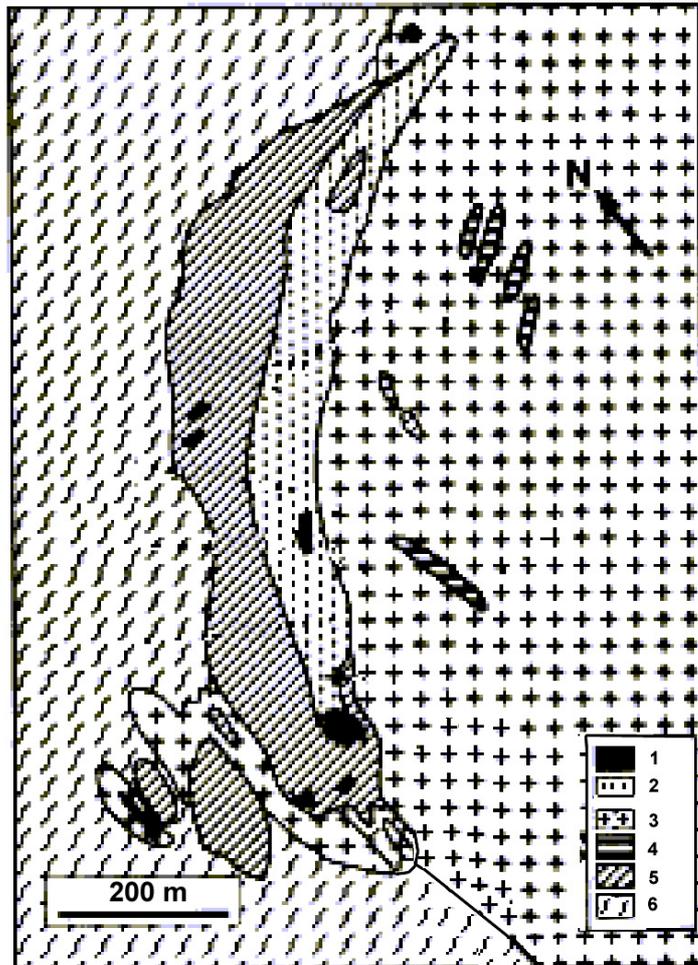


Рис. 3 Геологическая схема строения массива Koratti.

1. Пироксениты, 2- сиениты, 3- карбонатиты. 4- вмещающие породы.

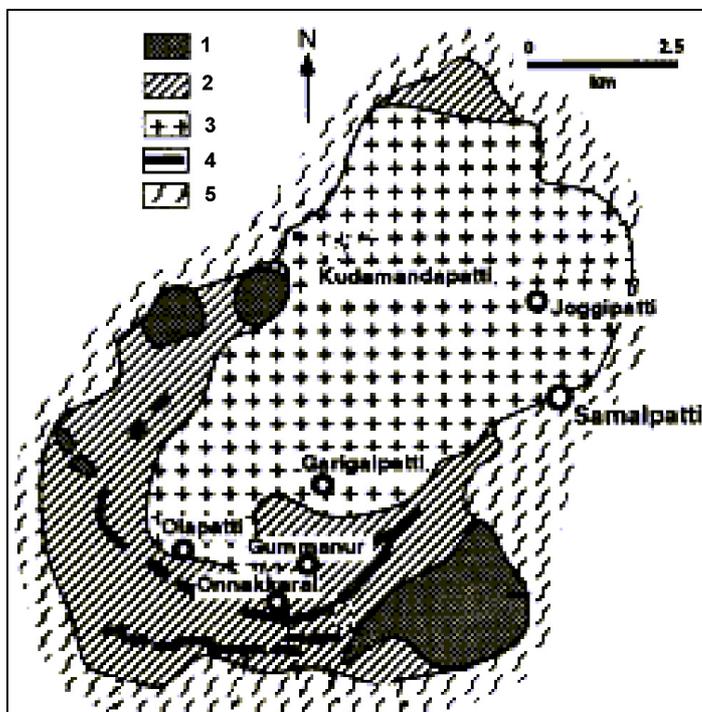


Рис. 4. Геологическая схема строения массива Samalpatti.

1. Дуниты, перидотиты. 2- пироксениты. 3- сиениты, 4- карбонатиты (С), бенстонитовые карбонатиты (СВ), 5- вмещающие породы.

части этого выхода севиты образуют и отдельные тела в пироксенитах. В районе карбонатитов имеет распространение фация биотитовых пироксенитов.

Массив Самалпатти.

Это наиболее дифференцированный массив щелочной провинции Тамил-Наду. Размер массива 20 x 12 км, слегка вытянут с северо-востока на юго-запад и прорывает амфиболовые гнейсы. Наиболее ранние породы – измененные дуниты и перидотиты распространены в юго-восточной и западной части массива и в виде крупных останцев залегают в пироксенитах. Пироксениты слагают одну треть массива. Они располагаются в виде полукольца в западной, южной и восточной частях массива (рис. 4). Сиениты (щелочные и нефелиновые) составляют центральную часть массива и занимают 2/3 площади массива. В юго-западной части нефелиновые сиениты обогащены гранатом и пектолитом. Здесь же встречена секущая их дайка щелочных гранит-пегматитов с щелочным амфиболом и кварцем. В пироксенитах северной части имеются дайки сиенит-пегматитов. Карбонатиты встречены в различных частях массива, имеющие и свои названия. Бенстонитовые карбонатиты известны в восточной части массива [23] в сиенитах (участок Джогипатти) в виде глыбового свала камней в огороде (со слов индийских геологов, они образуют небольшую дайку). Рядом имеется коренной выход мраморов (2 x 3 м) с голубым кальцитом, гранатом, волластонитом. Подобные скарноиды известны на контакте сиенитов и мраморов в северной части массива (таблица 3, анализы № 40-47). В южной части массива встречены коренные обнажения карбонатитовой брекчии, сложенной ксенолитами сиенита сцементированные севитом. Тут же обнажается другая дайка карбонатита кальцитового состава, в центральных частях которой появляются крупные вкрапленники доломита (до 2 см). Этот карбонатит сечется более мелкозернистым карбонатитом анкеритового состава. В западной части массива встречаются дайки карбонатитов, обогащенные до 40-50% щелочным амфиболом и биотитом. Пироксениты секутся жильными телами альбититов. Как видно из описания магматизма района Тамил-Наду, щелочные массивы значительно отличаются от магматизма Мурунского вулcano-плутонического комплекса [2, 7, 8].

Геологическое строение Мурунского массива.

Мурунский вулcano-плутонический комплекс расположен в СВ части Иркутской области и является крупнейшим щелочным массивом Западно-Алданской провинции [15]. На космических снимках выделяется кольцевая структура на площади Мурунского вулcano-плутонического комплекса. Комплекс состоит из 2 выходов Мурунского массива - Большемурунский и Маломурунский (некоторыми авторами в пределах Большемурунского выхода выделяется отдельно Дагалдынский массив), разделенные небольшой перемычкой вмещающих пород и несколько небольших выходов трахитов в Северном, Западном и Южном экзоконтакте массивов. Внедрение комплекса приурочено к пересечению двух региональных разломов докембрийского возраста и происходило во время мезозойской активизации. Площадь его 150 кв.км. Западная часть комплекса представлена К-На нефелиновыми, щелочными и кварцевыми сиенитами Большемурунского массива, восточная часть - ультракалиевыми породами Маломурунского массива. В дальнейшем речь будет идти о Маломурунском выходе Мурунского вулcano-плутонического комплекса. Возраст пород этого выхода 145-120 млн. лет [11]. Так как коренных выходов пород на Маломурунском массиве почти нет, учитывая значительные гидротермальные изменения по многочисленным тектоническим зонам, поверхностное выветривание пород и интенсивную горизонтальную расслоенность пород на геологической карте невозможно достоверно отразить строение массива. Схема строения массива представлена на рис. 5. Нами был детально изучен керн многочисленных (старых и новых) скважин (более 100) на основании

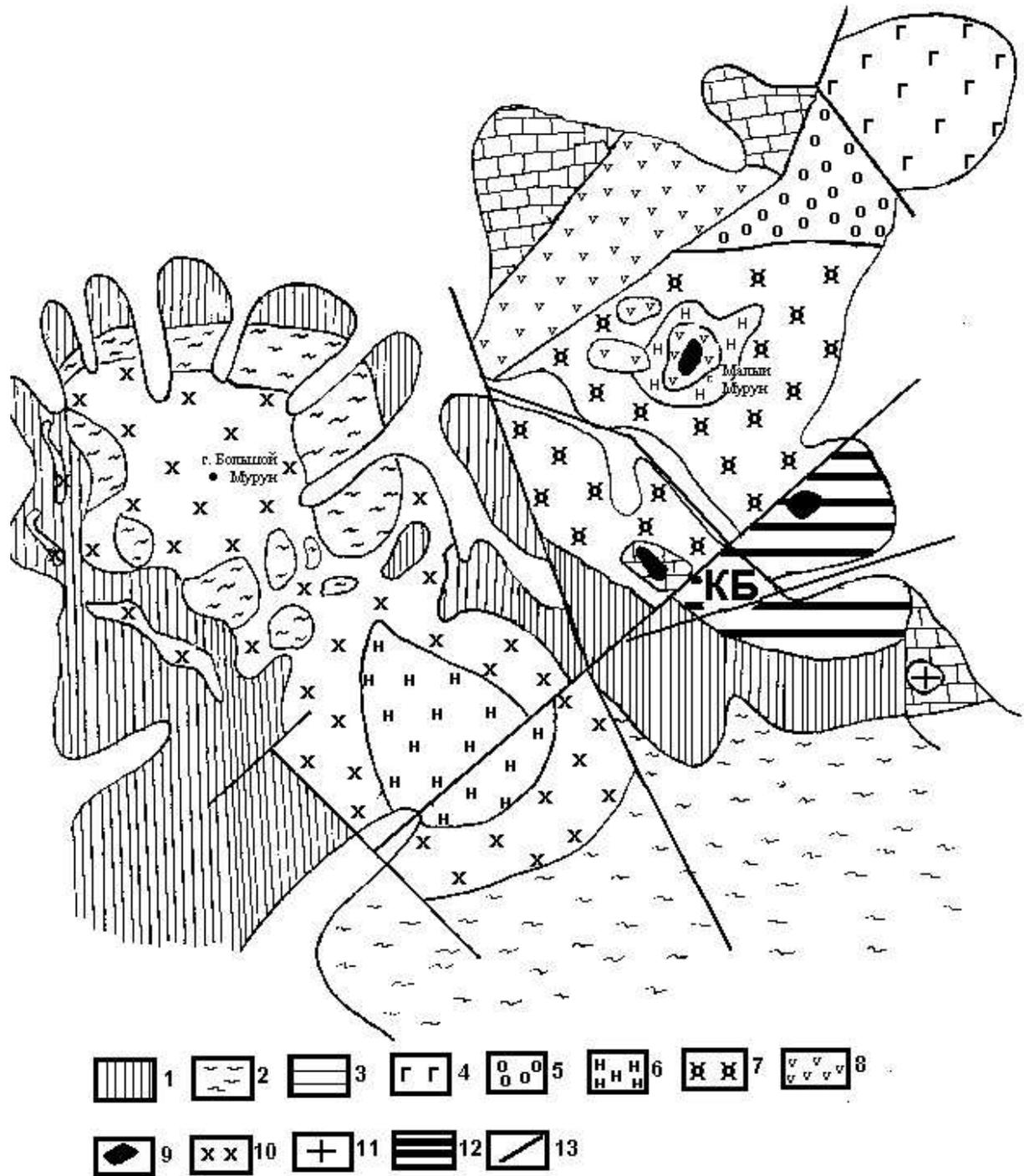


Рис. 5. Схема геологического строения Мурунского массива.

Вмещающие породы: 1-архейские гранито-гнейсы, 2-протерозойские кварцевые песчаники, 3- доломиты. Интрузивные породы: 4-расслоенный комплекс Вт-пироксенитов, 5-псев-долейцитовые сиениты, 6-нефелиновые сиениты, 7-щелочные сиениты, 8-эффузивный комплекс лейцитовых фонолитов, лейцитовых лампроитов, 9-эгириниты, 10-щелочные и кварцевые сиениты, 11-щелочные граниты, 12- породы чароитового комплекса, 13-разломы, КБ- участок развития «бенстонитовых» карбонатитов.

которых предложена следующая схема магматизма Маломурунского массива [7].

Ранней фазой сложена С-В часть массива (так называемая Мартовская геофизическая аномалия). Она представлена следующими породами:

1) кумулятная часть - выделения оливин-шпинелевых пород с зонами оливин-пироксен-флогопит-монтichelлитовых пород с мелилитом, которые встречаются в виде ксенолитов в биотитовых пироксенитах. По данным термобарогеохимических исследований [13], кристаллизация этих пород происходила при $t=1500-1200$ С. Не исключено, что оливин-шпинелиевые породы являются мантийными ксенолитами.

2) расслоенный комплекс ультраосновных ультракалиевых пород, состоящий из Vt-пироксенитов (Ap+Vt+Py), оливиновых лампроитов (Ol+Vt+Py+Плц+Fsp), К-ийолитов (Gr+Vt+Py+Ks), лейцитовых фергуситов (Плц+Vt+Py) и шонкинитов (Fsp+Vt+Py)*.

Главная фаза занимает центральную часть массива. Она сложена горизонтально расслоенным комплексом различных псевдолейцитовых, Fsp-кальсилитовых, Vt-Py калишпатовых сиенитов, кристаллизация которых заканчивается кварцевыми сиенитами, дайками и штоками щелочных гранитов. Псевдолейцитовые сиениты (сынныриты) с СВ части массива образуют довольно крупное тело, мощностью не менее 600 метров.

Вулканической фазой сложена центральная часть и северная части массива. Это расслоенный поток лейцитовых мелафонолитов, лейцититов, лейцитовых лампроитов, с участками их туфолав и туфобрекчий. Дайковый комплекс этой фазы представлен лейцитовыми тингуаитами, рихтерит-санидиновыми лампроитами, трахит-порфирами, сиенит-порфирами и эвдиалитовыми луювритами. Возможно, что вулканическая излившаяся фаза представляет собой верхнюю часть вулканоплутонического комплекса, блок которого опущен по разломам на гипсометрический уровень главной фазы, кристаллизация которой происходила в камере. На это указывает близость петрохимических характеристик пород вулканической и интрузивной фаз.

Поздняя фаза кристаллизовалась из остаточного расплав-флюида и занимает Ю-В часть массива, площадью 10 кв. км. Эта фаза представлена полосчатым расслоенным комплексом калиевых силикатно-карбонатных пород, состоящих из полос размером от 1м до 20-30 м следующего состава:

1) микрокальшпатиты - белые микрозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, с незначительными примесями пироксена и тинаксита;

2) кварц-кальцит-пироксен-микрклиновых пород, содержания кальцита в которых варьируют от 5 до 20%;

3) пироксен-кальшпатовых пород с варьирующим в широких пределах содержанием обеих компонентов. Текстуры и структуры пород этой части очень разнообразны: полосчатые, сферолитовые (для пироксена), равномернозернистые, мелко- и крупнозернистые и т.д.;

4) существенно пироксеновые породы, которые, вероятно, являются частным случаем полос третьего типа, обогащенных пироксеном.

В этом расслоенном полосчатом субстрате развиты тела карбонатитов (карбонатных) и чароитовых (силикатных) пород. Они представлены жильными телами - дайками, жилами, силлоподобными образованиями (горизонтальные дайки) и шлировыми телами, не имеющих резких контактов с силикатно-карбонатными породами. Блок силикатно-карбонатных пород по отношению к породам главной фазы является опущенным по оперяющим разломам. Все описанные выше породы, по многочисленным тектоническим зонам и трещинам, подвержены интенсивному воздействию гидротермальной стадии формирования массива, которая проявлена в сульфидизации и окварцевании пород. С гид-

* (Сокращения: Ap- апатит, Vt- слюда, Py- пироксен, Ol- оливин, Плц- псевдолейцит, Fsp- К-полевой шпат, Gr- гранат, Ks- кальсилит).

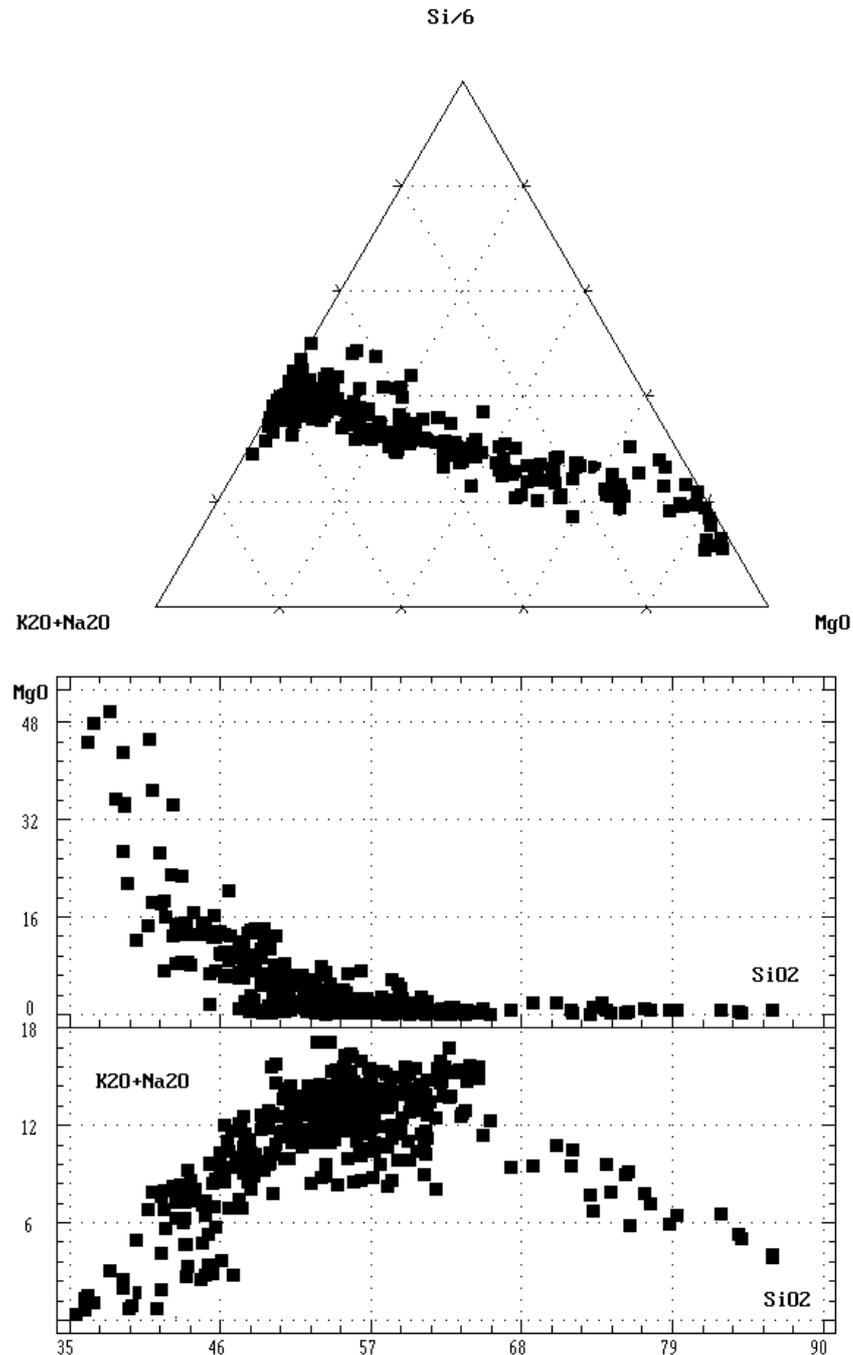


Рис. 6. Парные и тройные корреляции породообразующих элементов силикатных пород Мурунского массива.

ротермальными процессами связаны проявления Cu, Au, Ag, U, Th, Mo, Pb, Zn, Nb, Ti.

Химический состав силикатных пород Мурунского массива представлен в табл.1. Петрохимические и геохимические характеристики пород массива приведены на рис. 6, 7. Как видно из графиков парных и тройных корреляций петрохимических компонентов наблюдается единый тренд составов для всех пород, что свидетельствует о гомодромности пород комплекса. Впервые в породах К-серии обнаружен полный ряд

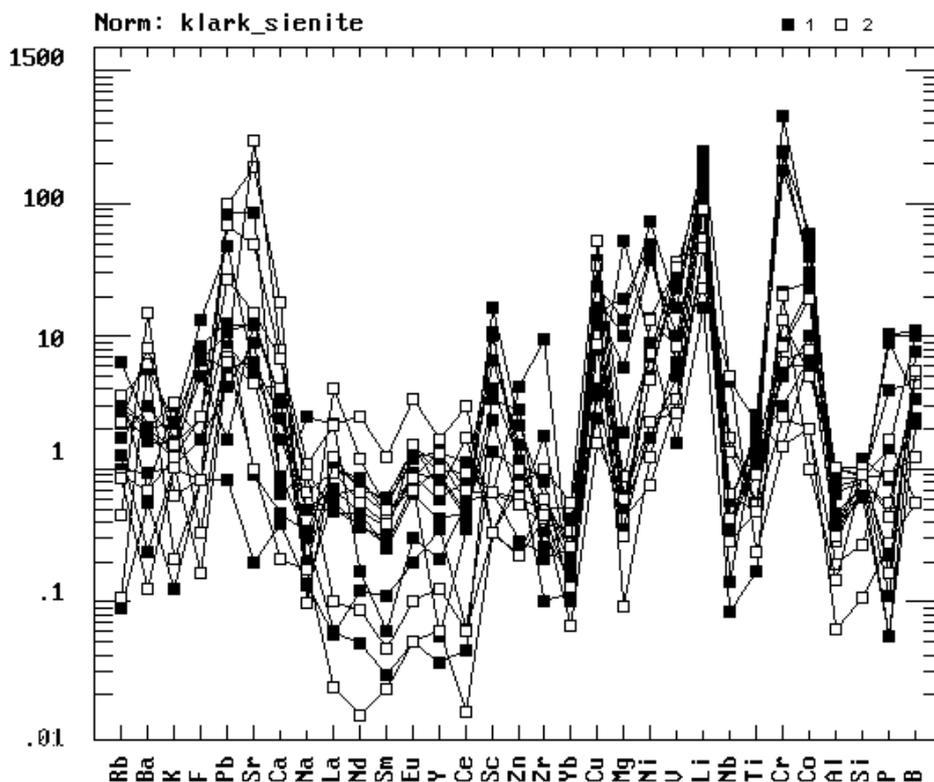


Рис. 7. Вариации спектра петрогенных и редких элементов в породах Мурунского массива (нормированные по кларку в сиенитах).

1- силикатные породы, 2-силикатно-карбонатные породы чароитового комплекса. Элементы расположены по величине ионного радиуса.

дифференциатов от ультраосновных-щелочных, через основные и средние к кислым составам (щелочным гранитам). Ответственными за образование такого полного ряда пород являются процессы дифференциации и магматического расслоения, широко проявленные во всех породах комплекса. Такой интенсивной дифференциации способствовал значительный температурный интервал (1500-700 °С) при кристаллизации от ранней фазы к поздней. Временной интервал образования всех пород комплекса оценивается в 5 млн. лет. Изучение состава расплавных включений в ранних породах комплекса [14] показало, что первичные магмы, из которых кристаллизовались породы комплекса, отвечают щелочным базальтоидам и близки к лампроитовым. Геохимия изотопов Sr, Nd, O, C, Pb [7] свидетельствуют о глубинном мантийном источнике вещества для образования магмы, давшей начало Мурунскому комплексу пород.

Карбонатитовые проявления Маломурунского массива

Спектр составов карбонатитов массива довольно разнообразен, но по химизму он не выходит за рамки К-серии. Выделено 6 разновидностей карбонатитов [7, 8, 9]:

1. Кальцитовые карбонатиты - наиболее распространенная разновидность карбонатитов. Они развиты на всех участках развития силикатно-карбонатных пород, кроме "Южного", где встречены только "бенстонитовые" карбонатиты. Кальцитовые карбонатиты встречаются в виде вытянутых шпиров в силикатно-карбонатных породах (участок "Коренной") размером 3x10 м, жил и горизонтальных тел, мощностью от 1 до 30 м и протяженностью до 1 км. Карбонатиты сложены кальцитом, калишпатом, пироксе-

Таблица 1.

Химический состав силикатных пород Мурунского массива (в вес.%)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40.80	45.60	43.06	44.07	42.76	48.95	48.93	55.55	52.10	57.83	61.84	82.59	53.96	47.44
TiO ₂	0.08	0.56	0.74	1.05	0.82	0.60	0.53	0.56	1.60	0.25	0.14	0.41	0.81	1.34
Al ₂ O ₃	0.97	4.55	6.40	6.26	10.32	9.77	10.69	16.10	11.10	16.38	18.05	5.46	14.80	9.63
Fe ₂ O ₃	3.68	3.73	3.52	6.03	3.15	4.04	4.43	4.60	6.62	3.98	1.24	2.81	3.91	8.10
FeO	4.52	1.65	3.41	4.50	5.74	2.12	4.04	2.15	5.28	0.90	0.90	0.54	3.69	4.10
MnO	0.26	0.07	0.10	0.15	0.17	0.06	0.14	0.08	0.19	0.07	0.02	0.01	0.15	0.17
MgO	45.13	20.29	13.04	16.78	14.37	10.65	9.33	0.80	3.40	0.85	0.19	0.62	1.79	6.45
CaO	2.62	19.47	15.85	9.89	12.21	11.31	8.26	3.30	5.00	2.08	0.39	0.61	4.30	3.81
BaO	0.13	0.34	0.12	0.11	0.87	0.19	0.35	0.34	0.76	0.81	1.07	0.01	0.33	1.43
SrO	0.01	0.03	0.40	0.20	0.03	0.19	0.22	0.18	0.17	0.07	0.06	0.04	0.21	0.21
K ₂ O	0.62	2.54	5.84	6.20	6.84	8.65	9.02	14.22	9.96	14.29	15.19	5.12	10.73	8.86
Na ₂ O	0.03	0.10	0.40	1.11	0.45	0.73	0.80	0.31	1.66	1.03	0.30	1.41	0.28	3.16
P ₂ O ₅	0.01	0.02	4.06	1.47	0.04	1.62	1.07	0.02	0.04	0.04	0.01	0.15	0.26	1.90
H ₂ O	0.99	0.18	2.82	1.13	1.50	1.45	1.40	1.40	1.60	0.98	0.77	0.12	0.96	2.20
CO ₂	0.31	1.03	0.30	0.44	0.30	0.00	0.26	0.10	0.00	0.20	0.10	0.40	3.15	1.45
F	0.05	0.10	0.70	0.12	0.5	0.40	0.30	0.20	0.02	0.04	0.05	0.20	0.21	0.90
Total	100.18	100.22	100.46	99.46	99.99	100.06	99.64	99.83	99.49	99.78	100.30	100.42	99.46	100.25

Примечание. Ранняя фаза: 1 – оливин-шпинелиевые ксенолиты, 2 – оливин-монтичеллит-флогопит-проксовая порода, 3 – биотитовый прроксенит, 4 – оливиновый лампроит, 5 – кальцитовый ийолит, 6 – лейцитовый феругенит, 7 – К-шонкинит. Главная фаза: 8 – лейцитовый сиенит, 9 – Вт-Ру-Фсп-сиенит, 10 – Кс-Фсп-сиенит, 11 – Фсп-сиенит, 12 – щелочной гранит. Вулканическая фаза: 13 – лейцитовый фonoлит, 14 – лейцитовый лампроит. Данные химического анализа (аналитик Л.Н.Матвеева, Институт геохимии СО РАН 1985-95 гг.)

ном и в меньших количествах кварцем. Второстепенные и акцессорные минералы: чароит, пектолит, тинаксит, сфен, торит, делиит, сульфиды и др. Встречаются все промежуточные составы между кальцитовыми и чароитовыми породами.

2. "Бенстонитовые карбонатиты - вторые по распространенности, после кальцитовых карбонатитов. Они встречены в большом количестве только на участке "Южный", где слагают крупное тело, мощностью 30м. Карбонатиты состоят из "бенстонита", пироксена, калишпата, иногда К-рихтерита. Второстепенные и акцессорные минералы представлены кварцем, чароитом, сфеном, вадеитом, сульфидами, редко апатитом. Далее эти карбонатиты будут рассмотрены более детально. Переходов между кальцитовыми и "бенстонитовыми" карбонатитами в этом теле не обнаружено.

3. Кальцитовые жилы с кварц-бенстонитовым сердечником и кальцит-бенстонитовые карбонатиты штокверковой зоны. Они образуют жильное тело на участке "Коренной" мощностью 2м и протяженностью 10м сложено кальцитом, тинакситом, пироксеном, калишпатом и кварцем, которое в центральной части жилы переходит в крупноблочный кварц с крупными кристаллами "бенстонита", размером до 10см. Местами эти сростания напоминают графические. Мощность кварцевого сердечника около 20 см. Штокверковая зона кальцит-«бенстонитовых» карбонатитов встречена в 500м к востоку от участка "Коренной", в керне скважины N 107 участка "Андреевского" на глубине 20-60м. Щелочные сиениты пересекаются многочисленными соединяющимися прожилками лейкократового карбонатита. Ширина прожилков от 1 до 10см. Карбонатиты сложены кальцитом, "бенстонитом", калишпатом. Редко встречается пироксен. В некоторых, наиболее мощных прожилках наблюдается зона "закалки", сложенная очень мелкозернистым агрегатом микроклина и "бенстонита".

4. Карбонатитовые жилы, состоящие из кварц-кальцитовой графики. Главные минералы - кварц и кальцит, образующие графические сростания по всему телу карбонатита. Бывают как крупнозернистые, так и мелкозернистые разновидности. Иногда встречаются округлые кварц-кальцитовые агрегаты в кальцитовой массе. Из второстепенных минералов встречаются пироксен, калишпата, рихтерит, сфен и в большом количестве сульфиды. Эта разновидность карбонатитов широко распространена в силикатно-карбонатном комплексе пород и сечет более ранние кальцитовые карбонатиты. Мы не поддерживаем особого названия этих пород - как торголиты, употребляемое некоторыми авторами, т.к. другим автором [1] торголитами названы другие породы, и введение этого термина будет приводить к дополнительной путанице.

5. Кальцитовые карбонатиты с железистой слюдой и магнетитом. Встречены в керне скважины N 107 в сиенитах в виде прожилков, мощностью до 20см. Эти прожилки сложены мелкозернистым кальцитом и более крупными выделениями слюды и магнетита. В некоторых прожилках этих карбонатитов в значительном количестве (до 20%) появляется флюорит.

6. Пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты - обнаружены во вмещающих породах южного экзоконтакта массива в керне скважин N1026 и N1052. Карбонатиты состоят из пластинчатого кальцита, создающего трахитоидность породы, пироксена, тетраферрифлогопита и кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом, коричневым цирконом, ильменитом (гейкелитом). Тело карбонатитов мощностью 20-30м сечет вмещающие гнейсы. В верхней части тело переходит в эруптивную брекчию округлых тетраферрифлогопит-калишпатовых "ксенолитов", сцементированных кальцитовым агрегатом.

Все описанные разновидности карбонатитов сконцентрированы в Ю-В части массива (площадь чароитового месторождения) в силикатно-карбонатном комплексе пород и вокруг него. Кроме того, в С-В части массива в районе Мартовской аномалии, нами обнаружена крупная глыба чароит-кальцитовых пород, не имеющая аналогов среди пород карбонатитового комплекса и в керне некоторых скважин отмечены небольшие прожилки кальцитовых и кальцит-баритовых карбонатитов. Следует отметить, что некоторыми авторами [1] к карбонатитам относят так же кальцит-тетраферрифлогопит - К-рихтеритовые породы (участок "Иркутский"). Другие авторы относят эти породы к скарнам по доломитам провеса кровли массива [11] над силикатно-карбонатным комплексом пород. При их большой мощности (более 400м по керну скважин) для этих пород отмечается выдержанность состава, мелкая полосчатость с выделением мономинеральных полос К-рихтерит-асбеста и тетраферрифлогопита и отсутствие менее измененных реликтов доломитов. Может быть, их можно отнести метасоматическому типу карбонатитов (?), так как по минеральному и редкоэлементному составу они мало отличаются от карбонатитов.

Геологическое положение Ва-Sr «бенстонитовых» карбонатитов

В ранних работах описание «бенстонитовых» карбонатитов проводилось по делювиальным высыпкам и строение самого карбонатитового тела интерполировалось на глубину, притом разными авторами по разному. Уточнение геологического положения карбонатитов произошло после изучения керна 6 скважин [9]. Были выявлены как параметры самого тела, так и особенности его внутреннего строения.

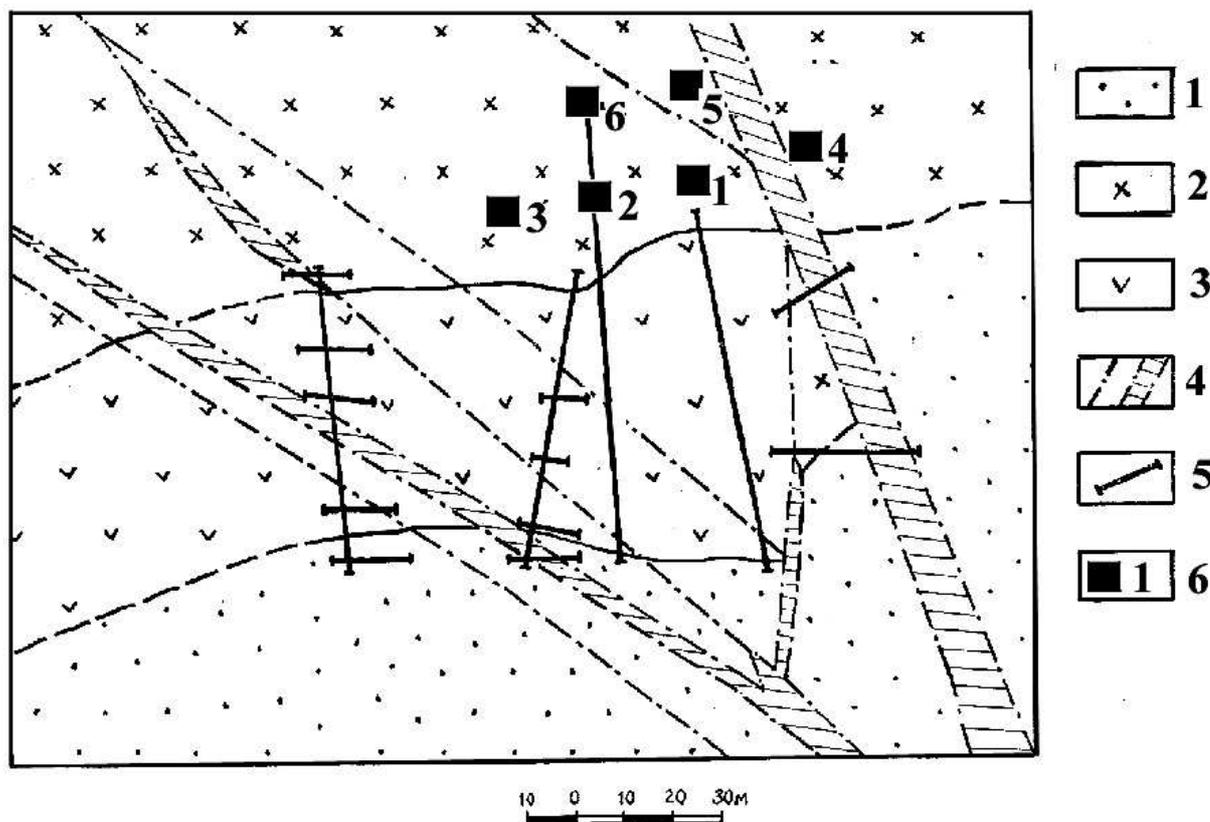


Рис. 8. Схема строения участка «бенстонитовых» карбонатитов.

Условные обозначения: 1-кварцевые песчаники, 2-Fsp-Py породы чароитового комплекса, 3-«бенстонитовые» карбонатиты, 4-разломы и тектонические зоны дробления, 5-канавы, 6-местоположение и номера скважин.

«Бенстонитовые» карбонаты относятся к самым ранним членам карбонатитового семейства Маломурунского массива. Они встречены только на участке "Южный" в западной части развития силикатно-карбонатных (чароит-карбонатитовых) пород (рис. 5). В незначительных количествах Ва-Sr карбонат встречается и в других типах карбонатитов Мурунского массива (см. описание карбонатитов выше). Геологическая карта района развития «бенстонитовых» карбонатитов представлена на рис. 8. Карбонатиты слагают горизонтальное sill-подобное дайковое тело, которое внедрилось по контакту между кварцевыми песчаниками (подошва) и более ранними пироксен-полевошпатовыми породам (кровля) силикатно-карбонатной фазы чароит-карбонатитового комплекса (фениты по др. авторам). Последние местами испытали значительное дробление, сцементированы карбонатитовым материалом и пересекаются мелкими апофизами карбонатитов, отходящими от главного тела. Наибольшая мощность карбонатитового тела 30 метров. Горизонтальное залегание тела подчеркивается четкой ритмичной расслоенностью вещества карбонатитов в виде лейкократовых и меланократовых полос и согласуется с горизонтальными элементами залегания наиболее распространенного типа кальцитовых карбонатитов. С Запада и Востока тело "обрублено" более поздними тектоническими зонами и, вероятно, опущено, исходя из выходов в подошве карбонатитов тела кварцевых песчаников. Эти же песчаники, являющиеся перемычкой вмещающих пород между Большемурунским и Маломурунским массивами западнее участка "Южный", расположены гипсометрически выше карбонатитов. Кроме пироксен-полевошпатовых пород, в виде ксенолитов в прикровлевой части карбонатитового тела, встречаются мелкие и крупные обломки силлов рихтерит-санидиновых лампроитов и останцы кварцевых песчаников. Само карбонатитовое тело брекчируется крупной тектонической зоной (скв. 5) с последующим окварцеванием. Небольшой выход карбонатитов (скв. 5) пересекается мелкими прожилками чароитовых пород.

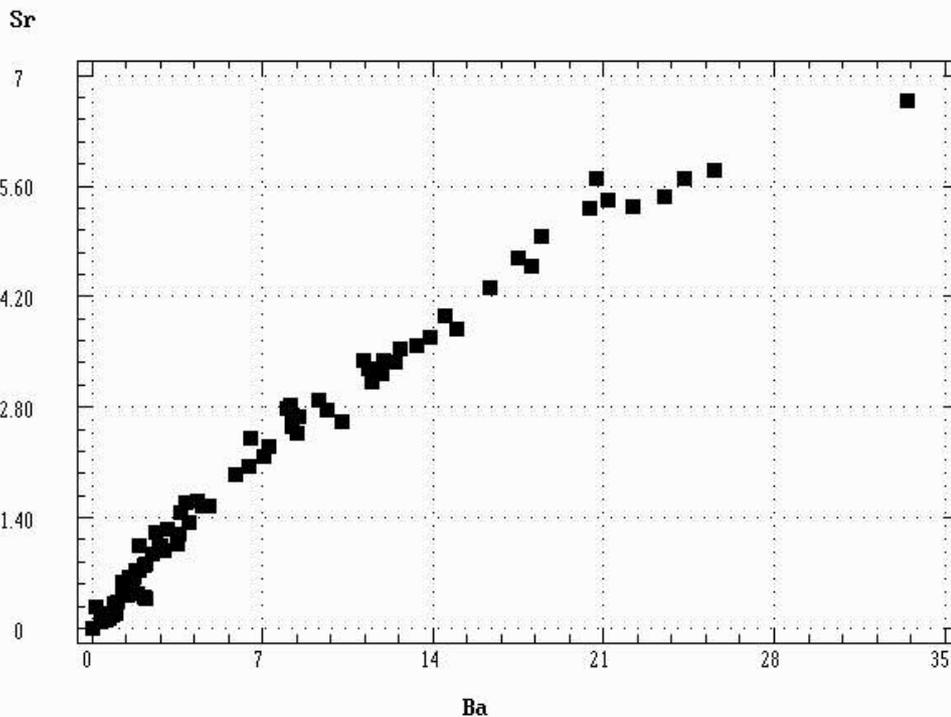


Рис. 9. Парные корреляции Ва и Sr в «бенстонитовых» карбонатитах.

Примечание. Пробы из скважин. Данные рентгено-флюорисцентного анализа, аналитик Финкельштейн А.Л., Институт геохимии СО РАН, 1999г.

Внутреннее строение карбонатитового тела довольно сложное и его невозможно отобразить на схемах строения. Оно состоит из ритмично переслаивающихся горизонтальных слоев разной меланократовости и их блоков. Главными породообразующими минералами карбонатитов являются бело-серый микроклин, темно-зеленый пироксен и светло-желтый распавшийся бенстонит. Полосы (ритмы) состоят из преобладающего одного или двух минералов. Это чаще микроклиновые, микроклин-"бенстонитовые", пироксеновые и пироксен-"бенстонитовые" слои. Размер отдельных слоев обычно 2-5 см и максимальные до 50см. По керну скважин по мощности тела можно насчитать до 100-150 слоев различного состава. Микроклиновые прослои состоят из ограненных кристаллов, размером 0,5-1см и их агрегатов, которые образуют полосы 1-2 см в "бенстонитовой" массе. Части кристаллов и их обломков равномерно рассеяны в карбонатной "субстанции". Пироксеновые прослои представлены сросшимися агрегатами удлиненных кристаллов, образующие незавершенные "солнца". Встречаются полосы, состоящие из "слипшихся" полных сферолитов пироксенового состава. Размер таких полос бывает от 1 до 10см. Эти прослои и полосы так же находятся в "бенстонитовой" связующей массе. Кроме того, имеются полосы, состоящие из сплошного "бенстонита", размер которых иногда достигает до 20-30см. Выделения сфена приурочены чаще к скоплениям пироксена, а вадеит встречается в виде зерен в карбонатной массе. Соотношение силикатной и карбонатной частей карбонатитов в небольших участках меняется от 5 до 95% одной в другой. Силикатные минералы кристаллизуются несколько раньше карбонатных, поэтому часто образуют ограненные кристаллы и их агрегаты. Отобразить реальное строение тела сложно из-за очень малых размеров полос.

Характеристики химического состава Ва-Sr- «бенстонитовых» карбонатитов и слагающих их минералов

Ва-Sr руда представлена жильным телом «бенстонитового» карбонатита горизонтального простирания, мощностью до 30 м и протяженностью - 1км. Оно подсечено 6 скважинами глубиной до 40м. Рудное тело имеет резкие контакты с вмещающими породами, в подошве с кварцевыми песчаниками и в кровле с микроклин-пироксеновыми породами чароитового комплекса. Карбонатитовое тело подвержено процессу магматического расслоения и состоит из полос «бенстонитового», «бенстонит»-микроклинового, пироксен-микроклин-«бенстонитового» состава. Иногда встречаются, почти мономинеральные, пироксеновые и микроклиновые полосы, мощностью от 2 до 10см. По всей мощности тела можно насчитать более сотни полос переменного состава, поэтому блоки, при картировании скважин, выделялись по преобладающей лейкократовой и меланократовой составляющей. Наиболее рудные на Ва -Sr блоки карбонатита распределены неравномерно, что связано с интенсивной расслоенностью карбонатита.

Главные породообразующие минералы, слагающие руду - "бенстонит", микроклин и пироксен. «Бенстонит» по химическому составу (табл. 2., ан. № 33) является природным Ва, Sr, Са- карбонатом, претерпевший распад на несколько карбонатных фаз: баритокальцит, кальцит, стронцианит и в меньшей степени - барит[17].

Микроклин - представлен чисто К-разновидностью, что характерно для всех полевых шпатов массива. Иногда в микроклинах "бенстонитовых" карбонатитов встречается повышенное содержание ВаО до 1-2%, однако не исключено, что они связаны с микровключениями «бенстонита».

Пироксен - довольно выдержанного состава, он содержит 50% эгиринового (Na-Fe) минала, 25% диопсидового (Са-Mg) минала и 25% геденбергитового (Са-Fe) минала.

Химический состав карбонатитов представлен в таблице 2. Все вариации химического состава в карбонатитах зависят от содержания этих трех главных минералов. Первые два анализа № 157 и № 151 проб, весом по 30 кг, характеризуют средние составы

Таблица 2.

Химический состав «бенстонитовых» карбонатитов Мурунского массива (в вес.%)

№ проб	151	157	141/3	141/8	3/15	1/30	6/32	1/33
SiO ₂	28.90	16.55	31.92	9.07	37.64	36.82	32.87	30.08
TiO ₂	0.64	0.28	0.30	0.08	0.24	0.47	0.66	0.42
Al ₂ O ₃	1.00	3.20	1.90	2.10	3.93	2.94	2.07	2.65
Fe ₂ O ₃	8.98	1.39	7.10	0.26	7.69	9.85	10.43	8.22
FeO	2.87	0.72	3.02	0.10	2.96	2.87	2.60	1.98
MnO	0.22	0.05	0.22	0.03	0.22	0.22	0.22	0.18
MgO	1.33	0.41	3.11	0.01	2.35	1.82	1.56	1.29
CaO	15.67	20.10	17.49	21.12	14.15	12.59	14.46	14.25
BaO	15.96	23.80	13.72	29.40	10.85	11.77	14.09	16.98
SrO	3.76	5.93	3.18	7.23	2.60	3.27	3.43	4.45
K ₂ O	1.11	3.06	1.85	1.90	3.93	2.91	1.93	2.67
Na ₂ O	3.86	0.51	2.75	0.35	2.73	3.66	3.65	3.04
F	0.02	0.10	0.01	0.01	0.05	0.07	0.05	0.10
CO ₂	15.24	23.42	12.88	28.35	10.68	10.12	10.79	13.46
P ₂ O ₅	0.07	0.30	0.56	0.10	0.23	0.74	0.76	0.38
S	0.12	0.23	0.11	0.12	0.10	0.15	0.11	0.12
Total	99.75	100.05	100.12	100.23	100.20	100.27	100.33	100.27
№ проб	4/47a	4/31a	3/30	3/20	2/20	1/10	33	143
SiO ₂	62.19	55.00	26.27	22.46	16.19	6.02	0.21	6.83
TiO ₂	1.15	1.69	0.22	0.30	0.88	0.20	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	2.33	2.80	4.09	4.10	2.35	0.88	0.22	1.03
Fe ₂ O ₃	4.49	5.94	4.31	2.96	2.50	0.49	0.12	0.74
FeO	0.27	0.45	1.17	0.63	1.00	0.10	0.12	0.50
MnO	0.22	0.23	0.10	0.06	0.06	0.03	0.07	0.10
MgO	1.33	1.28	0.91	0.85	0.89	0.28	0.14	0.09
CaO	6.65	6.87	15.36	16.19	19.54	21.67	28.16	46.86
BaO	7.38	8.54	19.99	23.03	26.67	33.29	37.00	1.06
SrO	1.77	2.17	5.61	6.52	7.11	10.99	9.57	3.94
K ₂ O	3.38	3.80	4.17	3.91	2.19	0.84	0.14	1.01
Na ₂ O	1.95	2.43	1.49	0.93	0.87	0.37	0.37	0.34
F	0.02	0.03	0.05	0.10	0.12	0.15	0.01	0.04
CO ₂	6.59	8.22	15.67	17.51	19.36	19.89	23.96	36.97
P ₂ O ₅	0.57	0.05	0.44	0.60	0.65	4.29	0.03	0.05
S	0.20	0.25	0.16	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10
Total	100.49	99.69	100.43	100.17	100.48	99.41	100.25	99.80

Примечание. Ва-Sr-карбонатитов - большие пробы (20 кг): 151 – меланократовые, 157 – лейкократовые - штуфные пробы (1 кг): 141/3 – меланократовые, 141/8 – лейкократовые, 33 – минерал «бенстонит»; Кальцитовые карбонатиты - 143; другие пробы. В числителе - номер скв., в знаменателе - метраж; № 4/47a и 4/31a – силикатно-карбонатные породы – апофизы от тела карбонатитов во вмещающие породы. Данные химического и квантометрического рентгено-флюорисцентного анализа, аналитики Л.Н.Матвеева и А.Л.Финкельштейн, 1990-95 гг. Сумма с пересчетом F и S на кислород.

главных разновидностей карбонатитов - лейкократовый и меланократовый, N33 - анализ чистого «бенстонита», а №143 - анализ кальцитового карбонатита, приведенного для сопоставления. Остальные анализы характеризуют пробы разной меланократовости из различных участков тела карбонатита, проведенные по карбонатитам из керна скважин (в числителе - № скважины, в знаменателе - метраж отбора пробы). Наблюдается очень четкая прямая корреляция концентраций Ba и Sr (рис. 9), выявленная из крупной выборки 180 анализов. Этот тренд так же подтверждает, что главным носителем Ba и Sr в карбонатите является минерал «бенстонит» и говорит о стабильных условиях кристаллизации, выраженном в постоянных концентрациях Ba и Sr в минерале, даже несмотря на распад раннего минерала. Анализы проб № 4/47а и № 44/31а характеризуют мелкие прожилки-апофизы в надкарбонатитовых вмещающих породах. Повышенные содержания в них Si и Ti в карбонатитах говорят о преобладающей роли в них силикатов - микроклина и тинаксита и в меньшей степени «бенстонита». Такие высокие выдержанные концентрации Ba и Sr, в карбонатной форме, не отмечались в других типах карбонатитов и вероятно, имеет смысл выделять их в самостоятельный тип.

По содержанию редких элементов «бенстонитовые» карбонатиты выделяются высокими концентрациями V и Cu, находящимися в сульфидной форме. Концентрации этих элементов превышают подобные в кальцитовых карбонатитах. Для «бенстонитовых» карбонатитов отмечаются низкие концентрации традиционных для карбонатитов Nb, Zr и соответствуют (в г/т): Nb- 5-10, Ta <1, Zr- 165-300, Hf- 2,5-3,6 (данные химико-спектрального анализа с обогащением). В кальцитовых карбонатитах эти элементы так же низкие: Nb- 5, Ta < 1, Zr- 115, Hf- 1,3.

В спектре TR преобладают легкие редкоземельные элементы[9] Отмечается очень незначительное фракционирование европия, что связано с преобладанием при кристаллизации механизма расслоения, над кристаллизационной дифференциацией фаз минералов. Спектры Ba-Sr и кальцитовых карбонатитов мало различаются.

В целом можно сказать, что "бенстонитовые" карбонатиты являются уникальной природной рудой Ba и Sr в карбонатной форме и могут без обогащения использоваться как добавка в сталелитейной промышленности.

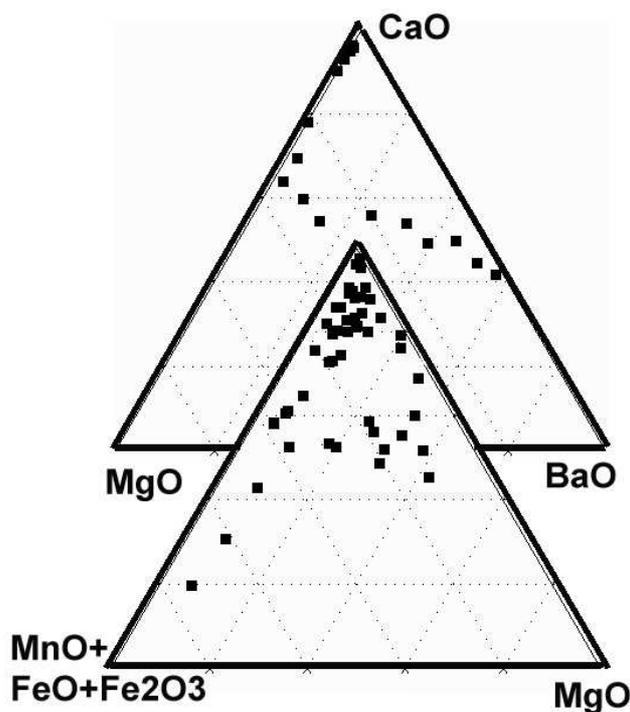


Рис. 10. График тройных корреляций элементов в карбонатитах.

Бенстонитовые карбонатиты: 1- Samalpatti, 2- Мурун; Карбонатиты Ю. Индии: 3- кальцитовые, 4- доломитовые, 5- анкеритовые.

Химический и минеральный состав карбонатитов Ю. Индии

В провинции Тамил-Наду, Ю. Индия, известны кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые, анкеритовые и «бенстонитовые» карбонатиты. Химический состав карбонатитов Тамил-Наду (Индия) представлен в табл. 3. В гидротермальном бенстоните из Арканзаса [18] содержится 1.7% MgO и всего 4% SrO. В «бенстонитах» Индии и Мурунского массива [9] MgO не содержится совсем. «Бенстониты» Индии и Мурунского массива различаются по содержанию SrO и TR_2O_3 . Индийский минерал содержит до 1.8% SrO и 4.5% TR_2O_3 , а сами карбонатиты от 1 до 3.5% TR_2O_3 (таблица № 3) и 0.2-1.3% SrO. В валовом составе «бенстонита» Муруна (табл. 2, ан. № 33)- 10% SrO и нет TR_2O_3 .

В зависимости от количественных содержаний в «бенстонитовых» карбонатитах микроклина и пироксена (диопсид- эгирин- геденбергита) содержания BaO и SrO варьируют в значительных пределах, однако наблюдается очень четкая линейная корреляция между Ba и Sr (рис. 9). Концентрации BaO в микроклине Муруна незначительные (до 0.5%) и четкая корреляция между Ba и Sr в карбонатитах свидетельствует, что главным концентратором этих элементов является «бенстонит». В «бенстонитовых» карбонатитах Индии четкой корреляции между содержаниями Ba и Sr не наблюдается, так как вторым концентратором этих элементов является микроклин, содержащий до 5% BaO [23].

На диаграммах тройных корреляций породообразующих элементов «бенстонитовые» карбонатиты обеих провинций образуют отдельные тренды составов, отличающиеся от трендов составов кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитов (рис. 10).

Минеральный состав «бенстонитовых» карбонатитов довольно простой. Кроме карбоната, породообразующими минералами являются пироксен-эгирин (50%) - диопсид (25%)- геденбергитового (25%) состава и чисто калиевый микроклин, содержащий до 5% BaO в карбонатитах Индии. В небольшом количестве встречаются щелочные амфиболы: К-рихтерит на Муруне и арфведсонит в Индии.

Другие типы карбонатитов Индии и Муруна подробно описаны в работах [21,23,7].

В щелочных массивах Salampattu и Korrati (участок Seratur) широко распространены кальцитовые, кальцит-доломитовые карбонатиты, которые секутся анкеритовыми карбонатитами. По химическому составу (табл. 3) выделяются все переходные разности между Ca, Mg и Fe карбонатитами. Кальцитовые карбонатиты Salampattu иногда содержат в большом количестве щелочной амфибол арфведсонит- рихтеритового ряда. А в кальцитовых карбонатитах участка Seratur (массив Korrati) часто встречаются пироксен, слюда, магнетит и апатит. Эти минералы образуют полосы в кальцитовых карбонатитах, подчеркивая широкое распространение в карбонатитах процессов магматического расслоения. В этих карбонатитах встречаются обособленные слои (до 20 см мощностью) слюдисто-апатит-магнетитового состава (нельсониты) (табл.3, ан.№11-13,15). Эти породы содержат до 20% P_2O_5 .

На треугольных диаграммах составов карбонатитов (рис. 10) наблюдается полный тренд составов между кальцитовыми и анкеритовыми карбонатитами. Карбонаты по составу отвечают кальциту, Fe-кальциту, доломиту, Fe-доломиту и анкериту. Встречаются структуры распада доломита в кальците и Fe-кальците. В анкеритовых карбонатитах иногда в значительных количествах распространен альбит и реже микроклин и амфибол. Когда в карбонатите много амфибола или альбита, то образуется силикатно-карбонатные породы.

Химический состав карбонатитов Ю. Индии (в вес.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	0,54	0,07	0,07	1,29	12,15	7,59	2,66	2,46	1,22	0,15	20,47	5,89	6,48	8,77	11,02	9,74
TiO ₂	1,64	0,02	0,04	0,66	0,41	1,24	0,32	1,2	0,07	0,21	1,65	2,32	0,71	0,42	2,99	0,19
Al ₂ O ₃	0,1	0,1	0,1	0,1	1,85	1,59	0,3	0,1	0,3	0,1	4,88	1,51	0,85	1,75	2,87	1,34
Fe ₂ O ₃	17,46	0,51	0,63	8,73	2,73	6,67	2,54	2,13	0,84	1,62	9,65	15,18	5,85	5,41	17,82	1,71
FeO	6,71	0,72	3,13	3,13	1,8	3,59	0,99	2,07	0,1	1,7	6,96	7,45	1,98	2,69	11,01	1,26
MnO	0,26	0,26	0,53	0,25	0,15	0,18	0,16	0,32	0,14	0,32	0,15	0,25	0,11	0,15	0,17	0,19
MgO	2,6	3,7	17,2	2,3	4,87	4,4	2,22	4,42	1,01	5,0	10,49	2,52	2,93	5,0	5,16	3,03
CaO	37,92	50,01	32,31	44,81	41,48	39,57	48,94	44,85	52,4	46,82	21,93	35,29	41,88	38,62	25,5	45,71
BaO	0,13	0,16	0,05	0,15	0,22	0,12				0,14	0,19	0,08	0,15		0,11	0,33
SrO	0,59	0,79	0,79	0,66	0,31	0,45	0,42	0,05	0,04	0,75	0,07	0,08	1,32	1,12	3,56	2,85
Na ₂ O	0,11	0,12	0,09	0,21	0,47	0,19	0,21	0,34	0,08	0,1	0,49	0,29	0,28	0,27	0,3	0,49
K ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,07	1,04	1,43	0,21	0,07	0,13	0,03	3,47	0,52	0,63	1,64	1,72	0,36
P ₂ O ₅	1,39	2,82	2,06	2,65	2,07	10,99	3,6	3,32	1,23	0,84	12,94	16,49	20,04	8,06	13,05	0,01
F	0,26	0,4	0,25	0,25	0,18	0,73	0,22	0,23	0,08	0,15	1,01	1,01	1,2	0,57	0,89	0,03
S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,31	0,4	0,68	0,04	0,05	0,01	0,95	0,42	2,75	2,05	0,49	0,09
SO ₃													0,71	0,37	0,71	0,37
CO ₂	28,96	37,82	41,28	31,89	30,03	20,83	36,67	37,77	41,67	40,24	3,18	10,39	11,97	23,85	6,24	35,08
H ₂ O	1,42	2,2	1,67	2,99						1,44	1,66	0,76	0,82	0,91	0,86	
Σ	99,87	99,37	100,02	99,9	99,74	99,3	99,44	99,85	99,49	99,51	99,19	99,96	97,78	99,8	99,69	99,81
ΣTR	0,17	0,23	0,09	0,2	0,19	0,36				0,14	0,38	0,45				0,59

Таблица 3 (продолжение).

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	7,18	2,98	10,93	19,66	2,98	38,82	2,46	17,09	15,34	41,23	18,92	43,57	36,92	44,31	49,56	19,04
TiO ₂	0,01	0,04	0,01	1,82	1,08	0,05	0,07	0,61	0,11	0,16	0,53	0,28	0,32	0,71	0,35	0,11
Al ₂ O ₃	1,7	1,2	2,5	1,7	0,1	10,52	0,63	0,71	1,47	0,7	4,26	0,7	9,47	7,8	11,58	0,3
Fe ₂ O ₃	0,52	0,02	0,12	12,02	6,03	1,66	1,18	10,93	4,72	3,38	2,63	3,12	3,94	3,67	4,42	8,9
FeO	0,26	0,26	1,34	0,8	2,59	1,98	3,95	3,41	4,58	0,54	3,14	1,52	0,18	0,9	0,99	0,63
MnO	0,01	0,01	0,03	0,24	0,13	0,81	1,54	1,1	0,17	0,08	1,45	0,07	0,07	0,07	0,05	0,23
MgO	1,8	1,1	15,9	3,1	1,7	6,22	16,41	10,81	13,98	14,4	9,4	16,2	4,2	3,04	2,64	1,6
CaO	50,93	52,05	38,61	29,73	47,79	13,64	28,62	20,37	22,22	19,77	23,59	17,32	36,07	37,1	21,97	17,98
BaO	0,2	0,074	0,05	0,57	0,05	0,35	0,3	2,91	0,03	0,07					0,05	20,75
SrO	0,1	0,1	0,11	0,32	0,47	0,45	0,41	0,44	0,54	0,06	0,4	0,05	0,21	0,63	0,65	0,65
Na ₂ O	0,16	0,26	0,07	3,62	0,16	6,4	0,4	2,21	2,24	3,38	3,22	3,77	0,08	0,05	0,1	3,83
K ₂ O	0,15	0,09	0,01	0,01	0,02	0,12	0,05	0,05	0,11	1,3	0,08	1,57	0,15	0,21	5,97	0,16
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,06	9,87	1,1	0,05	0,02	0,09	0,03	0,01	0,06	0,03	0,02	0,13	0,18	0,42
F	0,17	1,1	0,45	0,8	0,19	0,09	0,01	0,03	0,03	0,06	0,01	0,1	0,07	0,01	0,02	0,13
S	0,24	0,02	0,45	0,14	0,02	0,07	0,02	0,59	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,12	0,09
CO ₂	35,08	39,33	29,2	13,09	35,2	18,87	43,4	27,13	33,95	12,76	31,91	9,68	6,69	1,41	1,64	20,4
H ₂ O	1,75	2,07	0,71	2,38	0,77	0,35		0,43		1,69		1,88	1,03	0,29	0,35	
Σ	100,10	100,25	100,08	99,28	100,34	99,99	99,19	98,46	99,38	99,48	99,74	99,83	99,25	99,74	99,95	97,02
ΣTR	0,32															

Таблица 3 (окончание).

	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	14,7	33,58	41,91	11,24	6,42	18,17	19,21	28,36	10,09	3,05	33,48	26,29	32,48	25,23	10,62
TiO ₂	0,02	0,47	0,07	0,11	0,13	0,26	0,22	0,3	0,16	0,19	0,45	0,36	0,6	0,34	0,22
Al ₂ O ₃	2,94	4,4	9,62	2,4	1,6	3,2	1,3	7,9	2,4	3,1	7,9	6,3	7,1	6,9	3,3
Fe ₂ O ₃	2,08	8,51	4,45	1,74	0,52	1,52	2,62	1,82	1,52	1,52	4,32	2,62	4,52	4,52	1,12
FeO	0,18	2,51	0,45	4,38	0,17	0,8	1,25	0,53	0,08	0,17	0,26	0,26	0,89	0,62	0,35
MnO	0,17	0,23	0,11	1,72	0,02	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,08	0,06	0,1	0,08	0,02
MgO	0,7	3,08	0,8	12,8	10,4	3,4	6,3	1,8	7,0	5,1	1,8	1,6	3,9	2,3	11,2
CaO	19,0	15,8	8,95	22,45	41,84	43,1	40,67	36,6	42,86	48,38	38,78	43,29	37,62	30,5	40,23
BaO	25,86	9,02	10,35	5,9	0,046	0,03	0,09	0,01	0,09	0,07	0,03	0,09	0,09	0,02	0,1
SrO	0,21	0,51	1,32	0,62	0,05	0,11	0,09	0,11	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09	0,12	0,08
Na ₂ O	0,81	3,88	1,92	1,79	0,02	0,21	0,25	0,74	0,02	0,01	0,18	0,17	0,22	7,32	0,02
K ₂ O	2,47	2,27	7,82	0,12	0,03	1,04	0,04	2,16	0,01	0,02	1,31	0,46	0,06	0,17	0,03
P ₂ O ₅	0,5	0,45	0,21	0,01	0,03	0,1	0,14	0,05	0,01	0,01	0,47	0,11	0,28	0,12	0,02
F	0,13	0,22	0,06	0,03	0,03	0,13	0,13	0,31	0,12	0,1	0,1	0,1	0,07	0,05	0,05
S	0,1	0,31	0,05	0,76	0,21	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,16	0,04
CO ₂	23,97	12,62	10,08	32,77	36,15	26,75	25,5	18,19	32,71	37,27	10,23	17,33	11,5	20,02	31,14
H ₂ O		0,39	0,27	0,58	2,3	1,4	2,66	1,45	2,84	0,97	0,49	1,0	0,37	1,74	1,6
Σ	97,10	98,62	98,39	99,03	99,81	100,19	100,38	100,26	99,91	99,98	99,91	100,01	99,78	100,09	99,95
ΣTR	3,33	1,23	1,27	0,03	0,002	0,01	0,002	0,02	0,005		0,01			0,01	

Примечание. Наименование пород: массив Kotatti (Sevatur)- карбонатиты № 1-2-1, массив Salampatti-карбонатиты 22-39 (бензгитиновые карбонатиты Joggiratti № 32-35), приконтактовые скарны - № 40-47. Данные химического анализа, аналитик Матвеева Л.Н., Институт геохимии СО РАН 2002г.

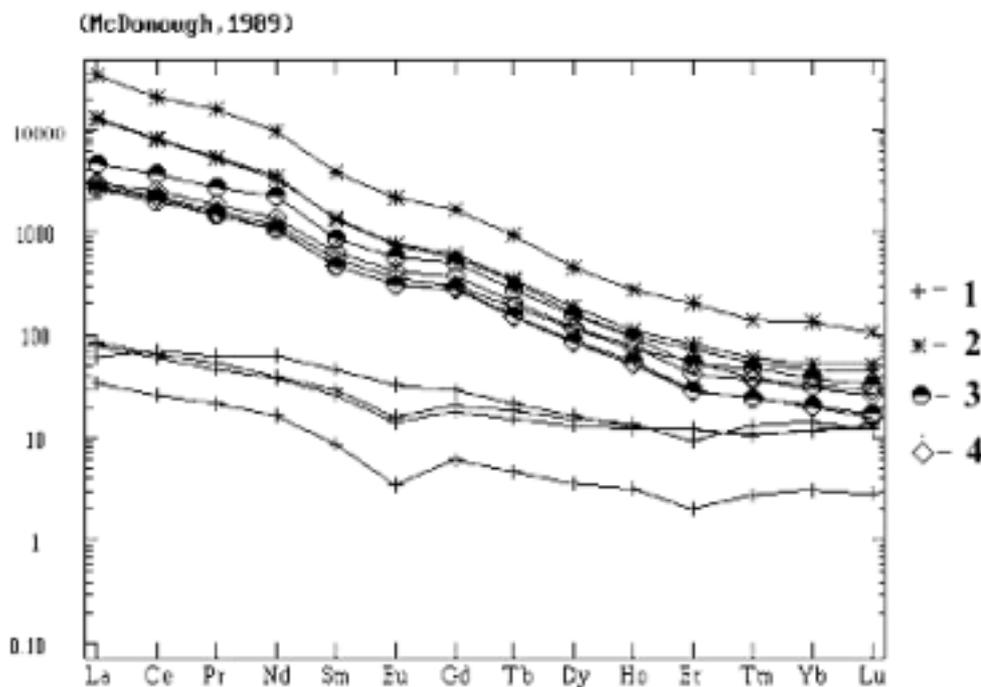


Рис. 11. Спектры TR в карбонатах (нормированные по хондриту).

1)- «бенстонитовые» карбонаты, 2)- кальцитовые карбонаты.

Редкоземельные элементы в карбонатах Тамил-Наду

Концентрации TR_2O_3 в карбонатах приведены в таблице 4. Общие содержания редкоземельных элементов варьируют от 0.01 до 3.5%. Наивысшие концентрации TR_2O_3 отмечаются в «бенстонитовых» карбонатах и апатит-магнетитовых полосах в кальцитовых карбонатах. А наименьшие концентрации TR_2O_3 характерны для приконтактовых карбонатных скарнов.

Спектры редкоземельных элементов приведен на рис. 11. Они однотипны для карбонатов разного состава, имеют близкий наклон графиков и отличаются только общими концентрациями TR_2O_3 . Для всех типов карбонатов отмечается почти полное отсутствие фракционирования Eu. Все это свидетельствует о генетической близости всех типов карбонатов провинции Тамил-Наду.

Генезис карбонатов

В отношении генезиса карбонатов и генетически единых с ними чароитовых пород высказывалось много точек зрения. Учитывая необычный минеральный состав этих пород и их полосчатое строение, многие исследователи (В.П.Рогова, Ю.В.Иванов, А.Г.Булах, К.А.Лазебник, А.Б.Борисов, А.М.Акимов, А.А.Конев и некоторые другие) считали эти породы метасоматическими. Однако исследования температура гомогенизации расплавных включений [4, 16] и изучение фаз распада бенстонита [10, 17] - температуры образования которых известны из экспериментальных исследований однозначно показали, что образование пород чароит-карбонатного комплекса произошло из остаточного расплава-флюида и кристаллизация которого началась при t -750-800 градусов С и закончилась при 400-300 °С.

Таблица 4.

Содержание редкоземельных элементов (ppm) в карбонатах Тамил Наду

№ п/п	1	2	3	4	5	6	10	11	12	13	15	16	18	19	20	21
La	290	412	155	336	447	697	281	769	892	1091	608	820	2,62	11,23	363	252
Ce	617	844	334	758	770	1355	605	1560	1839	2241	1231	1213	5,18	22,21	768	540
Pr	71,51	98,54	42,59	82,29	64,55	149,79	68,15	138,99	173,30	253,43	138,38	113,34	0,55	2,54	100,37	57,14
Nd	276	382	168	323	234	545	266	513	631	1029	490	365	2,16	9,40	386	219
Sm	47,47	66,16	28,87	56,68	36,17	82,93	47,56	73,44	92,39	134,29	73,24	48,82	0,32	1,62	70,27	35,75
Eu	12,45	17,21	7,20	14,33	9,68	21,14	12,25	17,10	22,54	32,61	17,87	12,77	0,08	0,30	18,57	9,91
Gd	38,82	54,03	20,69	45,27	3,56	61,04	39,32	5,96	7,92	88,82	50,50	36,60	0,34	1,43	51,05	29,49
Tb	4,51	6,49	2,37	5,44	29,52	6,90	4,72	53,08	71,83	10,22	5,77	4,53	0,05	0,22	6,12	3,58
Dy	20,25	28,11	9,27	23,47	14,88	29,21	20,69	21,06	29,46	37,61	20,80	20,27	0,33	1,18	24,83	15,91
Ho	3,25	4,35	1,30	3,65	2,45	4,17	3,41	2,99	4,35	5,49	3,11	3,29	0,06	0,22	3,83	2,55
Er	7,35	10,19	2,70	8,64	5,81	9,30	7,92	6,62	9,50	11,93	6,42	8,04	0,16	0,69	8,29	6,06
Tm	0,93	1,20	0,32	1,01	0,68	1,00	0,95	0,67	1,00	1,22	0,62	0,97	0,03	0,08	0,89	0,71
Yb	5,47	7,29	1,76	6,17	3,97	5,49	5,78	3,66	5,46	6,53	3,53	5,83	0,19	0,71	4,99	4,12
Lu	0,77	0,98	0,23	0,85	0,54	0,74	0,79	0,42	0,66	0,80	0,43	0,84	0,03	0,09	0,60	0,58
ΣTR ₂ O ₃ (%)	0,17	0,23	0,09	0,20	0,19	0,36	0,16	0,38	0,45	0,59	0,32	0,32	0,001	0,01	0,22	0,14
№ п/п	23	24	26	29	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	43	46
La	36,1	85	28	6,60	6587	8017	2943	3023	20,88	3,40	15,31	3,23	28,27	7,85	20,29	13,96
Ce	118	266	86	17,12	10351	12654	4767	4967	79,00	7,62	29,60	6,90	54,82	16,05	40,02	42,90
Pr	17,31	39,98	13,11	2,41	1063	1460	498	511	12,87	0,96	3,42	0,97	6,37	1,93	4,74	6,38
Nd	73	167	56	10,24	3413	4373	1559	1625	57,61	3,66	13,21	4,33	25,44	7,58	18,37	28,65
Sm	15,71	32,16	13,13	2,68	453	591	211	203	13,44	0,75	2,65	1,01	5,15	1,31	4,38	6,68
Eu	4,49	8,11	3,75	0,64	98,10	123,99	44,33	42,78	3,13	0,17	0,57	0,26	1,09	0,24	0,95	1,91
Gd	10,79	19,60	9,90	0,51	273	334	126	118	9,65	0,73	2,37	0,84	5,08	1,31	4,01	5,60
Tb	1,44	2,34	1,35	2,91	28,37	34,44	12,98	12,28	1,33	0,12	0,31	0,11	0,73	0,17	0,68	0,79
Dy	7,05	10,14	6,87	3,01	94,92	115,29	47,10	41,73	6,15	0,68	1,92	0,60	4,34	0,95	3,74	4,16
Ho	1,16	1,58	1,19	0,59	12,82	15,47	6,34	5,63	1,06	0,12	0,36	0,10	0,82	0,18	0,78	0,72
Er	2,98	4,31	3,23	1,85	28,11	34,03	13,42	12,26	2,66	0,38	1,03	0,21	2,38	0,49	2,32	2,01
Tm	0,44	0,58	0,43	0,27	2,99	3,61	1,54	1,39	0,40	0,07	0,14	0,02	0,34	0,07	0,34	0,28
Yb	3,09	4,00	2,70	1,75	17,10	22,48	8,90	7,86	2,85	0,35	0,93	0,19	2,07	0,52	2,43	1,96
Lu	0,51	0,64	0,35	0,24	2,21	2,69	1,27	1,10	0,44	0,05	0,14	0,02	0,28	0,07	0,32	0,34
ΣTR ₂ O ₃ (%)	0,04	0,08	0,03	0,01	2,69	3,33	1,23	1,27	0,03	0,002	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01

Примечание. № по порядку из табл. 3. Данные анализа ICP MS, анализик Митрофанова А.Ю., Институт геохимии СО РАН, 2003г.

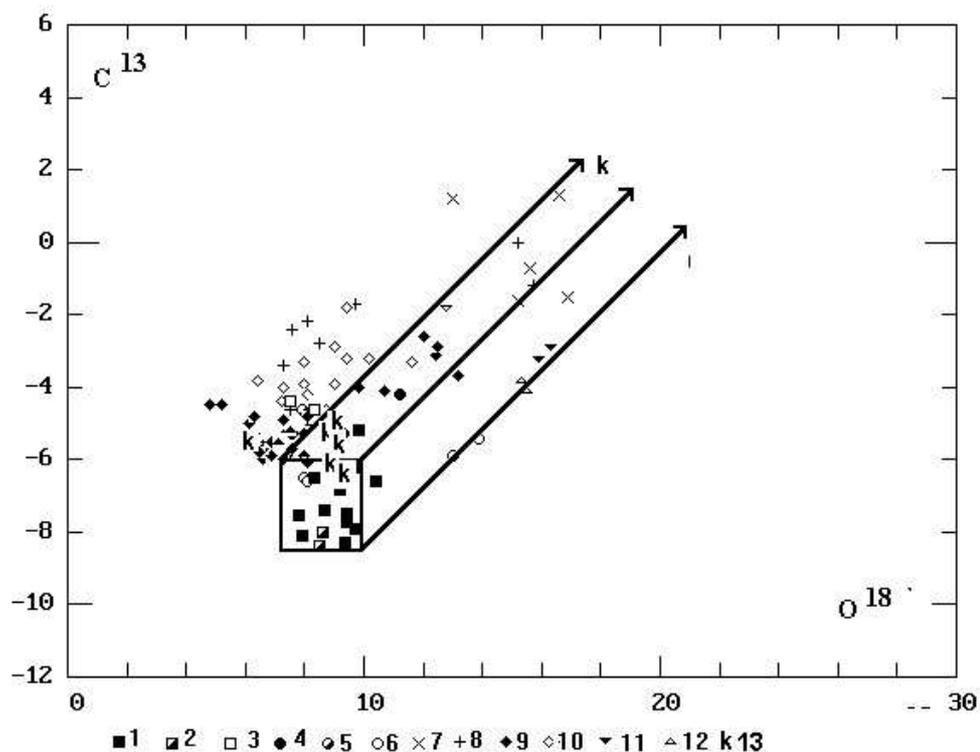


Рис. 12. Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатах.

Массивы: 1) - Мурун, 2) - Хани, 3) - Билибинский, 4) - Кокшаровский, 5) - Арбарастах, 6) - Ингили, 7) – Мушугай (Монголия), 8) - Кольский п-ов, 9) - Белая зима, 10) - Гули, 11) - Дарай-Пиоз, 12) - Тагна. 13) - Тамил-Наду Мантийный квадрат с линиями трендов дифференциации карбонатов (по Yavou).

Как показывают экспериментальные данные [12] в К-щелочных системах происходит расслоение расплава на силикатную, карбонатную, фосфатную и др. части. При исследовании расплавных включений ранних пород [14] Мурунского массива, в них обнаружены несмешивающиеся силикатный (лампроитовый) и карбонатный расплавы. Подобные разделения на два расплава наблюдались нами непосредственно в породах. В некоторых жильных телах сиенитов и щелочных гранитов встречены каплевидные выделения кальцита с высоким содержанием Sr (более 1%). Весь комплекс силикатно-карбонатных пород чароитового месторождения состоит из чередующихся полос различного силикатного и карбонатного состава, что связано с процессом расслоения остаточного расплава-флюида в докристаллизационный этап при резком сбросе давления и охлаждении. Расслоение происходит неоднократно и в самих карбонатах. Во-первых, они разделяются на 2 жидкости- Ba-Sr и Ca-кальцитовую. В этих же разделенных жидкостях при дальнейшем охлаждении происходит расслоение на Ba-Sr-Ca-карбонатную, K-Al- и Na-Ca-Mg-Fe- силикатные составляющие, что выражается в образовании мономинеральных полос микроклина, пироксена и карбоната. В зависимости от динамики кристаллизации и наличия или отсутствия в это время движения расплава образуются капли (дающие начала образованиям сферолитовой структуры) или полосы, которые иногда состоят из слипшихся при движении расплава капель-сферолитов. Такие сферолитовые структуры особенно характерны для пироксена и тинаксита. Все эти факты свидетельствуют о свободной кристаллизации минералов карбонатов (что невозможно при метасоматическом процессе) из остаточного силикатно-карбонатного расплава-флюида, прошедшего стадии расслоения.

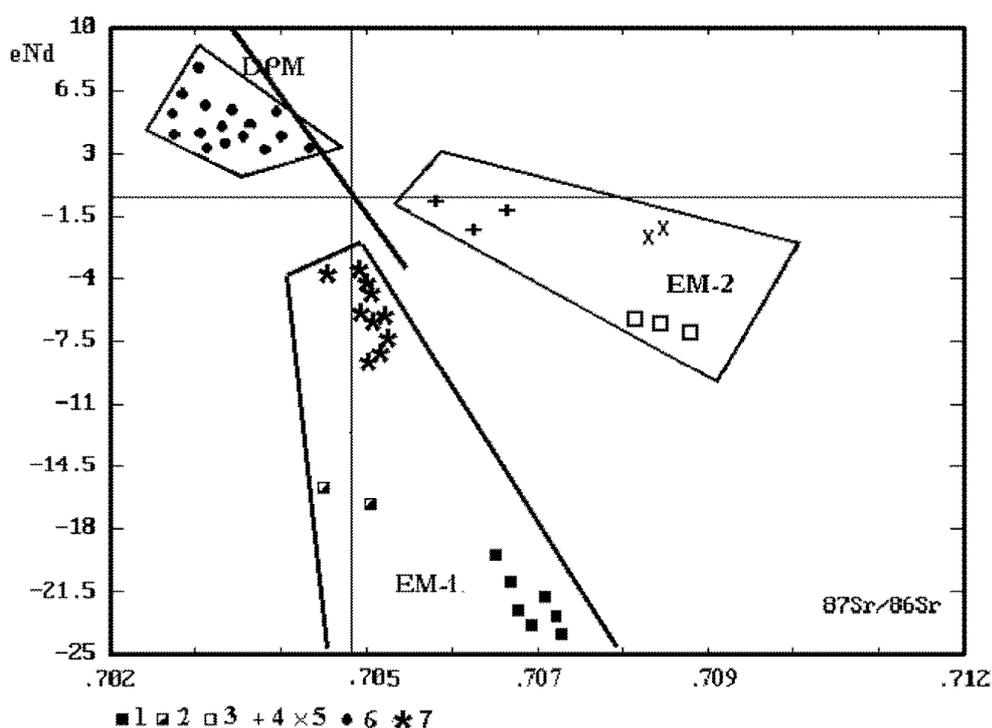


Рис. 13. Соотношение изотопов Nd и Sr в карбонатитах.

Массивы: 1) - Мурун, 2) - Хани, 3) - Дарай-Пиоз, 4) - Мушугай, 5) - Лугингол, 6) - Саянские, Гулинские, Кольские карбонатиты, 7) - карбонатиты Ю.Индии ДПМ - деплетированная мантия, EM-1 и EM-2 - обогащенная мантия. Черная линия - линия мантийной последовательности.

Геохимия изотопов в карбонатитах

Геохимия изотопов в карбонатитах Ю. Индии и Мурунского массива рассматривалась ранее в работах [5, 7, 19, 20, 21].

Нами проводились исследования геохимии изотопов Sr, Nd, C, O, Pb в породах Мурунского массива. Как видно из рис. 12 по соотношению изотопов углерода и кислорода точки составов карбонатитов Мурунского массива попадают в мантийный квадрат (по Yavouy). Точки изотопов Pb образуют поле, расположенное рядом с полем лампроитов США [5], а рассчитанный по ним возраст мантийного субстрата, из которого выплавилась магма Муруна отвечает 3,2 млрд. лет.

По соотношению изотопов Nd и Sr составы силикатных пород и карбонатитов Мурунского массива попадают в поле обогащенной мантии EM-1, притом имеют наибольшие отрицательные значения эpsilon неодима, из известных в щелочных породах (рис. 13). Дополнительное изучение кальцитовых и кальцит- доломитовых карбонатитов Seratur приведено в таблице 5. Для них, как и для карбонатитов Мурунского массива [7,20], характерны отрицательные значения эpsilon Nd. Значения отношений изотопов Sr варьируют от 0.705 до 0.709. Как видно из рис.13 карбонатиты Ю. Индии и Мурунского массива образовались из обогащенного мантийного источника EM-1. Это характерно для щелочных карбонатитовых комплексов, образовавшихся в рифтовых зонах древних щитов. Значения изотопных соотношений для силикатной и карбонатной частей Мурунского массива почти не различаются, что говорит о их происхождении из единой первичной магмы.

Таблица 5.

Значения изотопов (С, О, Sr, Nd) и их отношений в породах Тамил Наду

№ п/п	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (760Ma)	εSr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (760Ma)	εNd
1	0,08	7212	45,7	227	0,00003	0,705281	0,705281	23,8	0,1217	0,511954	0,511347	-6,1
2	0,05	8292	50,6	232	0,00002	0,705192	0,705192	22,6	0,1320	0,512017	0,511359	-5,8
3	0,05	8304	52,9	272	0,00002	0,705313	0,705313	24,3	0,1176	0,511973	0,511387	-5,3
4	0,07	8173	51,3	265	0,00002	0,705251	0,705251	23,4	0,1169	0,511905	0,511323	-6,6
5	0,24	8806	9,80	66,3	0,00008	0,705103	0,705102	21,3	0,0894	0,511877	0,511432	-4,4
6	0,57	8779	7,70	49,7	0,00019	0,705107	0,705105	21,4	0,0937	0,511853	0,511386	-5,3
7	0,53	8571	9,75	63,1	0,00018	0,705108	0,705106	21,4	0,0935	0,511840	0,511374	-5,6
8	1,15	8353	11,4	71,7	0,00040	0,705085	0,705081	21,0	0,0959	0,511879	0,511401	-5,0
9	0,39	9609	25,5	159	0,00012	0,705146	0,705145	21,9	0,0972	0,511854	0,511369	-5,6
	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O			⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (800Ma)	εSr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (800Ma)	εNd
10	-5,63	7,51			0,00003	0,70529	0,70529	24,65	0,1231	0,511912	0,511266	-6,65
11	-5,03	9,32			0,00035	0,70511	0,70510	21,97	0,1039	0,51118	0,511255	-6,86
12					0,00022	0,70500	0,70500	20,53	0,101	0,511857	0,511327	-5,45
13					0,00059	0,70521	0,70521	23,45	0,117	0,511801	0,511187	-8,19
14	-4,85	9,19			0,0035	0,70509	0,70505	21,19	0,126	0,511184	0,511179	-8,35
15	2,08	18,54			0,287	0,71288	0,7096	85,89	0,1072	0,511691	0,511129	-9,33
16	-4,87	8,87			0,00004	0,70514	0,70514	22,53	0,0986	0,511727	0,511121	-7,75
17	-5,81	9,29			0,00005	0,70513	0,70513	22,42	0,111	0,511928	0,511345	-5,1
18	-6,47	9,42			0,00008	0,70455	0,70454	14,06	0,1509	0,512186	0,511394	-4,15
19					0,27	0,70815	0,70507	21,51	0,117	0,511834	0,511122	-7,54
20					1,157	0,72097	0,70775	59,62	0,144	0,511748	0,510993	-
21					0,75	0,71457	0,70599	34,68	0,1179	0,511412	0,510793	-
												15,89

Примечание. Данные авторов (№ 1-9): массив Sevatur – кальцитовые карбонатиты - № 1-4, доломитовые карбонатиты - № 5-9. Данные [21]: массив Sevatur - карбонатиты - № 10-14, приконтактовые скарны - №15, массив Salampatti – карбонатиты (Joggipatti) - № 16-18, пироксениты № 19-21.

Выводы

1. Калиевые щелочные комплексы Ю. Индии (Тамил-Наду) и СЗ Алдана (Мурунский) существенно различаются по условиям кристаллизации. Мурунский массив кристаллизовался в приповерхностных условиях, а Ю. Индии в гипо-мезоабиссальных условиях. В связи с этим на Муруне кристаллизовались лейцитовые сиениты, а в Ю. Индии - микроклиновые.

2. В обоих комплексах имеется уникальный тип «бенстонитовых» карбонатитов, имеющие, вероятно, разный генезис. На Мурунском массиве очень развит процесс магматического расслоения и «бенстонитовые» карбонатиты образовались при расслоении остаточного силикатно - карбонатного расплав-флюида в раннюю стадию карбонатообразования. В массиве Samalpatti «бенстонитовые» карбонатиты образовались, вероятно, при процессе дифференциации карбонатитовой жидкости.

3. По химическому составу в Ю. Индии выделяется полный ряд карбонатитов: существенно Са-карбонатита (кальцитовые), Са-Мg- карбонатиты (доломитовые); Са-Мg-Fe- карбонатиты (анкеритовые) и Ва-Sr - карбонатиты («бенстонитовые»). Встречаются карбонатиты, обогащенные силикатными минералами (более 50%)- щелочным амфиболом, альбитом, микроклином, слюдой. Кроме того, от мезократовых кальцитовых карбонатитов отделяются в виде полос апатит-магнетитовые (со слюдой) породы-нелсониты. Между выделенными типами карбонатитов существуют и промежуточные по составу карбонатиты.

4. Спектры TR карбонатитов Ю. Индии имеют одинаковый наклон графиков. В них отсутствует фракционирование Eu. Все это свидетельствует о генетическом единстве карбонатитов района.

5. Соотношения изотопов стронция и эpsilon ниодима в карбонатитах Ю.Индии и Мурунского массива указывают на их глубинные источники из обогащенной мантии EM-1.

6. «Бенстонитовые» карбонатиты являются природной рудой на Ва и Sr в карбонатной форме и могут быть использованы без обогащения в сталелитейной промышленности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 03-05-64146 и интеграционного проекта СО РАН № 67.

Литература

1. **Алексеев Ю.А.** Карбонатиты Мурунского ультракалийевого щелочного комплекса // Геология и геофизика. 1982. №. 9. С.128-134.
2. **Владыкин Н.В., Матвеева Л.Н., Богачева Н.Г., Алексеев Ю.А.** Новые данные о чароите и чароитовых породах // Минералогия и генезис цветных камней Вост. Сибири. Новосибирск: Наука. 1983. С. 41-57.
3. **Владыкин Н.В.** Кристаллохимия, парагенезис и условия образования чароита - нового поделочного камня // Морфология и фазовые равновесия минералов. Тр.13съезда ММА, София, НРБ. 1986. С. 387-394.
4. **Владыкин Н.В., Симонов В.И., Соколов В.С.** Температура образования минералов ча-роитовых пород // Термобарогеохимия минералообразующих процессов (Летучие компоненты). Новосибирск: 1994. Наука. В. 3. С. 52-60.
5. **Владыкин Н.В., Сандмирова Г.П., Николаев В.М.** Изотопный состав свинца в породах Мурунского ультракалийевого щелочного массива // В кн.: XIV симпозиум по геохимии изотопов. Москва. 1995. С. 38-39.
6. **Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита// Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 1. С.123-136.
7. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо- Охотского ареала магматизма // Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени д.г.-м.н., Иркутск: 1997. 80 с.
8. **Владыкин Н.В.** Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и мантийных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. 2001. С. 18-45.
9. **Владыкин Н.В., Царук И.И.** Геология, химизм и генезис Ва-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 325-339.
10. **Воробьев Е.И., Конев А.А., Малышенко Ю.В.** Субсолидусные превращения карбонатитной составляющей стронций-бариевых карбонатитов // ДАН СССР.1989. Т. 304. № 6. С. 1449-1452.
11. **Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы.** (ред. Костюк В.П.) // Новосибирск: Наука. 1990. С. 1- 237.
12. **Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П.** Рудоносность щелочных магма-тических комплексов // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. 1998. М. С. 131-143.
13. **Панина Л.И., Моторина И.В., Шарыгин В.В., Владыкин Н.В.** Биотитовые пироксениты и мелитомонтichelлит-оливиновые породы М.Мурунского щелочного массива // Геология и геофизика. 1989. № 12. С. 41-51.
14. **Панина Л.И., Моторина И.В.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавные включения в мелилит-монтichelлит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 653-669.

15. **Петрология щелочного вулканическо-интрузивного комплекса Алданского щита** (ред. Билибина Т.В.) // Л: Недра.1967. 264 с.
16. **Прокофьев В.Ю., Воробьев Е.И.** Р-Т условия образования стронций-бариевых карбонатитов и чароитовых пород Мурунского щелочного массива // Геохимия. 1991. № 10. С. 1444-1452.
17. **Соколов С.В. и др.** О бенстоните и бенстонитовых карбонатитах // Геохимия. 2001. № 12. С. 1327-1339.
18. **Lippmann F.** // Benstonite $\text{Ca}_7\text{Ba}_6(\text{CO}_3)_{13}$, a new mineral from the barite deposit in Hot Spring County, Arkansas // Amer. Mineral. 1962.V. 47. P. 585-598.
19. **Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.** Isotopic composition of Sr and Nd in potassic rocks of the Little Murun massiv // Lithos. 1994. V. 32. P. 243-248.
20. **Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H, Vladykin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I, Podgornych N.M.** Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. 2001. Irkutsk. P. 69-84.
21. **Schleicher H. et al.** // Enriched Subcontinental Upper Mantle beneath Southern India: Evidence from Pb, Nd, Sr, and C-O Isotopic Studies on Tamil Nadu Carbonatites // Journal of petrology. 1998. V. 39. №.10. P. 1765-1785.
22. **Semenov E.I., Gopal V. Subramanian V.** // A note on the occurrence of benstonite, a carbonate of calcium and barium from the carbonatite complex at Jogipatti, near Samalpatti, Dharmapuri District, Tamil Nadu // Current Science. 1971. V. 40. P. 254-256.
23. **Viladkar S.G., and Subramanian** // Mineralogy and Geochemistry of the Carbonatites of the Sevathur and Samalpatti Complexes, Tamil Nadu // Journal Geological Society of India. V. 45. May 1995. P. 505-517.
24. **Vladykin N.V.** Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of Differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type // Geochemistry International. 2000. V. 38. Suppl. 1. P. 573-583.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ СИСТЕМ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ

Сук Н.И.

*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия,
e-mail: suk@iem.ac.ru*

Проведено экспериментальное исследование силикатно-карбонатного расслаивания расплавов, моделирующее отделение карбонатитовых расплавов от фельдшпатоидных силикатных магм. Основное внимание было уделено моделированию силикатно-карбонатного расслаивания расплавов и распределению REE, Ba, Sr, Nb и Ta между несмешивающимися фазами при $T=1100$ и 1250°C и $P=2$ кбар. Выявлена широкая область расслаивания исходных расплавов на две жидкости - силикатную и карбонатную. При $T=1100^{\circ}\text{C}$ установлена зависимость коэффициента разделения редкоземельных элементов (La, Ce, Y) от исходного состава системы. Устанавливается также зависимость коэффициента разделения редких земель от температуры. Nb и Ta преимущественно концентрируются в силикатном расплаве, а Ba и Sr - в карбонатном.

Установлена неоднородность экспериментально полученных карбонатных и карбонатно-солевых (фосфатно-, фторидно-, хлоридно-, сульфатно-карбонатных) жидкостей, что, по-видимому, свидетельствует о возможности дальнейшей эволюции солевой фазы после отделения ее от силикатного расплава. Обнаруженные закономерности соответствуют закономерностям, выявленным для природных карбонатитовых комплексов.

Введение

Расслоенные интрузивные комплексы (в том числе и карбонатитовые) являются продуктами сложной эволюции гетерогенных флюидно-магматических систем, представленных как алюмосиликатным расплавом, так и флюидной фазой, которая может трансформироваться в высококонцентрированную солевую жидкость. Карбонатитовые комплексы представляют собой такие флюидно-магматические системы, в которых высококонцентрированный солевой расплав, отделяясь от алюмосиликатного расплава, может непосредственно образовывать собственные несиликатные породы (карбонатиты).

Геохимический обзор природных карбонатитовых комплексов обнаруживает тесную связь месторождений и рудопроявлений редких и редкоземельных элементов, а также комплексных REE-Y-Nb месторождений с интрузивами карбонатитового типа (примерами могут служить расслоенный массив Томтор в Сибири, проявления барий-стронциевых карбонатитов в Западном Забайкалье). Этим определяется актуальность исследования генезиса карбонатитов и ассоциирующих с ними пород. Геохимические особенности карбонатитов показывают присутствие в них апатита, сульфидов, флогопита и других аксессуарных минералов. На массиве Томтор, например, обнаружены апатит-поликарбонатные эруптивные дайки или трубки, а также туфолавы фосфатного состава [7]. Эти факты свидетельствуют об обогащении более поздних карбонатитов флюидными (солевыми) компонентами (фосфором, а также, вероятно, галогенами и серой).

В Западном Забайкалье установлены проявления барий-стронциевых карбонатитов, ассоциирующих с щелочно-основными силикатными породами (шонкинитами, щелочными сиенитами), относящимися к высокощелочной ультракалиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.3-0.4$). Изотопные исследования карбонатитов и шонкинитов Халютинского

поля свидетельствуют об их едином мантийном источнике и вероятной генетической связи, которая подтверждается также рядом общих вещественно-геохимических признаков и близостью времени их образования [5]. Карбонатиты слагают дайки и плащеобразные залежи и характеризуются присутствием линз и полос баритоцелестина и стронцийсодержащего барита, имеющих резкие границы с карбонатной массой, подобные границам между несмешивающимися жидкостями. Изотопные и геохимические данные, полученные по карбонатитам и вмещающим породам этого района, отвергают модель возможного метасоматического происхождения карбонатитов за счет известняков и силикатных пород. Кроме того, геохимические данные, состав РЗЭ, включая значения по Eu/Eu^* , свидетельствуют о том, что исследуемые карбонатиты являются продуктами ликвационного разделения, а не кристаллизационной дифференциации щелочно-основных пород [5]. Это дает основания предполагать, что данные карбонатиты образовались на раннем этапе в пределах материнского магматического очага в результате жидкостного расслоения расплава на силикатную и карбонатно-сульфатную фазы, последняя из которых в свою очередь ликвидировала на карбонатную и сульфатную жидкости.

Такое расслоение расплава описано также в щелочно-карбонатитовом комплексе Мушугай-Худук в Южной Монголии, относящемся к позднемезозойской вулканоплутонической ассоциации калиевых щелочных и субщелочных пород и карбонатитов [1]. В результате термометрических исследований магматических включений в минералах комплекса в пределах единого включения были выявлены две несмешивающиеся фазы с четкой границей между ними, что указывает на расслаивание силикатно-солевого расплава и свидетельствует об образовании ряда изученных пород в условиях силикатно-фосфатно-карбонатной жидкостной несмесимости. Полученные данные изучения включений солевых расплавов указывают на реальность отделения от щелочных магм в процессе дифференциации не только фосфатных и карбонатных, но и существенно сульфатных расплавов, содержащих также повышенные концентрации фтора и хлора. Высокие температуры гомогенизации ($\sim 1200^\circ\text{C}$) расплавных включений (силикатно-фосфатных, фосфатно-карбонатных, силикатно-сульфатных) доказывают отделение солевого расплава на ранних этапах щелочного магматизма [1].

Приведенные факты свидетельствуют об образовании расслоенных карбонатитовых комплексов в условиях высокой флюидонасыщенности, т.е. обогащении их разнообразными солевыми компонентами, которые в процессе возникновения жидкостной несмесимости могут отделяться от фельдшпатоидных силикатных магм, образуя высококонцентрированную солевую фазу.

Возможная роль жидкостной несмесимости при образовании карбонатитов и связанных с ними пород отмечалась многими авторами [14, 15, 16]. Проведенные экспериментальные исследования выявили существование широкой области несмесимости карбонатных расплавов с силикатными расплавами при различных температурах и давлениях [12, 13], однако эксперименты в основном осуществлялись при слишком высоких TP параметрах (до 15 кб).

Нами проводилось экспериментальное исследование силикатно-карбонатного расслаивания расплавов, моделирующее отделение карбонатитовых расплавов от фельдшпатоидных силикатных магм при реальных параметрах ($1100, 1250^\circ\text{C}$ и 2 кб, что соответствует надликвидусной области существования расплава). Особое внимание уделялось изучению характера разделения некоторых элементов (REE, Ba, Sr, Nb, Ta) между несмешивающимися фазами. Изучалось также влияние дополнительных флюидных компонентов (фосфатов, галогенидов, сульфатов) на силикатно-карбонатное расслаивание расплавов и распределение рудных элементов между несмешивающимися фазами.

Методика эксперимента

Опыты проводились при $T=1100$ и 1250°C и $P=2$ кб в заваренных платиновых ампулах диаметром 3 мм на установке высокого газового давления в течение 6 час. с последующей закалкой, которая осуществлялась со средней скоростью $200^{\circ}\text{C}/\text{мин}$. Исследовались сухие системы, исходная шихта для которых готовилась из природных минералов (альбита, диопсида, калиевого полевого шпата) с добавками щелочного карбоната Na_2CO_3 , смеси его с кальцитом ($\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCO}_3$) и (или) с карбонатом калия (K_2CO_3), а также в соответствующих опытах с добавками хлорида (NaCl), фторида (NaF), фосфорной соли (NaPO_3) или сульфата (Na_2SO_4). Рудные элементы вводились в систему путем добавления окислов La_2O_3 , CeO_2 , Y_2O_3 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , а барий и стронций - путем добавления карбонатов BaCO_3 и SrCO_3 . Исходная навеска составляла 100 мг и перед опытом высушивалась при $T=100^{\circ}\text{C}$ в течение 18-20 час. Полученные образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. Углерод микрозондом не анализировался, и в представленных химических составах фаз суммы оксидов не равны 100%.

Экспериментальные результаты

Силикатно-карбонатные системы. Экспериментальное исследование силикатно-карбонатного расслаивания расплавов при $T=1100$ и 1250°C и $P=2$ кбар выявило широкую область расщепления исходных силикатно-карбонатных расплавов на две жидкости - силикатную и карбонатную [4, 6]. Силикатная фаза закаливается в гомогенное стекло в противоположность карбонатной, которая представляет собой тонкодисперсный микрокристаллический закалочный агрегат. При этом можно наблюдать как карбонатные капли в силикатной матрице, так и силикатные капли в карбонатной матрице (рис. 1). Отмечаются четкие фазовые границы между расплавами. В системах калиевой специализации силикатный расплав, сосуществующий с карбонатным, характеризуется отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.27-0.34$. Устанавливается неоднородность полученных карбонатных жидкостей, проявляющаяся в разделении карбонатной фазы (табл. 1, фаза II) на щелочную (преимущественно натровую) и щелочно-известковую (преимущественно кальциевую) фракции (табл. 1, фазы III и IV). Аналогичные фракции наблюдаются во всех образцах, однако трудность их анализа позволила определить их состав лишь в некоторых исследованных образцах. Неоднородность прослеживается и на представленных фотографиях в пределах крупных обособлений карбонатного расплава (рис. 1). Можно предполагать, что эта неоднородность имела место в жидком состоянии в результате проявления несмесимости щелочных и известковых карбонатных расплавов, а затем подверглась процессам закалочной кристаллизации. Из-за неоднородности солевой фазы в рассматриваемом случае, а также далее в более сложных системах ее состав измерялся в возможно более мелких каплях (до 10-20 мкм), которые являлись наиболее однородными. На рис. 2 представлена диаграмма, показывающая области жидкостного расслоения силикатно-карбонатных систем при $T=1100$ и 1250°C и $P=2$ кбар. При $T=1100^{\circ}\text{C}$ поле несмесимости несколько шире, чем при $T=1250^{\circ}\text{C}$, однако в более известковой области оно, вероятно, может срезаться областью кристаллизации кальцита и силиката кальция, что затушевывает процессы жидкостной дифференциации в этих системах. Эксперименты, проведенные в системах калиевой специализации, обнаруживают некоторое сужение области несмесимости по сравнению с натровыми системами.

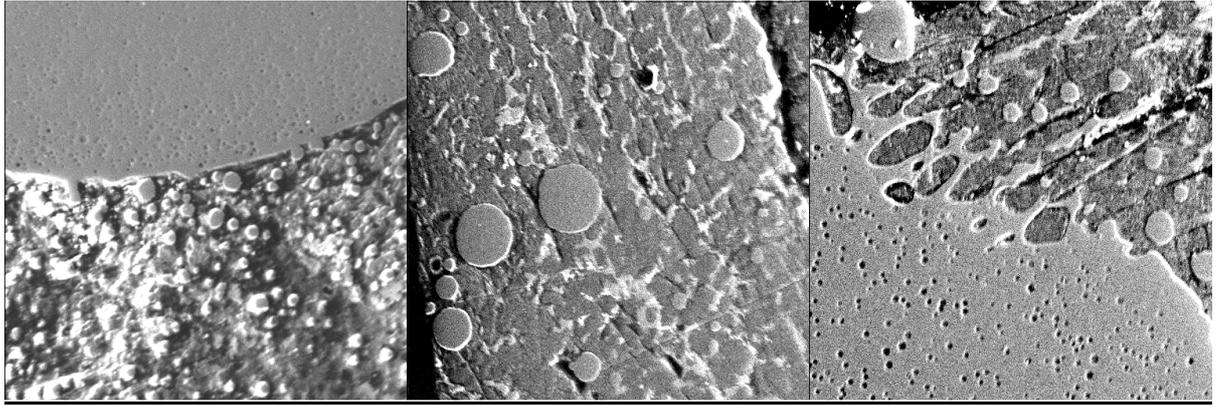
Изучение распределения редкоземельных элементов между несмешивающимися силикатной и карбонатной фазами в исследуемых системах при $T=1100^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар показало, что характер их экстракции зависит от исходного состава расплавов [4, 6]. В

Таблица 1.

Составы фаз (мас.%) в расслоенных силикатно-карбонатных системах

№		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
1	I	47.09	6.53	6.44	0.05	15.54	0.08	5.22	1.29	1.59	5.23	-	-	89.06
	II	2.50	0.44	1.38	0.12	24.52	0.36	11.49	0.74	0.73	0.61	-	-	42.89
2	I	37.10	4.78	5.49	0.02	12.63	0.06	18.64	1.38	1.92	3.16	-	-	85.18
	II	2.33	0.01	1.68	0.00	21.27	0.10	26.82	0.42	0.62	0.70	-	-	53.95
3	I	40.40	0.60	12.96	0.02	10.87	0.13	12.90	1.24	1.04	2.53	1.85	1.79	86.33
	II	2.22	0.02	1.87	0.08	22.16	0.15	19.21	0.55	0.28	0.11	0.28	0.20	47.13
4	I	31.06	3.71	5.08	0.20	9.52	0.07	24.61	1.03	1.43	2.32	1.21	2.17	82.41
	II	1.93	0.14	0.85	0.00	20.41	0.11	31.80	0.51	0.56	0.36	0.21	0.24	57.12
5	I	34.62	4.16	5.41	0.16	9.91	0.06	22.56	1.07	1.17	2.27	1.93	1.85	85.17
	II	1.18	0.09	0.86	0.14	21.76	0.14	27.93	0.21	0.06	0.06	0.02	0.26	52.71
6	I	51.45	10.27	4.04	0.09	17.04	0.19	5.04	0.84	1.38	-	-	-	90.34
	II	1.66	0.42	2.17	0.09	28.27	0.19	16.55	1.13	1.54	-	-	-	52.02
	III	0.65	0.17	2.17	0.05	14.66	0.14	22.12	1.72	2.27	-	-	-	43.95
	IV	0.75	0.12	1.88	0.11	34.97	0.16	9.93	0.46	0.66	-	-	-	49.04
7	I	50.29	8.18	6.62	0.16	16.11	0.13	7.80	0.91	1.32	-	-	-	91.52
	II	0.60	0.18	5.26	0.10	19.29	0.22	19.70	2.14	2.35	-	-	-	49.84
	III	1.14	0.80	5.97	0.26	12.85	0.36	17.95	3.62	3.17	-	-	-	46.12
	IV	0.48	0.20	0.85	0.00	37.68	0.03	7.28	0.56	0.62	-	-	-	47.70
8	I	47.60	5.47	8.67	0.29	15.80	0.14	10.22	0.89	0.87	-	-	-	89.95
	II	0.41	0.03	4.30	0.00	24.09	0.18	25.17	1.21	0.91	-	-	-	56.30
	III	0.26	0.21	4.75	0.00	15.99	0.18	23.05	1.95	1.47	-	-	-	47.86
	IV	0.54	0.29	0.23	0.22	28.76	0.13	0.65	0.00	0.00	-	-	-	30.82
9	I	42.60	6.70	5.41	0.52	12.81	0.45	8.56	0.82	1.22	-	-	-	79.09
	II	0.27	0.09	2.42	0.18	19.05	0.13	18.79	1.55	1.45	-	-	-	43.93
10	I	42.48	5.06	6.87	0.81	13.44	0.43	11.32	0.52	1.68	-	-	-	82.61
	II	0.50	0.32	2.97	0.26	16.63	0.13	18.30	1.16	1.78	-	-	-	42.05
11	I	41.13	4.02	3.89	0.07	9.99	0.10	14.01	1.04	1.66	3.96	-	-	79.87
	II	1.24	0.01	0.90	0.04	17.62	0.11	28.19	0.41	0.44	0.73	-	-	49.69
12	I	45.06	0.77	13.06	0.15	10.43	0.09	9.70	0.81	1.28	2.77	-	-	84.12
	II	1.45	0.06	1.85	0.06	11.16	0.17	21.26	0.73	0.66	0.23	-	-	37.63
13	I	28.05	5.66	2.01	0.14	9.50	0.15	31.68	1.26	2.11	-	-	-	80.56
	II	0.78	0.10	0.21	0.11	10.95	0.22	38.21	0.18	0.24	-	-	-	51.00
14	I	47.08	0.86	13.37	0.20	11.20	0.24	11.53	-	-	-	2.10	2.26	88.84
	II	0.36	0.08	2.04	0.01	20.89	0.27	27.48	-	-	-	0.00	0.06	51.19
15	I	47.93	2.30	10.16	0.06	14.20	0.11	14.67	-	-	-	1.45	1.64	92.52
	II	0.50	0.21	0.94	0.14	14.36	0.29	17.86	-	-	-	0.18	0.38	34.86
16	I	47.13	3.75	11.28	0.07	11.49	0.17	14.99	-	-	-	1.49	1.36	91.73
	II	0.56	0.00	3.06	0.00	25.20	0.15	32.92	-	-	-	0.00	0.00	61.89
17	I	27.36	2.96	5.77	0.04	7.36	0.07	36.76	1.68	3.02	-	-	-	85.02
	II	1.38	0.05	0.11	0.00	7.56	0.10	31.40	0.00	0.05	-	-	-	40.65
18	I	26.46	4.46	2.48	0.01	8.10	0.09	38.54	-	-	-	1.49	1.51	83.14
	II	5.10	0.37	0.87	0.07	6.85	0.08	37.33	-	-	-	0.40	0.37	51.44

Примечание. I - силикатный расплав, II - карбонатный расплав, III - Ca-карбонатная фаза, IV - Na-карбонатная фаза. 1-5 - T=1250°C, P=2 кб; 6-18 - T=1100°C, P=2 кб. Образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. ИЭМ РАН, 1998-2000 г.г.



(a) 15 kV x 400 10 μ (b) 15 kV x 200 100 μ (c) 15 kV x 200 100 μ

Рис. 1. Жидкостное расслоение в карбонатно-силикатных системах (a) и в сульфатно- карбонатно-силикатных системах (b, c) при $T=1250^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар.

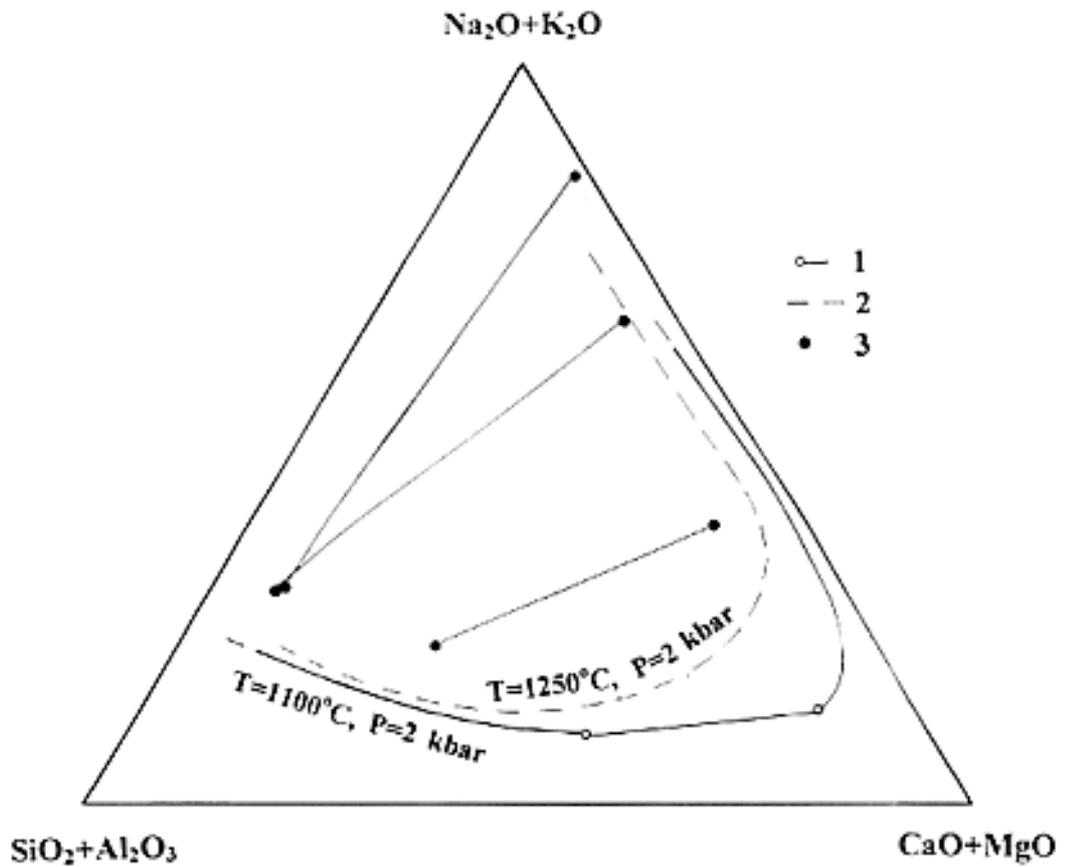


Рис. 2. Результаты экспериментального расщепления расплавов на силикатные и карбонатные фазы (мас. %).

1 - силикатно-карбонатные системы натровой специализации при $T=1100^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар [6]; 2 - силикатно-карбонатные системы натровой специализации при $T=1250^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар [6]; 3 - силикатно-карбонатные системы калиевой специализации при $T=1250^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар. Коннодами соединены составы сосуществующих фаз.

щелочных силикатно-карбонатных системах редкие земли (La, Ce) накапливаются в карбонатных фазах: коэффициенты их разделения ($K = C_{\text{карб.}}^{\text{REE}} / C_{\text{сил.}}^{\text{REE}}$) больше 1 (рис. 3). При этом устанавливается преимущественное их концентрирование в кальциевых разностях карбонатных расплавов, в то время как натровые фракции редких земель практически не содержат (рис. 3, табл. 1). В известковых силикатно-карбонатных системах наблюдается обратная закономерность: редкие земли концентрируются в силикатном расплаве, который в этих системах содержит также большое количество кальция. Nb и Ta в изученных системах концентрируются в силикатном расплаве.

Экспериментальное исследование распределения REE (La, Ce, Y), Nb, Ta между несмешивающимися силикатной и карбонатной фазами при $T=1250^\circ\text{C}$ и $P=2$ кбар показывает их преимущественное концентрирование силикатным расплавом (табл.1). На рис. 4а наглядно представлены коэффициенты разделения REE. Они имеют значения, меньшие единицы. В совокупности с результатами, изложенными выше, выявляется зависимость характера разделения редких земель от температуры: ее повышение от 1100 до 1250°C ведет к перераспределению REE в пользу силикатной фазы.

Изучение распределения бария и стронция между несмешивающимися силикатной и карбонатной фазами в исследуемых системах показало, что эти элементы накапливаются в карбонатных фазах: коэффициенты их разделения ($K = C_{\text{карб.}} / C_{\text{сил.}}$) больше 1, при этом, по-видимому, их величина зависит от исходного состава системы (табл. 2). Наблюдается тенденция увеличения коэффициентов разделения бария и стронция в калий-содержащих системах. Устанавливается преимущественное концентрирование исследуемых металлов в кальциевых разностях карбонатных расплавов по сравнению с натровыми (табл. 2).

Фосфатно-карбонатно-силикатные системы. Влияние фосфора на силикатно-карбонатное расслаивание и распределение рудных металлов между несмешивающимися фазами хорошо иллюстрируется результатами наших опытов [6], проведенных при $T=1250^\circ\text{C}$ и $P=2$ кбар при добавлении в изученную силикатно-карбонатную систему фосфорной соли NaPO_3 (8 и 15 мас.%, что соответствует 5.6 и 10.4 мас.% P_2O_5). В исследованной области составов добавление фосфора не оказывает существенного влияния на величину области несмесимости силикатно-карбонатных систем, хотя, вероятно, можно отметить небольшое увеличение контрастности составов сосуществующих фаз. Солевая фаза в изученных системах имеет фосфатно-карбонатный состав (табл. 3). При этом устанавливается увеличение коэффициента разделения редкоземельных элементов между несмешивающимися фазами при добавлении в систему фосфора (рис. 4b), а в щелочных системах наблюдается даже их преимущественное извлечение солевым расплавом ($K > 1$). С увеличением содержания фосфора в исходных расплавах в пределах солевой фазы обнаруживается неоднородность, выражающаяся в присутствии обособлений карбонатного и фосфатного составов. При этом фосфатная фаза обладает большей эффективностью концентрирования редких земель, чем карбонатная, и обогащается этими элементами (рис. 4с). Таким образом, эксперименты показывают, что присутствие фосфора оказывает положительное воздействие на извлечение редкоземельных элементов солевыми расплавами в изученных системах.

Фторидно-карбонатно-силикатные системы. Влияние фтора на расслаивание силикатно-карбонатных систем изучалось при $T=1250^\circ\text{C}$ и $P=2$ кбар при введении в систему фторида натрия (NaF) [6]. Отделяющаяся солевая фаза имеет карбонатно-фторидный состав и может образовывать как самостоятельный слой, так и капли в силикатном расплаве. Составы расслаиваемых фаз представлены в таблице 4. Как и в случае фосфатных добавок, при добавлении в систему фторида наблюдается тенденция увеличения коэффициента разделения редкоземельных элементов между несмешивающимися расплавами в щелочных системах (табл. 4, ан. 3, 4). В пределах солевой жидкости наблюдается неоднородность, выражающаяся в присутствии

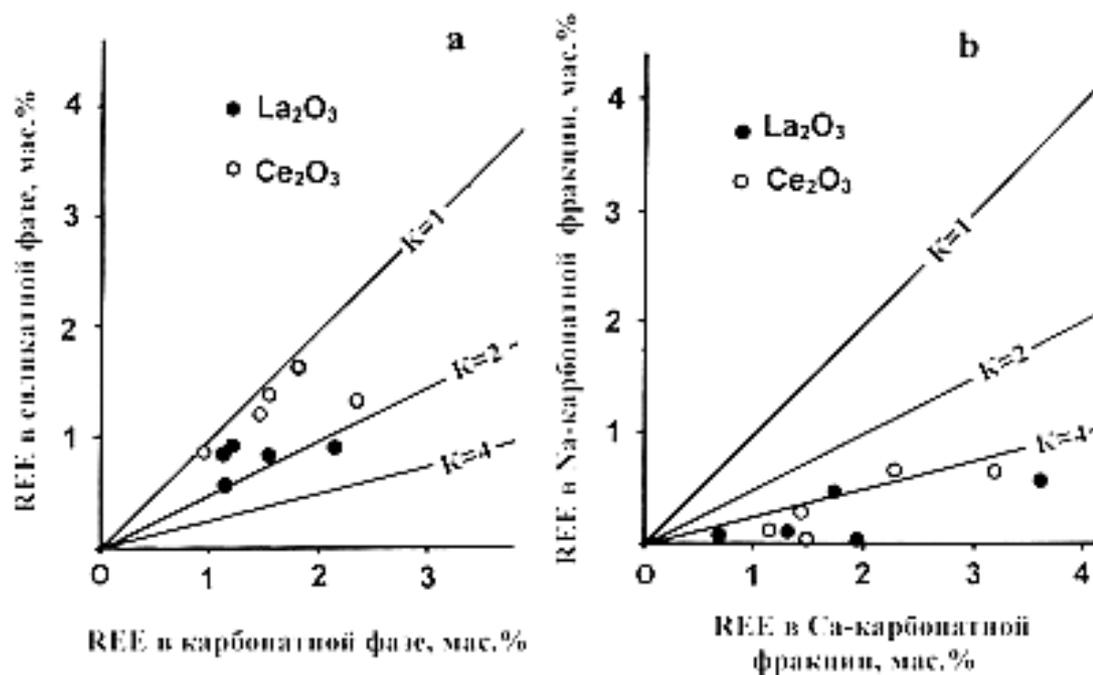


Рис. 3. Коэффициенты разделения ($K=C_{\text{карб.}}/C_{\text{сил.}}$) редкоземельных элементов между силикатным и карбонатным расплавами (а) и между Na-карбонатными и Ca-карбонатными фракциями (б) при $T=1100^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар.

обособлений карбонатного и фторидного составов. Предполагается, что как в фосфатно-карбонатно-силикатных, так и в фторидно-карбонатно-силикатных системах неоднородность солевых фаз существовала и в жидком состоянии, а затем подверглась процессам закалки. Это может подтверждаться и тем, что в пределах силикатной фазы в этих системах иногда обнаруживаются единичные очень мелкие (до 10-15 мкм) капли, по составу отвечающие карбонатным расплавам. Отмечается существенное обогащение редкими землями фторидной фазы по сравнению с карбонатной (табл. 4). Таким образом, можно заключить, что присутствие фтора в силикатно-карбонатной системе также способствует извлечению редкоземельных элементов солевыми расплавами.

Хлоридно-карбонатно-силикатные системы. Влияние хлора на силикатно-карбонатное расслаивание изучалось при $T=1100^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар при введении в систему хлорида (NaCl) [6]. В хлоридно-карбонатно-силикатных системах наблюдается отделение карбонатно-хлоридных расплавов от силикатных. Солевая фаза образует слой в верхней части образца, а также капли в силикатном расплаве. Солевая жидкость неоднородна по составу и распадается на собственно хлоридные (NaCl с примесью Ca и Mg) и карбонатные фракции. Составы полученных фаз представлены в таблице 5. Редкоземельные элементы, ниобий и тантал преимущественно накапливаются в силикатном расплаве. Однако, отмечается некоторое увеличение концентраций редких земель в карбонатных фазах по сравнению с хлоридными. Таким образом, присутствие хлора не оказывает положительного воздействия на извлечение рудных элементов солевыми расплавами. Напротив, в щелочных системах при $T=1100^{\circ}\text{C}$ добавление хлора ведет к обеднению солевых жидкостей редкими землями, которые остаются в силикатном расплаве, в то время, как в чистых силикатно-карбонатных системах нами установлено их извлечение карбонатными жидкостями.

Сульфатно-карбонатно-силикатные системы. В изученных системах наблюдается расслаивание на силикатную и солевую фазы, при этом солевая фаза имеет сульфатно-

Составы фаз (мас.%) в расслоенных силикатно-карбонатных системах

№		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	SO ₃	BaO	SrO	Сумма
1	I	49.59	6.61	5.38	0.05	5.66	20.76	1.85	-	1.13	0.01	91.04
	II	0.85	0.02	0.88	0.06	32.76	13.90	6.47	-	3.72	2.50	61.16
	III	0.36	0.09	2.06	0.06	10.65	21.42	16.02	-	4.52	5.91	61.09
	IV	0.98	0.21	2.30	0.22	23.39	20.52	3.15	-	2.89	1.15	54.81
2	I	48.59	6.17	4.70	0.02	6.35	18.72	1.70	-	0.97	0.04	87.26
	II	2.43	0.19	1.17	0.07	9.91	18.57	11.33	-	5.77	4.94	54.38
3	I	49.27	5.94	5.20	0.05	7.08	16.10	1.89	0.51	0.60	0.20	86.84
	II	1.15	0.08	1.23	0.04	16.82	15.77	9.73	6.58	2.70	4.23	58.33
	III	0.33	0.00	0.93	0.06	13.26	20.03	15.53	3.80	2.05	6.19	62.18
	IV	0.03	0.01	1.19	0.00	41.12	8.07	1.79	1.04	0.85	0.84	54.94
	V	0.17	0.00	0.16	0.10	3.40	46.93	0.00	36.61	0.24	0.30	87.91
4	I	47.72	5.78	5.94	0.08	7.38	17.88	2.55	0.54	1.48	0.25	89.60
	II	1.36	0.09	1.05	0.04	11.42	14.05	11.79	2.61	6.85	6.16	55.42
	III	0.22	0.03	0.38	0.04	11.48	17.86	19.79	1.72	3.82	9.36	64.70
	IV	2.01	0.09	1.03	0.03	20.54	27.27	1.61	15.78	2.33	0.89	71.61
5	I	34.34	5.08	4.93	0.05	5.33	12.53	17.73	-	2.58	0.57	83.14
	II	5.55	0.08	1.66	0.10	7.72	12.96	27.18	-	4.46	2.23	61.97
	III	7.07	0.16	2.32	0.00	2.15	4.90	35.46	-	7.48	3.88	63.42
	IV	2.39	0.06	0.66	0.00	7.91	15.98	23.86	-	2.27	1.33	54.46
6	I	44.59	5.53	6.82	0.05	12.69	1.20	5.44	-	3.95	3.07	83.34
	II	0.93	0.04	0.95	0.05	26.86	1.06	7.75	-	6.12	6.97	50.73
	III	0.32	0.05	1.10	0.06	11.20	2.38	15.39	-	11.02	13.86	55.38
	IV	0.06	0.01	1.72	0.10	38.55	1.04	3.94	-	0.22	1.16	46.80
7	I	51.63	6.98	7.06	0.07	12.62	0.07	5.73	0.83	3.94	2.32	91.25
	II	1.78	0.19	0.58	0.08	12.35	0.24	8.62	7.87	8.26	8.77	48.74
	III	1.06	0.05	1.10	0.10	23.12	0.87	9.73	7.77	14.31	11.01	69.12
	IV	0.18	0.00	0.53	0.04	43.50	0.88	3.95	13.79	0.24	0.97	64.08
8	I	49.66	6.37	7.13	0.05	14.32	0.07	5.00	-	3.98	2.01	88.59
	II	0.89	0.10	1.17	0.02	26.21	0.11	9.07	-	9.77	7.77	55.11
	III	0.72	0.09	1.72	0.06	15.85	0.12	12.63	-	15.22	12.17	58.58
	IV	0.59	0.11	2.27	0.05	31.61	0.13	7.80	-	1.28	2.19	46.03
9	I	29.35	3.72	4.87	0.05	10.09	0.07	21.72	-	4.36	3.12	77.35
	II	6.18	0.17	1.58	0.06	13.42	0.12	26.11	-	4.58	4.78	57.00
	III	5.46	0.13	1.89	0.03	2.12	0.03	29.50	-	13.40	10.46	63.02
	IV	1.85	0.13	0.87	0.02	15.50	0.16	28.85	-	2.15	3.59	53.12
10	I	30.03	3.74	4.99	0.00	9.60	1.09	21.01	-	3.16	3.03	76.65
	II	7.27	0.34	1.87	0.00	12.98	1.91	25.12	-	3.56	4.50	57.55
	III	12.21	0.71	3.13	0.06	2.94	0.37	27.36	-	10.01	8.06	64.85
	IV	2.46	0.04	0.74	0.05	12.16	2.31	27.68	-	1.78	3.89	51.11
11	I	45.89	4.93	6.82	0.15	15.18	0.12	16.86	0.89	1.61	1.40	93.85
	II	0.82	0.01	0.87	0.02	22.35	0.40	22.24	10.36	2.92	3.99	63.98
	III	0.66	0.05	1.54	0.09	23.05	0.23	22.96	8.13	2.89	3.76	63.38
	IV	0.21	0.03	0.87	0.02	40.17	0.33	7.49	23.42	0.90	1.64	75.08
12	I	56.33	4.88	8.17	0.12	18.04	1.18	4.15	0.46	2.14	0.71	96.18
	III	0.17	0.02	3.81	0.04	17.40	1.36	16.86	2.62	11.16	8.35	61.79
	IV	0.05	0.03	1.55	0.02	44.35	0.57	5.05	12.75	1.23	1.93	67.53

Примечание к таблице 2. I - силикатный расплав, II - солевой расплав, III - фаза, обогащенная кальцием, IV - фаза, обогащенная натрием, V - фаза, обогащенная калием, при $T=1250^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кб. Образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. ИЭМ РАН, в 2000-2002 г.

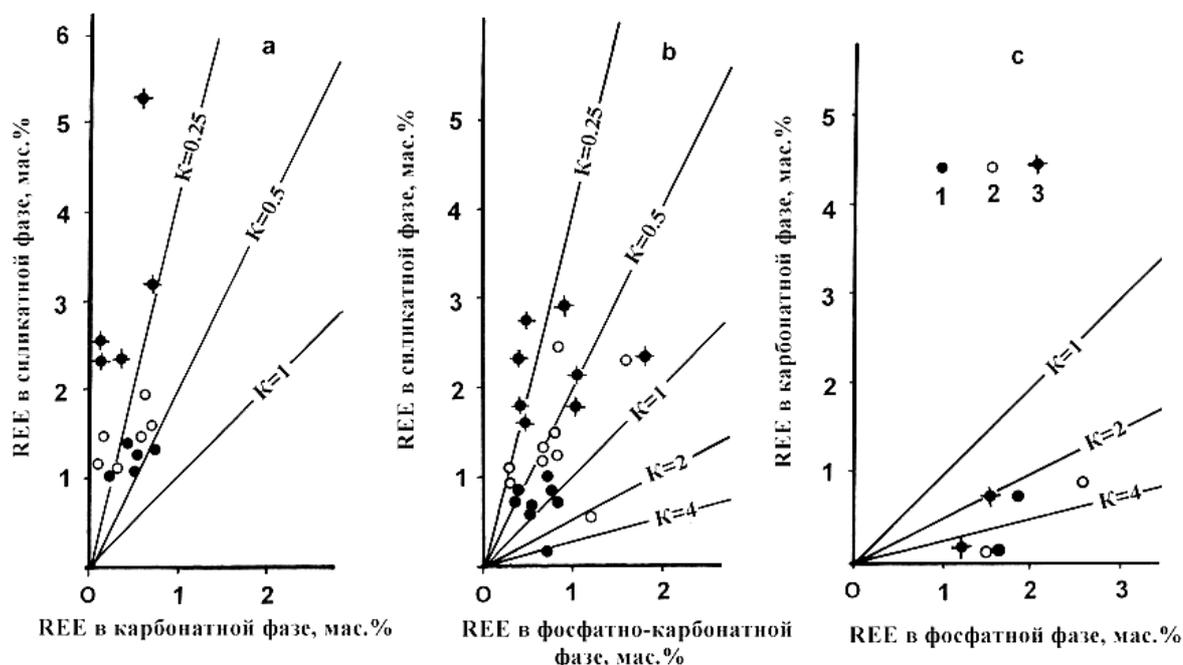


Рис. 4. Коэффициенты разделения редкоземельных элементов между силикатным и карбонатным расплавами (а), между силикатным и соевым (фосфатно-карбонатным) расплавами (b) и между карбонатной и фосфатной фазами (с) при $T=1250^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар.

1 - La_2O_3 ; 2 - Ce_2O_3 ; 3 - Y_2O_3 .

карбонатный состав (табл. 2). В системах калиевой специализации силикатный расплав характеризуется отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.41-0.44$. В системах как натровой, так и калиевой специализации выявляется обогащение барием и стронцием солевых жидкостей, при этом также наблюдается тенденция увеличения коэффициентов их разделения в калий-содержащих системах. Устанавливается неоднородность солевых расплавов, проявляющаяся в присутствии фаз, обогащенных кальцием, и фаз, обогащенных натрием или натрием и калием. Более известковые фазы отличаются повышенными содержаниями редких элементов (Ba, Sr) по сравнению с более щелочными, обогащенными серой фазами.

Обсуждение результатов

Несмесимость силикатно-карбонатных систем изучалась ранее во многих работах, начиная с исследований П. Вилли и О.Таттла [16], А. Костера ван Гросса и П. Вилли [14, 15], И. Фристана и Д. Гамильтона [12], в которых была выявлена роль давления P_{CO_2} , стабилизирующего карбонатитовые расплавы и расширяющего область их несмесимости с силикатными расплавами. Отщепление карбонатитовых расплавов при высоких давлениях экспериментально исследовалось в работах [13] при $P=5$ кбар и [8] при $P=15$ кбар. Сопоставление предшествующих результатов с нашими экспериментальными данными

Таблица 3.

Составы фаз (мас.%) в расслоенных силикатно-карбонатных системах с фосфором

№		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
1	I	53.80	5.83	7.74	0.06	14.21	0.20	1.14	3.22	0.16	0.55	2.32	3.79	4.01	97.03
	II	2.01	0.25	2.82	0.07	31.10	0.17	10.31	23.38	0.76	1.25	1.85	0.70	0.20	74.87
2	I	42.04	5.05	7.50	0.30	11.39	0.13	15.58	1.99	0.56	1.38	1.76	2.30	2.88	92.86
	II	1.89	0.03	3.47	0.05	19.70	0.11	25.57	21.63	0.57	0.69	1.09	0.98	0.23	76.82
	III	3.03	0.02	0.42	0.00	6.70	0.06	42.89	27.67	1.86	2.58	1.51	0.68	0.16	87.58
	IV	1.47	0.00	1.72	0.09	16.31	0.17	34.90	6.37	0.72	0.86	0.72	0.22	0.00	63.55
3	I	41.72	4.83	6.16	0.17	8.23	0.17	12.64	1.91	1.08	1.48	2.94	3.43	2.43	87.19
	II	1.36	0.04	2.03	0.08	20.86	0.08	27.27	23.09	0.75	0.80	0.92	0.75	0.09	78.12
4	I	49.96	6.22	7.61	0.05	14.37	0.14	2.94	2.37	0.78	2.32	1.77	-	-	88.53
	II	0.18	0.00	2.67	0.03	35.58	0.23	9.50	13.01	0.79	1.67	0.46	-	-	64.12
5	I	38.76	5.59	5.60	0.04	8.00	0.09	14.96	3.43	0.89	0.92	2.33	-	-	80.61
	II	4.35	0.30	1.50	0.03	17.37	0.12	26.90	11.83	0.32	0.22	0.41	-	-	63.35
	III	4.35	0.05	0.57	0.00	4.74	0.09	29.62	17.50	1.66	1.50	1.24	-	-	61.32
	IV	2.89	0.20	1.49	0.08	14.16	0.08	26.39	2.83	0.10	0.08	0.13	-	-	48.43
6	I	39.39	5.26	6.23	0.03	11.11	0.12	11.87	2.70	0.85	2.46	2.74	-	-	82.76
	II	1.09	0.11	1.08	0.01	23.62	0.10	24.92	11.01	0.39	0.84	0.45	-	-	63.62
7	I	35.08	5.25	5.30	0.07	7.91	0.11	17.36	1.71	0.41	0.63	1.67	-	-	75.50
	II	7.79	0.41	1.99	0.05	12.80	0.15	28.85	5.24	0.29	0.26	0.48	-	-	58.31
8	I	47.06	0.89	12.39	0.05	10.83	0.17	7.53	1.87	0.75	1.09	2.82	-	-	85.45
	II	0.91	0.02	2.54	0.06	33.50	0.06	14.64	14.16	0.35	0.33	0.32	-	-	66.89

Примечание. I - силикатный расплав, II - фосфатно-карбонатная фаза, III - фосфатная фаза, IV - карбонатная фаза. T=1250°C, P=2кб. Образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. ИЭМ РАН, в 1998-2000 г.

Таблица 4.

Составы фаз (мас.%) в расслоенных силикатно-карбонатных системах с фтором

№		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	F	Сумма
1	I	32.41	3.89	5.40	0.02	12.76	0.03	22.59	1.54	2.34	1.62	5.14	87.74
	II	2.17	0.02	1.53	0.05	17.44	0.07	30.16	0.34	0.30	0.04	12.58	64.70
	III	8.69	0.33	6.97	0.01	12.75	0.04	28.52	1.00	1.46	1.19	16.71	77.67
	IV	1.19	0.04	0.47	0.04	19.64	0.11	33.07	0.33	0.43	0.19	1.13	56.64
2	I	38.68	4.05	6.96	0.09	13.76	0.08	19.03	1.25	1.28	1.61	3.94	90.73
	II	2.67	0.08	1.80	0.00	18.69	0.14	29.26	0.44	0.38	0.12	13.64	67.22
3	I	40.64	5.10	6.40	0.07	11.92	0.08	17.55	1.84	2.25	1.89	4.62	92.36
	II	2.53	0.03	1.85	0.02	19.02	0.12	28.97	0.83	0.82	0.24	13.67	68.10
	III	8.56	0.20	4.74	0.06	12.29	0.07	36.56	2.31	2.33	1.02	19.44	87.58
	IV	1.19	0.02	0.36	0.04	21.30	0.11	35.54	0.41	0.52	0.09	1.70	61.28
4	I	48.72	5.92	7.25	0.03	16.48	0.06	5.70	1.84	2.20	1.71	3.89	93.80
	II	2.13	0.09	2.33	0.03	40.54	0.08	8.37	0.96	0.76	0.13	9.41	64.83
	III	8.37	0.04	9.14	0.05	16.13	0.16	21.59	3.65	3.51	1.48	16.29	80.41
	IV	0.23	0.03	0.30	0.08	31.36	0.07	6.52	0.10	0.10	0.02	3.64	42.45
5	I	49.48	4.74	8.92	0.02	13.02	0.13	7.08	1.05	1.45	-	4.31	90.20
	II	2.87	0.36	4.26	0.18	15.83	0.18	21.60	1.41	1.26	-	12.47	60.42
	III	4.35	0.15	9.51	0.06	14.58	0.22	27.44	2.12	2.08	-	22.62	83.13
	IV	0.72	0.10	1.25	0.00	31.77	0.08	6.19	0.24	0.26	-	1.35	41.96

Примечание к таблице 4. I - силикатный расплав, II - фторидно-карбонатная фаза, III - фторидная фаза, IV - карбонатная фаза, при T=1250°C и P=2 кб (1-4) и T=1100°C и P=2 кб (5). Образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. ИЭМ РАН, в 1998-2000 г.

Таблица 5.

Составы фаз (мас.%) в расслоенных силикатно-карбонатных системах с хлором

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Cl	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма	
1	I	40.21	0.81	10.73	0.22	15.05	0.11	13.51	1.22	0.64	1.44	-	2.26	1.16	87.36
	II	0.25	0.01	1.70	0.01	29.23	0.16	18.82	13.90	0.12	0.18	-	0.02	0.22	64.62
	III	0.35	0.04	2.62	0.02	24.03	0.20	16.73	1.34	0.16	0.41	-	0.09	0.23	46.22
2	I	31.57	3.57	1.94	0.03	9.01	0.11	22.13	1.54	2.52	2.73	-	3.93	4.19	83.27
	II	0.91	0.10	0.33	0.00	18.46	0.12	34.82	10.19	0.00	0.11	-	0.00	0.01	65.05
	III	0.59	0.15	0.24	0.08	22.08	0.16	28.42	0.90	0.54	0.49	-	0.00	0.10	53.75
3	I	50.84	5.70	8.84	0.21	9.79	0.06	11.05	1.35	1.15	1.41	-	2.21	1.88	94.49
	III	0.21	0.03	3.61	0.01	29.83	0.27	22.48	1.33	0.53	0.57	-	0.00	0.00	58.87
4	I	42.38	0.73	11.98	0.49	12.79	0.03	16.63	1.22	0.70	1.38	1.39	-	-	89.72
	II	0.70	0.24	1.12	0.13	17.65	0.28	7.46	17.69	0.00	0.04	0.00	-	-	45.31
	III	1.85	0.20	2.79	0.01	18.73	0.40	17.11	3.71	0.28	0.37	0.05	-	-	45.50
5	I	49.43	6.14	7.93	0.18	9.19	0.08	10.37	1.07	0.98	1.72	2.20	-	-	89.29
	II	1.39	0.63	1.34	0.34	18.74	0.31	6.64	10.33	0.26	0.24	0.10	-	-	40.22
	III	1.11	0.41	3.26	0.27	11.77	0.28	20.54	1.19	0.98	1.45	0.87	-	-	42.13

Примечание. I - силикатный расплав, II - хлоридно-карбонатная фаза, III - карбонатная фаза, при T=1100°C, P=2 кбар. В образцах присутствует фаза NaCl. Образцы анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax с энергодисперсионной приставкой Link. ИЭМ РАН, в 1998-2000 г.

показывает, что некоторому расширению области расслаивания расплавов способствует повышение давления и снижения температуры.

Наши экспериментальные результаты при T=1100°C и P=2 кбар по распределению REE между несмешивающимися фазами, в щелочных системах показывающие их концентрацию карбонатными расплавами, позволяют сделать вывод о возможности формирования карбонатитовых месторождений редких земель исключительно в связи с щелочным (агпайтовым) магматизмом. Полученные результаты по распределению бария и стронция между несмешивающимися фазами в карбонатно-силикатных и сульфатно-карбонатно-силикатных системах соответствуют закономерностям, выявленным для природных карбонатитовых комплексов, в которых барий-стронциевые рудопроявления непосредственно связаны с карбонатитами (например, Халютинское барий-стронциевое рудопроявление в Западном Забайкалье [5], связанное с карбонатитами, обогащенными сульфатной серой).

Установленная неоднородность экспериментально полученных карбонатных и карбонатно-солевых (фосфатно-, фторидно-, хлоридно-, сульфатно-карбонатных) жидкостей, по-видимому, свидетельствует о возможности дальнейшей эволюции солевой фазы после отделения ее от силикатного расплава. Можно предполагать, что полученное известково-щелочное расщепление расплавов имело место в жидком состоянии или возникало при снижении температуры. Щелочно-известковое расщепление карбонатных расплавов могло играть определенную роль в образовании карбонатитов в интрузивных ийолит-уртитовых комплексах, в которых они представлены кальцитовыми и доломитовыми типами. При интрузии карбонатитовых комплексов щелочные карбонаты, по-видимому, мигрировали с флюидами во вмещающие породы, которые подвергались при этом щелочному метасоматозу (фенитизации). Кроме того, например, в карбонатитах Хибинского массива был обнаружен натрийсодержащий карбонат бурбанкит, что позволяет допускать появление на заключительных этапах процесса формирования карбонатитового комплекса Хибин щелочно-карбонатного ликванта [2]. На Халютинском

проявлении отмечается разделение карбонатного расплава на две фазы, одна из которых содержала фосфор и фтор, а другая представляла собой карбонатно-сульфатный расплав [3]. При этом отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ba, Sr, Ca и сульфатной серы при анализе их распределения в известковых и щелочных карбонатных фазах.

Сопоставление полученных экспериментальных результатов с природными объектами показывает, что при расслаивании щелочных расплавов составы карбонатных фаз в эксперименте при самом высоком коэффициенте агпаитности исходного расплава соответствуют составам карбонатитовых лав Oldoinyo Lengai (Танзания), а составы силикатных фаз сопоставимы с составами силикатных лав и нефелинитов того же вулкана [10, 11], а также с составами уртитов, ийолитов, нефелинитов из карбонатитовых комплексов [13]. Кроме того, составы экструзивных карбонатитов Oldoinyo Lengai (Танзания) сопоставимы с известковыми фракциями экспериментально полученных карбонатных расплавов. Известково-щелочные карбонатные магмы, соответствующие по составу экспериментально полученным нами расплавам, в развитии магматизма могут сохранять первичный состав только в вулканической обстановке в редких случаях их быстрого извержения и закаливания на земной поверхности.

Наши данные по распределению редких земель между силикатной и карбонатной фазами при $T=1100^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ кбар в щелочных системах ($K=C_{\text{карб.}}/C_{\text{сил.}}$ составлял 1.5-2.5) хорошо коррелируют с оценками этих величин для пород природных карбонатитовых комплексов, например, с разделением REE между карбонатитовыми каплями и лампрофиром ($K=2-3$) Callander Bay, Онтарио; между карбонатитами и сосуществующими ийолитами ($K=2.1$) Seabrook Lake, Онтарио [9].

Данные, полученные в результате исследования фосфатно-карбонатно-силикатных и фторидно-карбонатно-силикатных систем, могут служить объяснением обычного наличия апатитовой минерализации на месторождениях карбонатитового типа.

Таким образом, проведенные исследования выявляют роль жидкостной силикатно-карбонатной несмесимости в образовании карбонатитовых месторождений, показывая в то же время как положительные, так и отрицательные геохимические факторы их формирования, которые необходимо учитывать при разработке их генетических моделей. Полученные данные позволяют рассматривать исследованные экспериментальные системы в качестве упрощенной модели формирования рудоносных карбонатитовых комплексов, ассоциирующих со щелочными силикатными породами как натровой, так и калиевой серий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, проекты № 97-05-64158, 99-05-64435 и 01-05-64839.

Литература

1. **Андреева И.А.** Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН. 2000. 27с.
2. **Дудкин О.Б.** Геохимические особенности карбонатитов Хибинского массива и их место в ряду подобных им образований // Геохимия. 2001. № 7. С. 785-790.
3. **Кобылкина О.В.** Особенности вещественного состава и условия образования барий-стронциевых карбонатитов проявления Халюта. Автореф. ... канд. дисс. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН. 2002. 25 с.
4. **Маракушев А.А., Сук Н.И.** Карбонатно-силикатное магматическое расслаивание и проблема генезиса карбонатитов // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 681-684.
5. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра СО РАН. 2000. 230 с.
6. **Сук Н.И.** Экспериментальное исследование несмесимости силикатно-карбонатных систем // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 547-558.

7. **Энтин и др.** О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42-51.
8. **Brooker R.A., Hamilton D.L.** Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatite // Nature. V. 346. №. 6283. P. 459-462.
9. **Cullers R.L., Medaric L.G.** Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: Examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 65. P. 143-153.
10. **Dawson J.B.** Sodium carbonate extrusions from Oldoinyo Lengai, Tanzania. Implications for carbonatite complex genesis. In "Carbonatites. Genesis and evolution". Bell K., Ed., London: Unwyn Hyman. 1989. P. 255-277.
11. **Dawson J.B., Garson M.S. and Roberts B.** Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania: Inferences for calcite carbonatite lavas. Geology. 1987. V. 15. P. 765-768.
12. **Freestone J.C., Hamilton D.L.** The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - An experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. № 3. P.105-117.
13. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // Miner. Magaz. 1988. V. 52. P. 43-55.
14. **Koster van Groos A.F., Wyllie P.J.** Liquid immiscibility in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ at pressures up to 1 kilobar // Amer. Jour. Sci. 1966. V. 264. P. 234-255.
15. **Koster van Groos A.F., Wyllie P.J.** Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaAlSi}_2\text{O}_8-\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ // Amer. Jour. Sci. 1973. V. 273. P. 465-487.
16. **Wyllie P.J., Tuttle O.F.** The system $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and origin of carbonatites // Jour. Petrol. 1960. V. 1. P. 1-46.

УДК 552.11.548.4

ПРОБЛЕМА КАРБОНАТИТООБРАЗОВАНИЯ НА СЫННЫРСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Панина Л.И., Усольцева Л.М.

Институт минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: panina@uiggm.nsc.ru

В апатите, пироксене и микроклине калишпатизированных и апатитизированных щелочных пород Сыннырского массива были обнаружены включения высокотемпературных сульфатно-карбонатных и более низкотемпературных щелочно-сульфатных и существенно Са карбонатных расплавов. По аналогии с другими объектами предполагается, что сульфатно-карбонатные расплавы появились в результате силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости материнской щелочно-базальтовой магмы, ответственной за формирование Сыннырского массива. При 1020-1050°C в сульфатно-карбонатных включениях была обнаружена жидкостная карбонатно-солевая несмесимость с обособлением щелочно-сульфатной и существенно Са карбонатной фракций. Сделан вывод, что реакционно-магматическое взаимодействие пространственно обособившихся щелочно-сульфатных расплавов с минералами фойидных пород привело к развитию зон скаполитизации, появлению канкринита, гаюина и, возможно, содалита. Кристаллизация существенно Са карбонатных расплавов при 700-715°C должна была обусловить формирование кальцитовых карбонатитов.

Отсутствие их находок может быть связано либо с глубокой эродированностью массива, либо с ошибочным отнесением кальцитовых карбонатитов к скарнам и останцам осадочных карбонатных пород.

Введение

Общеизвестны и теоретически обоснованы генетические и пространственные связи щелочных пород и карбонатитов. На данном этапе исследований вопросы возникают тогда, когда эти связи не просматриваются, особенно в пределах крупных щелочных массивов или даже всего формационного типа щелочных пород как, например, ультракалиевого сынныритоносного типа или, по А.Я.Жидкову [6], формации кальсилитовых, нефелин-псевдолейцитовых и калишпатовых сиенитов. Эта формация распространена в основном в пределах Байкало-Становой рифтогенной системы и включает четыре щелочных массива: Сыннырский и Якшинский в Северо-Байкальском нагорье, Сакунский в пределах Кодаро-Удоканского хребта и Маломурунский массив на Алданском щите. Карбонатиты отмечаются лишь на Маломурунском массиве, при этом исследователи [3,11] склонны связывать их генезис с проявлениями лампроитового магматизма, участвовавшего в формировании массива. Отсутствие карбонатитов в других массивах, по-видимому, может быть связано: 1) со специфическим составом ультракалиевых миаскитовых щелочных магм; 2) с различиями проявления щелочного магматизма в платформенной обстановке и консолидированных складчатых областях; 3) с трудностью идентификации карбонатитов вообще и особенно в складчатых областях из-за возможного участия корового вещества в петрогенетических процессах карбонатитообразования.

Составить суждения по некоторым этим вопросам нам удалось при изучении солевых включений в минералах микроклинизированных и апатитизированных пород, развитых на Сыннырском плутоне.

Геологическая позиция и строение Сыннырского массива

Ультракалиевый Сыннырский массив входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции и приурочен к Байкальской рифтовой зоне, которая прослеживается более чем на 300 км от северного побережья оз. Байкал до среднего течения р. Мама. Массив занимает высокогорную часть одноименного хребта и является самым крупным сынныритоносным массивом: его площадь составляет около 600 км². В плане массив имеет изометричную форму с поперечным сечением до 25 км² (рис.1), которое, как считают [6], в процессе эрозивной деятельности выведено на максимальный свой уровень. Массив относится к числу многофазных комплексов – плутонов центрального типа. Форма его по геофизическим и геологическим представлениям – грибообразная, лакколитовая. Массив сформирован в результате внедрения двух интрузивных фаз: ранней лакколитовой интрузии высококалиевых фойидных сиенитов, занимающей площадь около 500 км² и позднего диапирового штока пуласкитов площадью около 90 км². Шток находится внутри лакколита и имеет заметное смещение к юго-западу относительно центра. Внутренние структуры обеих фаз концентрические, конфокальные. Лакколит I интрузивной фазы состоит из трех петрографически различных зон: внешней фойяит-дитроитовой, промежуточной псевдолейцит-дитроитовой и внутренней – существенно сынныритовой. От внешней зоны к внутренней в породах существенно увеличивается количество калия и незначительно возрастает глинозем. Внедрение пуласкитового диапира оказало сильное механическое и контактово-термальное воздействие на фойидовые сиениты I интрузивной фазы. Возраст фойидных пород I интрузивной фазы, определенный рубидий-стронцевым методом, соответствует 330±4 млн. лет, пуласкитов II фазы – 305±12 млн. лет [6].

Для всех типов фойидных пород I фазы характерны проявления наложенных автометасоматических процессов: микроклинизация, апатитизация, скаполитизация, карбонатизация, которые нередко имеют площадное развитие, иногда приурочены к отдельным зонкам [1,9].

Микроклинизация развита на массиве очень широко. При этом микроклин местами лишь незначительно корродирует зерна фойидов, а местами замещает породу целиком, образуя существенно калишпатовые породы. В составе таких пород присутствуют прозрачные, иногда обогащенные мелкодисперсным рудным минералом (магнетитом?) зерна микроклина, фойиды, мелкочешуйчатый биотит, апатит, редкие идиоморфные зерна пироксена и неправильные выделения магнетита, а также изредка зерна сфена и кальцита. Существенно калишпатовые породы слагают отдельные мелкие и крупные (иногда площадью до нескольких км²) тела, участки, прожилки, зонки.

Апатитовая минерализация чаще всего совмещена с зонами микроклинизации, скаполитизации, карбонатизации. Апатит в породах распределен неравномерно, чаще тяготеет к биотит-магнетитовым скоплениям, иногда образует мономинеральные гнезда, небольшие прожилки, вкрапления; очень редко апатитсодержащие породы слагают линзообразные и дайкообразные тела протяженностью до нескольких сот метров.

При *скаполитизации* фойидные породы обычно интенсивно перерабатываются, вплоть до образования почти мономинеральных пород, содержащих небольшие количества калишпата, пироксена, биотита, кальцита, апатита, граната, сфена. Они слагают прихотливые зоны и участки мощностью от нескольких до первых десятков метров и протяженностью до полутора-двух сотен метров.

Карбонатные минералы в сыннырских породах распространены незначительно, представлены преимущественно кальцитом нескольких генераций. К ранней генерации относятся пойкилитовые вроски кальцита в пороодообразующих силикатных минералах. Иногда вокруг таких вросток образуются каймы: в нефелине – канкринита, в калишпате

– граната. Кальцит изредка находится в центре радиально-лучистых псевдолейцитовых симплектитовых агрегатов [9].

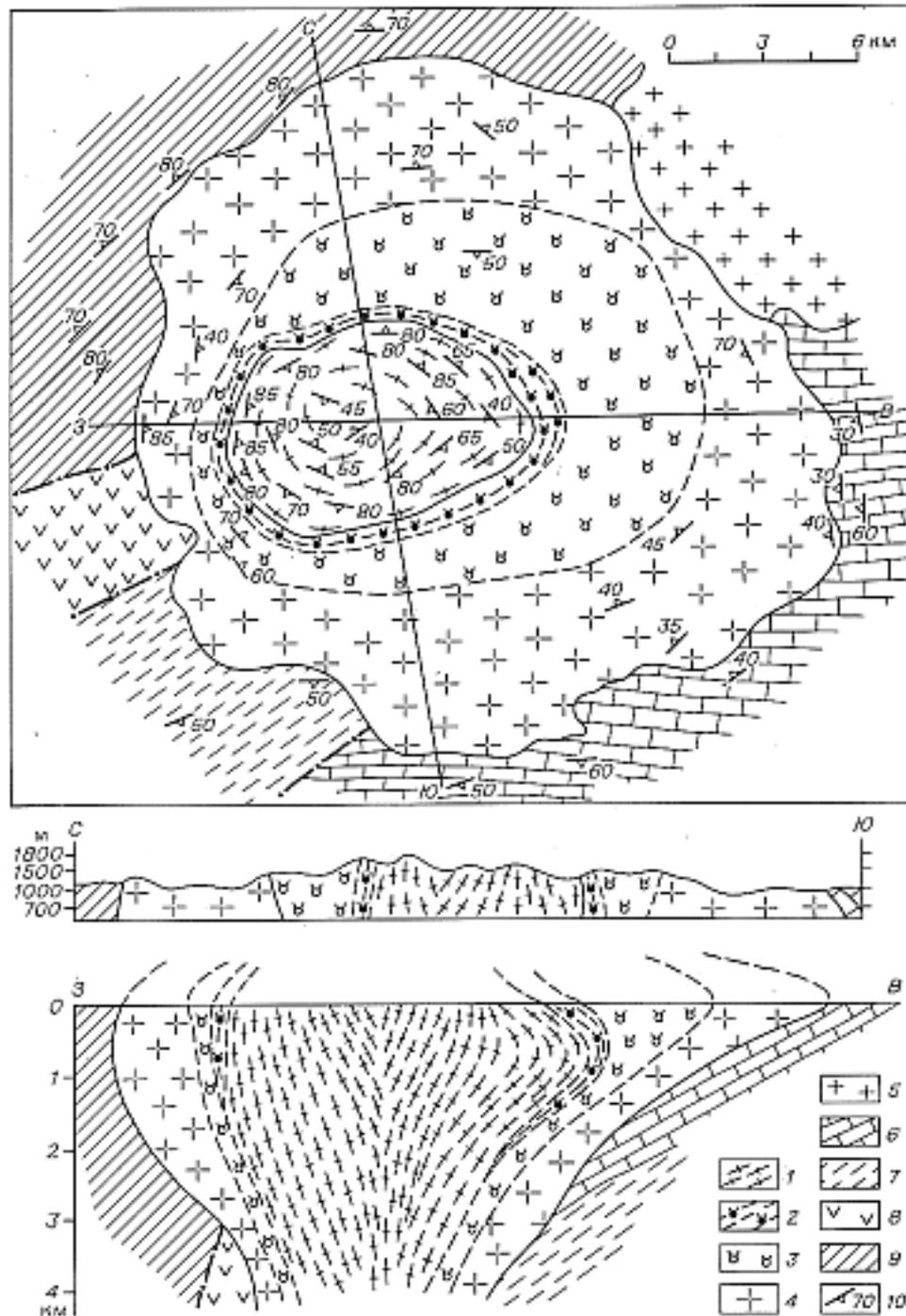


Рис. 1. Стрoение Сыннырского щелочного массива по А.Я.Жидкову [6].

1 – диапировый шток пуласкитов II интрузивной фазы; 2-4 лакколитоподобная интрузия нефелин-кальсилитовых сиенитов I фазы: 2 – кальсилит-калишпатовые псевдолейцитовые сиениты и сынныриты внутренней зоны, 3 – псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты (дитроиты) промежуточной зоны, 4 – нефелиновые сиениты (дитроиты) и фойяиты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса (поздний палеозой); 6 – известняки кооктинской свиты (средний кембрий); 8 – эффузивы основного и 9 – среднего состава сыннырской свиты протерозоя; 10 – элементы залегания пород.

Кальцит поздних генераций распространен шире, образует мелкие прожилки, заполняет трещинки в породах.

Химия минералов микроклинизированных и апатитизированных пород

Нами проанализированы на микпозонде «Самебах-micro» (оператор Л.К.Поспелова) главные пороодообразующие минералы этих пород – апатит, калишпат и биотит, а также редко встречаемый на Сыннырском массиве фойд – гаюин. При этом изучены были как крупные минеральные зерна, так и их микролиты в других минералах (табл. I).

Как показали исследования, зерна и микролиты *апатита* имеют близкий химический состав и относятся к F-апатиту: содержат от 3,6 до 6,04 мас.% F. Хлор в составе минерала практически отсутствует, отмечается небольшая (до 0,2 мас.%) примесь SO_3 , а также характерна заметная (до 2,5 мас.%) обогащенность SrO. По сравнению с составом апатита из пород ранних интрузивных фаз массива (пироксенитов, шонкинитов, пуласкитов [15]) он содержит больше Sr, F и меньше SO_3 .

Обе формы выделения *калишпата* высококалиевые, относятся к микроклинам. Однако состав пороодообразующего калишпата более выдержанный, чем у микролитов: содержит около 0,5 мас.% Na_2O против 0,24 и 1,09 мас.% у микролитов; он также включает 0,1 мас.% BaO против 0,08 и 0,34 мас.% в последних. Для микролитов также характерны варьирующие содержания K_2O – от 16,3 до 15 мас.%, тогда как зерна микроклина имеют перманентно 14-14,5 мас.% K_2O . В целом состав обеих форм выделения калишпата довольно близок составу микроклина из сыннырских нефелиновых сиенитов и сынныритов и заметно отличается от состава калишпата в шонкинитах и пуласкитах [4,15].

Биотит. Мы располагаем всего 2 анализами этого минерала, причем один характеризует состав микролита в апатите, а другой – крупные зерна (чешуйки) биотита (табл.1, ан.9,10). По результатам анализа разные формы выделения биотита содержат примерно равные количества TiO_2 (около 1,3 мас.%), но имеют разные количества других петрогенных компонентов: в крупных зернах больше оксидов Fe (17 против 14,8 мас.%), алюминия (15,8 против 12,1 мас.%), бария и меньше Mg (14,2 против 17,8 мас.%). Следует отметить, что биотиты в сынныритах, фойдных сиенитах и шонкинитах при близкой глиноземистости, более железистые (20-23 мас.% FeO) и более обогащены (2-3 мас.%) TiO_2 [4], чем в рассматриваемых породах.

Химический анализ зерен и микролитов *гаюина* существенно различаются друг от друга (табл.1, ан.11,12). В составе микролитов CaO значительно преобладает над суммой щелочей, тогда как зерна практически не содержат Ca. Интересно отметить, что в обеих формах выделения гаюина количество окиси K и Na примерно одинаковое, но в микролитах оно составляет 4-5 мас.%, а в зернах достигает 14 мас.%.

Методы изучения включений

Для изучения включений были применены методы минералотермобарогеохимии. Для нагревания включений использовалась совмещенная с микроскопом высокотемпературная камера с контактовым силитовым стержнем, разработанная в ИГиГ СО АН СССР [7]. Ее эталонировка осуществлялась по отчетливо фиксируемым точкам плавления химически чистых солей и благородных металлов, помещенных в рабочую точку камеры. Точность измерения температуры составляла $\pm 10-15^\circ C$. Для исключения разгерметизации солевых включений нагревание производилось медленно (2-3 часа) в течение всего температурного интервала плавления солевых фаз, после чего за 15-20 минут достигалась гомогенизация содержимого включений.

Таблица 1

Химический состав калишпата, апатита, биотита из микроклинизированных и апатитизированных пород Сыннырского массива (мас.%)

Минерал	Микроклин				Апатит				Биотит		Гаюин	
	зерна		микролиты		зерна			Микро лит	зерно	микролит	зерно	Микро лит
№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	64,09	66,21	64,42	64,31	0,63	0,05	0,43	0,86	37,38	38,91	32,52	29,28
TiO ₂	0,08	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	-	1,37	1,23	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,28	19,01	18,35	17,90	0,02	0,00	0,01	-	15,84	12,10	29,02	26,74
FeO	0,13	0,00	0,30	0,07	0,26	0,01	0,32	0,07	17,12	14,81	0,01	0,17
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,05	0,09	14,24	17,79	0,04	0,03
CaO	0,03	0,02	0,06	0,07	49,52	53,51	51,12	57,08	0,01	0,15	0,08	19,61
Na ₂ O	0,49	0,48	1,09	0,24	0,29	0,19	0,29	0,23	0,24	0,11	13,96	4,56
K ₂ O	14,05	14,55	14,92	16,31	0,03	0,01	0,02	0,01	9,82	9,96	14,37	5,94
BaO	0,11	0,10	0,34	0,08	0,08	0,07	0,05	-	0,21	0,00	0,00	0,00
SrO	0,50	-	-	-	2,15	2,55	2,10	-	-	-	0,19	0,20
P ₂ O ₅	-	-	-	-	38,83	39,47	39,68	38,70	0,02	-	0,01	1,02
Cl	-	-	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	-	-	0,00	0,05	0,01
SO ₃	-	-	0,04	0,01	0,18	0,13	0,08	-	-	0,08	8,00	10,25
F	-	-	0,00	0,05	6,04	4,56	4,45	3,61	-	0,68	0,00	0,35
Сумма*	97,76	100,40	99,53	99,03	95,61	98,65	96,79	99,13	96,25	95,53	98,25	98,01

Примечание. Сумма* – с учетом пересчета (F~O). Микролиты: 3, 4, 10, 12 – в апатите, 8 – в пироксене. Породы: 1, 2 – мелкозернистая биотит-калишпатовая порода с редкими зернами псевдолейцита (участок Высотный); 3 – прожилковое обособление апатита в дитроите (р. В.Семнера); 4, 5, 7 – микроклинизированный и апатитизированный дитроит (г. Столовая); 6, 8, 11, 12 – апатитизированный дитроит (участок Таборный); 9 – пироксенсодержащий дитроит вблизи скальных выходов карбонатных пород (участок Подледный); 10 – калишпатизированный и апатитизированный дитроит с апатит-магнетит-биотитовыми обособлениями (участок Высотный). Анализ минералов произведен на рентгеноспектральном микроанализаторе "Самбах-микро" в ОИГТМ СО РАН, оператор Л.Н. Поспелова.

Химический состав включений определялся на имеющемся в институте рентгеноспектральном микроанализаторе "Самбах-микро" (оператор Л.Н.Поспелова). В качестве эталонов использовались международные стандарты минералов и стекол. Съёмка осуществлялась при ускоряющем напряжении 20 кВ, тока – 40 нА; размер электронного пучка находился в пределах 2-3 микрон. Точность анализа составляла ±1,5%. Солевые агрегаты анализировались методом сканирования поверхности сфокусированным зондовым пучком.

Для выяснения состава флюидов были использованы методы декрепитации и газовой хроматографии. Суть декрепитационного метода заключается в регистрации газов, выделяющихся из флюидных включений при их перегреве и разгерметизации. Регистрация газов производилась на серийном декрепитографе ВД-4. Проба породы (200 мг, фракция 0,25-0,5 мм) помещалась в капсулу и подключалась к вакуумной системе. После откачки воздуха (вакуум 0,001 мм рт.ст.) она плавно нагревалась до T=1000°C. В процессе нагрева происходила разгерметизация содержащихся в породе флюидных включений за счет избыточного давления, возникающего вследствие перегрева включений (по отношению к температуре их формирования). Выделяющийся из включений газ вызывал мгновенное падение вакуума в системе. Этот скачок давления фиксировался чувствительным датчиком регистрирующей системы и выдавался на самописец, который вычерчивал кинетическую кривую газовой выделенности. С помощью термометра фиксировалась температура нагревания образца и температура поступления газов в систему.

Хроматографический анализ газов из флюидных включений проводился на установке, разработанной в лаборатории термобарогеохимии ИГиГ СОАН СССР (оператор Л.Н.Фомина). Это позволило из одной навески пробы количественно определять CO_2 , H_2O , CO , H_2 , O_2+Ar , N_2 , H_2S , SO_2 и предельные углеводороды от метана (CH_4) до пентана (C_5H_{12}). Вскрытие включений происходило в атмосфере гелия, являющимся газом-носителем. Анализируемая смесь газов вместе с потоком гелия поступала в анализирующую систему, представленную тремя серийными хроматографами ЛХМ-80. Здесь происходило разделение газов на основе их различного физико-химического взаимодействия с сорбентом хроматографической колонки и дальнейшее их количественное определение.

Результаты термобарогеохимических исследований включений

Солевые включения в калишпатизированных и апатитизированных породах Сыннырского плутона были обнаружены в апатите, микроклине и пироксене, но преимущественным распространением они пользуются только в апатите.

В *apatite* солевые включения расположены неравномерно: в некоторых зонах они совсем отсутствуют, в других образуют крупные (до 40 штук) скопления, в которых перемежаются с микролитами калишпата, биотита и включениями силикатных расплавов. Иногда солевые включения приурочены к периферийным трещинкам и явно относятся к псевдоторичным и вторичным образованиям. Здесь они пространственно ассоциируют с двух- и трехфазовыми газовой-жидкими включениями.

пектральном микроанализаторе "Camebax-micro" в ОИГГМ СО РАН, оператор Л.Н. Поспелова.

Солевые включения имеют призматическую, округлую, изометричную и гексогональную форму, размер от 3-5 до 10-20 микрон. При комнатной температуре включения бесцветные и окрашены в бледные зеленоватые и буроватые тона, представляют собой либо грубо раскристаллизованный, либо тонкокристаллический агрегат, в котором просматривается рудная фаза. Газовый пузырь во включениях обычно деформирован и не всегда отчетливо фиксируется.

По температурам гомогенизаций и явлениям, протекавшим в вакуолях, а также по химическому составу включения разделяются на две группы. В I группе включений

плавление солевых фаз начинается при небольших (200-250°C) температурах, газовый пузырь обособляется и принимает сферическую форму при 450-500°C, полное расплавление солей происходит при 575-580°C, а гомогенизация содержимого осуществляется при 700-715°C. Химический состав включений I группы отвечает составу кальцитовых карбонатитов (табл. 2, ан.1-9).

Во II группе включений плавление солевых фаз становится заметным около 680-700°C и сопровождается появлением множества мелких газовых пузырьков. При дальнейшем повышении температуры просматриваются в вакуолях призматические кристаллики светло-зеленого цвета. При 1020-1050°C все солевые фазы полностью расплавляются и газовые пузырьки собираются в один крупный (до 20 объемных % вакуоли) пузырь, вокруг которого иногда образуется бурая солевая кайма, что, по-видимому, свидетельствует о расслоении расплава. Увеличение температуры нагрева на 30-40°C приводит к исчезновению этой каймы и незначительному уменьшению размеров пузыря. Однако довести до гомогенизации такие включения не удалось из-за их повсеместной разгерметизации выше 1100-1150°C, что может быть связано либо с высоким давлением летучих компонентов в вакуолях, либо с аномальным составом законсервированного солевого расплава.

Химический состав включений II группы (табл. 2, ан.10-15) отвечает щелочным сульфатам, в той или иной мере обогащенным карбонатной составляющей. В катионной части сульфатов содержатся переменные количества K_2O (от 13 до 23 мас.%), Na_2O (5,5-

14,7 мас.%) и CaO (13-15 мас.%), а в анионной – от 37 до 47 мас.% SO₃ и, по-видимому, какое-то переменное количество CO₂ и H₂O. При пересчете анализов на нормативный состав, который проводился на основе мольных соотношений, во включениях этой группы отмечаются переменные количества K₂SO₄ (от 2 до 80%), Na₂SO₄ (13-34%), CaSO₄ (до 27-36%), а также до 3% и более CaCO₃, от 0 до 11-15% SrSO₄ и 0-5% SrCO₃. Надо полагать, что для систем такого состава при заметных содержаниях углекислоты должны быть характерны явления сульфатно-карбонатной жидкостной несмесимости, что в общем-то и подтвердилось появлением при 1050°C бурой солевой каймы вокруг газовых пузырей.

В *пироксене* и *калишпате* солевых включений очень мало. В пироксене они приурочены к трещинам в минерале-хозяине, являются вторичными и ассоциируют с газовой-жидкими включениями. В калишпате включения расположены бессистемно, встречаются по одиночке и вопрос относительно их первичности-вторичности остается открытым. Все включения относятся к I группе и отвечают составу Са-карбонатов.

Вторичные газовой-жидкие включения в основном двухфазовые, реже в них присутствуют солевые кристаллики, растворение которых происходит при 180-200°C. Гомогенизация включений осуществляется при 250-400°C.

Результаты хроматографического анализа

Метод хроматографического анализа позволил нам получить данные о составе флюидов в кристаллизовавшейся системе, начиная с 1000°C, и проследить его эволюцию

Таблица 3.

Содержание летучих компонентов в солевых и газовой-жидких включениях из калишпатизированных и апатитизированных пород Сыннырского массива (мг/кг)

№№ п.п.	T°C нагрева	CO ₂	H ₂ O	H ₂	N ₂	CH ₄	CO	H ₂ S	SO ₂	C ₂ H ₂	NH ₃
1	920	4051,0	396,8	0,0	0,0	0,0	83,7	0,0	0,0	сл. углеводородов	
2	890	3032,9	643,6	0,0	0,0	0,0	42,7	0,0	0,0	0,0	0,0
3	900	1751,8	377,0	0,0	сл.	0,0	52,8	0,0	0,0	сл. углеводородов	
4	870	1042,9	98,7	0,0	0,0	50,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	830	552,1	61,2	0,0	0,0	0,0	62,4	0,0	0,0	0,0	0,0
6	850	498,7	67,3	0,0	0,0	0,0	33,5	0,0	0,0	0,0	0,0
7	870	365,5	179,6	0,0	сл.	0,0	30,8	0,0	0,0	0,0	0,0
8	830	334,6	129,0	0,0	сл.	0,0	60,6	0,0	0,0	0,0	0,0
9	580	33,9	81,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	470	35,5	50,1	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0

Примечание. Породы: 1-7 – калишпатизированные и апатитизированные сынныриты, 8-10 – существенно калишпатовые породы. Сл. – следы. Анализ летучих компонентов проводился в ОИГГМ СО РАН на установке, состоящей из трех серийных хроматографов ЛХМ-80, оператор Л.Н.Фомина.

при понижении температуры до 450°C. К сожалению, на более высокотемпературных стадиях, т.е. на стадиях появления двухфазовой карбонатно-силикатной и трехфазовой сульфатно-карбонатно-силикатной жидкостной несмесимости, подобная информация не могла быть получена по техническим причинам. Тем не менее, имеющиеся результаты представляют большой интерес, так как позволяют составить суждения о температурном отрезке, на котором могли существовать высоко Са карбонатитовые расплавы.

Как показал хроматографический анализ (табл.3), в температурном интервале от 920° до 830°С минералообразующая среда была существенно обогащена флюидами – до 4500-2200 мг/кг. Состав флюидов был простой и включал ограниченное число газов – главным образом CO₂, CO и H₂O.

Среди флюидов доминировала CO₂, достигающая в основном 90-80 вес.% от суммарного состава всех газов, а H₂O составляла 10-15, а CO – 2-5, редко 8 вес.%, соответственно. Любопытно, что с падением температуры, в интервале 450-580°С, количество газов резко уменьшилось до 100-120 мг/кг и в составе флюидов вода стала преобладать над углекислотой (табл.3, ан.9,10). Дальнейшее понижение температуры, по-видимому, способствовало возрастанию (накоплению) высокоплотной воды, о чем косвенно свидетельствует наличие низкотемпературных (T_{гом} = 400-250°С) газовой-жидких включений в минералах.

Обсуждение полученных результатов и выводы

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что карбонатитовые расплавы участвовали и в формировании Сыннырского плутона. Первоначально они были высоконагретые (выше 1100-1150°С) и имели, по-видимому, сложный состав. Составить приблизительное представление о составе исходных карбонатитовых расплавов мы смогли, пересчитав объемные соотношения проанализированных карбонатных и сульфатных фаз в непрогретом включений в апатите (табл.2, ан.9-12). Согласно расчетным данным, в нем могло быть (мас.%): 30,9 CaO, 7,9 Na₂O, 4,5 K₂O, 1,5 SrO, 0,8 P₂O₅, 0,2 F, 24,8 SO₃ и около 29,4 CO₂. Можно допустить, что подобные щелочные карбонатно-сульфатные расплавы являлись производными исходной щелочно-базальтоидной магмы [10], от которой отделились в результате проявления карбонатно-силикатной жидкостной несмесимости.

Реальность проявления процессов двухфазовой карбонатно-силикатной несмесимости в природе в настоящее время не вызывает сомнения. Они установлены при петрографических и геохимических исследованиях [21,26], подтверждены экспериментально [19,20], а также зафиксированы при минералотермометрических исследованиях [11,14,24]. Так, экспериментально установлено [19,20], что карбонатно-силикатная жидкостная несмесимость во многих случаях является причиной отделения карбонатной жидкости от силикатных расплавов, осуществляется в широком диапазоне PT-параметров, отчетливо проявляется в системах с избытком щелочей, при этом повышенные содержания К существенно расширяют ее поле.

Изучение расплавных включений в минералах показало [11,12,14,24], что жидкостная карбонатно-силикатная несмесимость обычна для щелочно-базальтоидных магм. В частности, было установлено, что формирование кальцитовых карбонатитов в сынныритоносном Маломурунском массиве произошло из карбонатитовых расплавов, отделившихся при 1280-1260°С от щелочной богатой Mg и Ca силикатной магмы [11,12].

В настоящее время не вызывает сомнений, что явления двухфазовой силикатно-карбонатной несмесимости связаны с присутствием и накоплением в обогащенных щелочами и карбонатами силикатных расплавах большого количества летучих компонентов – CO₂, S, F, Cl, которые из-за высокой активности щелочей не могут отделиться от расплава в виде газовой фазы. Подобное мнение подтверждается экспериментальными данными. Так, например, сера в силикатных расплавах образует устойчивые сульфатные и сульфидные ассоциаты, которые обладают высокой растворимостью при щелочном характере флюидов [25] или большом давлении в системе [23]. Наиболее высокие уровни растворения серы характерны для сульфатных форм [17]. Значительные концентрации летучих, по-видимому, приводят к изменению структуры алюмосиликатных расплавов и создают условия для возникновения несмесимости.

Можно полагать, что в процессе формирования Сыннырского плутона кристаллизующаяся исходная щелочная магма обогащалась сульфатными и карбонатными солями и при накоплении определенной их концентрации произошла жидкостная карбонатно-силикатная несмесимость. О проявлении двухфазовой несмесимости косвенно свидетельствуют присутствие в одной и той же зоне минерала-хозяина совместно с карбонатно-сульфатными включениями, так же включений силикатного (нефелин-сиенитового) состава, микролитов калишпата и биотита. Последние, безусловно, могли быть захвачены только на магматической стадии из силикатного расплава, т.е. в данном случае должны были одновременно существовать солевые и силикатные расплавы.

Понижение температуры в магматической камере способствовало дальнейшему проявлению жидкостной несмесимости, но уже в сульфатно-карбонатной системе. Об этом говорит появление второй солевой фазы в сульфатно-карбонатных включениях при 1020-1050°C. При этом, как показал микрозондовый анализ, произошла перегруппировка элементов в солевом расплаве: все щелочи оказались связанными с сульфатами, а Ca, Mg и Fe – с CO₂. Данное явление имеет теоретическое обоснование. Считают [5], что в ионных жидкостях (а сульфатно-карбонатные расплавы ими являются) равновесия обменных реакций сдвинуты в сторону сочетания сильных кислотных анионов с наиболее сильными щелочными катионами. Неоднородности и расслоения в таких жидкостях появляются тогда, когда энергия взаимодействия одних ионных пар значительно превосходит другие. Поскольку в сульфатно-карбонатных расплавах SO₃ является более сильным кислотным основанием, чем CO₃, щелочи в первую очередь именно с ним будут устанавливать связи, в то время как Ca и CO₃ будут объединяться в более низкую энергетическую пару, создавая этим неоднородности и области несмесимости.

Как показали исследования последних лет [16], явления жидкостной сульфатно-карбонатной, а точнее сульфатно-карбонатно-силикатной несмесимости в природных щелочных системах пользуются довольно широким распространением. Они были зафиксированы при 1200-1170°C на Маломурунском массиве [12], при формировании щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук в Ю. Монголии [2,8], в карбонатитовых лавах вулкана Олдоинью Ленгаи в Танзании [18] и т.д. Полагают, что в глубинных условиях при медленном охлаждении и длительной эволюции процессы сепарации исходной карбонатитовой магмы на отдельные несмесимые фазы (в частности, щелочно-сульфатную и кальцитовую) проявляются чуть ли не повсеместно. Косвенным подтверждением этого предположения является обнаружение наряду с широко распространенными кальцитовыми карбонатитами, также существование карбонатитов щелочно-сульфатного типа, как, например, карбонатитов Западного Забайкалья [13], Мушугай-Худука в Монголии [2], Маунтин Пасса в Калифорнии [22].

По-видимому, при формировании фойидных пород Сыннырского плутона исходные сульфатно-карбонатные расплавы, отделившиеся от родоначальной щелочно-базальтоидной магмы в результате несмесимости и находившиеся с ней в равновесии, были ответственны за образование кальцита ранних генераций – пойкилитовых вростков (микролитов) в породообразующих калиевых и фемических минералах, а также центральных зерен (затравок) в радиально-лучистых псевдолейцитовых агрегатах.

Надо полагать, что процесс пространственного разобщения исходного карбонатитового расплава на щелочную сульфатную и карбонатную составляющие осуществлялся довольно продолжительное время и на довольно широком температурном отрезке. Об этом свидетельствует как распределение щелочных сульфатных и карбонатных включений в минералах-хозяевах, так и варьирующие, аномальные соотношения основных компонентов в щелочных сульфатно-карбонатных включениях (табл.2), обуславливающие почти повсеместную разгерметизацию вакуолей.

Пространственно разобщенные химически разнотипные фракции карбонатитового расплава в дальнейшем имели свою геологическую историю. Более агрессивные и высокотемпературные щелочно-сульфатные расплавы воздействовали на фойдитные породы, вступая в реакционное взаимодействие со слагающими их минералами и обуславливали появление щелочных сульфатных и сульфатно-карбонатных минералов – гаюина, канкринита, скаполита. По данным изучения включений [9] образование канкринита на Сыннырском массиве происходило при температурах, несколько превышающих 630°C, а скаполита – при 750°C.

Существенно Са карбонатитовые расплавы присутствовали в магматической камере до более низких температур – вплоть до 700°C. Об этом свидетельствуют температуры гомогенизации включений I группы, а также особенности флюидного режима в этот температурный период. Кристаллизация существенно Са карбонатитовых расплавов должна была без сомнения повлечь за собой образование кальцитовых карбонатитов. Отсутствие последних на массиве может быть связано либо с глубоким эрозивным срезом плутонической постройки (по А.Я.Жидкову [6] на глубину 2-3 км), либо трудностью идентификации этих образований и ошибочным их отнесением к осадочным карбонатным и скарнированным породам, широко распространенным на массиве. Дальнейшие исследования должны внести ясность в этот вопрос.

Выводы

1. Карбонатитовые расплавы участвовали в формировании пород Сыннырского массива. Они, по-видимому, явились производными материнской щелочно-базальтовой магмы, от которой отделились в результате силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости, проявленной при температурах, существенно превышающих 1150°C.

2. Состав исходных карбонатитовых расплавов был щелочной сульфатно-карбонатный и по приблизительным расчетам содержал (мас.%): до 31 СаО, 12-13 суммы щелочей, около 30 СО₂ и 24-25 SO₃.

3. Присутствие исходных щелочных сульфатно-карбонатных расплавов в магматической камере отразилось в появлении микролитов-вростков кальцита в породообразующих минералах (нефелине, калишпате, биотите), кристаллизовавшихся из равновесно сосуществующего силикатного расплава.

4. При 1050-1020°C исходный щелочной сульфатно-карбонатный расплав разделился на две несмесимые фазы разного состава – щелочно-сульфатную и высоко Са карбонатную.

5. Реакционно-агрессивное воздействие пространственно обособившихся щелочно-сульфатных расплавов на фойдитные породы вызвало их скаполитизацию, развитие канкринита, гаюина и, возможно, содалита.

6. На стадии существования Са карбонатитовых расплавов магматическая система была обогащена (до 4500 мг/кг) СО₂, СО и Н₂О, среди которых доминировала СО₂. Кристаллизация карбонатитовых расплавов при 700-715°C должна была привести к формированию кальцитовых карбонатитов и существенному снижению роли СО₂ в составе флюидов, что и подтвердилось результатами хроматографического анализа. Отсутствие зафиксированных выходов кальцитовых карбонатитов на массиве может быть объяснено либо глубокой эродированностью плутонической постройки, либо ошибочным отнесением карбонатитов к скарнам и осадочным породам.

Литература

1. Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А., 1969. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука. 186 с.

2. **Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.,** 1999. Состав магм и генезис тералитов карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // *Геохимия*. № 8. С. 826-841.
3. **Владыкин Н.В.,** 1997. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. Автореф. дис. док. г-м.н. Новосибирск. ОИГТМ СО РАН. 32 с.
4. **Жидков А.Я., Смыслов С.А.,** 1985. Качественные особенности синныритов и типохимия слагающих минералов // *Геология и геофизика*. Т. 26. № 2. С. 31-38.
5. **Когарко Л.Н.** Принцип полярности химической связи и его петрологическое значение // В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. 1978. С. 222-228.
6. **Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука. 1990. 239 с.
7. **Михайлов М.Ю., Шацкий В.С.** Силитовый нагреватель для высокотемпературной микрокамеры // В кн.: *Минералогия эндогенных образований* // Труды Зап.-Сиб.отд. ВМО. Вып. 2. С. 109-110.
8. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Соболев А.В. и др.** Несмесимость силикатных и солевых расплавов по данным изучения включений в высокотемпературном флюорите. Докл.АН СССР. 1986. Т. 288. № 2. С. 453-456.
9. **Панина Л.И.,** Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск: Наука. 1972.126 с.
10. **Панина Л.И.** Образование высококалиевых богатых глиноземом расплавов // *Геология и геофизика*. 1983.Т. 24. № 4. С. 34-40.
11. **Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтчеллит-оливиновых породах Маломурунского массива (Алдан). *Петрология*. 1999. Т. 7. № 6. С. 653-669.
12. **Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 2. С. 655-670.
13. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ:Наука.2000. 230 с.
14. **Соловова И.П., Гиркис А.В., Рябчиков И.Д.** Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 4. С. 339-363.
15. **Шарыгин В.В., Панина Л.И.** Меланократовые породы Калюмного участка (Сыннырский щелочной массив) // *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34. № 8. С. 109-116.
16. **Brooker R.A., Hamilton D.L.** Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites. *Nature*. 1990. V. 346. P. 456-462.
17. **Carroll M.R., Rutherford M.J.** Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 601-612.
18. **Dawson J.B., Smith J.V., Stelle I.M.** 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas // *Miner.Magazine*. 1992.V.56.№ 382. P. 1-16.
19. **Freestone I.C., Hamilton D.L.** The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: an experimental study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 73. P. 105-117.
20. **Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L.** The genesis of carbonatites by immiscibility (Ed.K. Bell) *Carbonatites: genesis and evolution*. London: Unwin Hyman. 1980. P. 388-409.
21. **Le Bas M.J.** Carbonatite-nephelinite volcanism. Wiley, New York. 1977. P. 330.
22. **Lieber Werner** Bastnasit from Mountain Pass, California // *Aufschluss*/ 1997. V.48, № 5-6. P. 137-142.
23. **Luhr J.F.** Experimental phase relations of water- and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichon Volcano // *J. Petrology*. 1990. V. 31. № 5. P. 1071-1114.
24. **Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner Complex // *Contr. Miner. Petrol.* 1997. V. 126. P. 331-344.
25. **Poulson S.R., Ohmoto H.** An evolution of the solubility of sulfide sulfur in silicate melts from experimental data and natural samples // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. P. 57-75.
26. **Shastri A., Kumar S.** Petrogenesis of carbonatite veins and associated melanephelinite from Sarnu-Dandali Igneous Complex, Barmer, Rajasthan // *Nat. Acad. Sci. Lett.* 1995. V. 18, № 7-8. P. 139-143.

УДК 552.331(571.54)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВ ПРОЯВЛЕНИЯ «ПОГРАНИЧНОЕ» (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, e-mail: ripp@gin.bsc.buryatia.ru

В статье приводится минералого-геохимическая характеристика феррокарбонатитов Пограничного проявления. Породы его характеризуются высокими концентрациями РЗЭ, стронция и низкими циркония, ниобия, обратным порядком кристаллизации доломита и кальцита, отсутствием комагматичного с карбонатитами силикатного щелочного магматизма. К числу особенностей карбонатитов относятся высокие концентрации РЗЭ и Sr в апатитах, а также стронция в тригональных карбонатах. Вместо более типоморфных для карбонатитов эгирин-авгита и рихтерита в изученных породах представлены эгирин и магнезиоарфведсонит. Представляет интерес присутствие в ранней фазе кристаллизации карбонатитов сферолитов графита, КР-спектры которых соответствуют спектрам углеродных материалов с элементами как sp^2 , так и sp^3 гибридизации.

Проведенные исследования свидетельствуют о карбонатитовой природе эндогенных карбонатных пород. Вместе с другим подобным проявлением, обнаруженным в Северном Забайкалье, это позволяет выделить карбонатитоносную площадь, которая вероятно является частью новой карбонатитовой провинции.

Введение

Работами последних лет в Северном Забайкалье обосновывается новая карбонатитоносная площадь. Проявления карбонатитов обнаружены на достаточно обширной площади. Они установлены в бассейне р. Уакит, в верховьях р. Келяны и в западном борту Парамской впадины. Из них в настоящее время относительно детально изучены участки Пограничный и Веселый. Результаты геолого-структурных и вещественных исследований позволили обосновать карбонатитовую природу этих проявлений. Об этом свидетельствуют присутствие в них таких минералов как апатит, магнетит, флогопит, щелочные амфиболы, эгирин, циркон, пироксеноид, монацит, высокие концентрации РЗЭ, стронция, фосфора. Состав РЗЭ и кривые их нормированных содержаний, также как и изотопные составы стронция, кислорода и углерода подобны карбонатитам из других регионов. В отличие от карбонатитов Юго-Западного Забайкалья [4], имеющих существенно кальцитовый состав, они относятся к бифорситам. Оба проявления заметно отличаются от многих известных доломитовых карбонатитов. Кроме того, здесь не установлен, комагматичный карбонатитам, силикатный щелочной магматизм. Наиболее полно к настоящему времени изучено проявление Пограничное, результаты которого приводятся в настоящей статье.

Методика исследований

На проявлении проведен комплекс вещественно-геохимических исследований. Они включали детальное минералогическое, петрографическое, петрохимическое, изотопно-геохимическое изучение карбонатитов и вмещающих пород, определение абсолютного возраста. Анализ химического состава пород проведен атомной абсорбцией (аналитики А.А. Цыренова, В.А.Иванова, Н.Л.Гусева, Г.И.Булдаева, И.В.Боржонова), элементов -

примесей рентгено-флюоресцентным Б.Ж. Жалсараевым, а редкоземельных элементов - Т.А. Казанцевой и Л.А.Левантуевой спектральным методом с предварительным химическим обогащением проб. Состав минералов определен на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА, времени измерения 10 сек и диаметре зонда 2-3 мкм и электронном микроскопе LEO - 1430 с энергодисперсионным спектрометром IncaEnergy-300 Н.С. Кармановым и С.В. Канакиным. Изотопный состав в безрубидиевых минералах и изохронный рубидий-стронциевый возраст определены В.Ф. Посоховым на установках МИ-1201-Т. Все перечисленные анализы выполнены в лабораториях Геологического института СО РАН.

В ОИГГИМ СО РАН В.А.Пономарчуком по биотиту определен Ar/Ar возраст щелочных метасоматитов, а по арфведсониту - карбонатитов. Т.Н. Мороз изучены КР спектры (Рамановская спектроскопия) сферолитов графита. Регистрация спектра проводилась на микроспектрометре Ramanog U1000 при возбуждении 514,5 нм излучением Ar^+ - лазера в режиме счета фотонов в геометрии 90^0 рассеяния. Для уменьшения разогрева образца он был запрессован в таблетку KBr.

Изотопный состав кислорода и углерода в минералах анализировался в лабораториях ОИГГИМ СО РАН и ДВНЦ. Погрешность анализов в карбонатах не превышала $\pm 0,02$, в графите $\pm 0,1$, в магнетите $\pm 0,5$ %.

Особенности геологического строения

Проявление Пограничное расположено вблизи южной окраины Северо-Муйской глыбы, представляющей выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента (рис. 1). Особенности геологического строения его охарактеризованы А.Н. Булгатовым [1]. Границы глыбы фиксируются телами ультрабазитов, базитов, зонами тектонических нарушений. Сама глыба сложена кристаллическими биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами, гнейсами, гнейсогранитами, мраморизованными известняками, прорванными, в основном, довендскими габброидами и гранитами. Орто- и парапороды претерпели проградный метаморфизм на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Метаморфический комплекс пород с угловым несогласием перекрыт вендскими существенно терригенными и нижнепалеозойскими карбонатными толщами платформенного типа. В составе последних представлены существенно известняки, менее распространены доломиты.

Карбонатиты приурочены к зоне тектонического нарушения, обрамляющего западный борт Парамской впадины, выполненной кайнозойскими валунными, галечными, песчаными и глинистыми отложениями (рис. 2). Вмещающие породы вдоль этой зоны интенсивно милонитизированы, а карбонатиты отличаются повышенной трещиноватостью. В участках дробления распространены окварцевание, прожилки пирита и гематита. На площади проявления к настоящему времени не обнаружено комагматичных с карбонатитами щелочных ультраосновных и основных силикатных пород. Здесь также отсутствует самостоятельная фаза кальцитовых карбонатитов, отмечается увеличение роли кальцита к завершающей стадии формирования пород.

Площадь проявления сложена базитами и осадочно-метаморфическими породами, превращенными в милониты. Тело карбонатитов залегает среди габбро-долеритов. Они сложены основным плагиоклазом, роговой обманкой, диопсидом и железо-магнезиальным пироксеном с составом промежуточным между энстатитом и ферросилитом (табл. 1). В небольших количествах в породах присутствует более поздний биотит, отличающийся повышенной титанистостью (2 - 4 мас. % TiO_2) и магнезиальностью. В качестве аксессуарных присутствуют ильменит, апатит, магнетит. Габброиды подвержены хлоритизации, амфиболизации и карбонатизации.

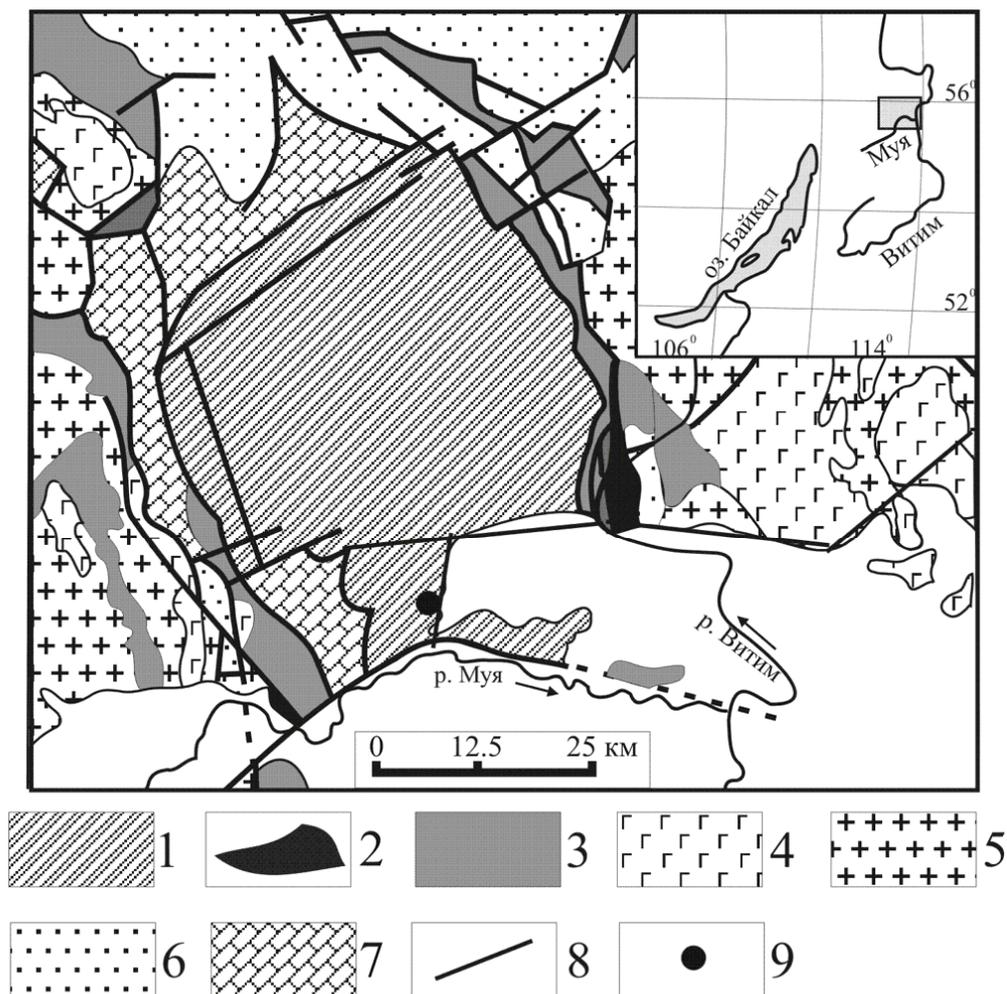


Рис. 1. Геологическая схема Северо-Муяской глыбы, по [1] с изменениями.

1 - выступ раннедокембрийского фундамента; 2 - гипербазиты; 3 - метавулканыты; 4 - габброиды; 5 - гранитоиды; 6 - терригенные отложения; 7 - карбонатные отложения; 8 - разломы; 9 - точка расположения проявления Пограничного.

Химический состав габброидов представлен в таблице 2. Они характеризуются кали-натровым типом щелочности. Коэффициент железистости (Kf) их варьирует от 48 до 56. Породы относятся к умеренно-глиноземистым, что отражается в их мезократовом облике.

Среди метаморфических пород распространены слюдяные гнейсы, гранито-гнейсы, амфибол-биотит-кварцевые и амфибол-кварцевые сланцы. Количество амфибола в сланцах достигает 20 - 30 %, а состав соответствует чермакиту (табл. 1, рис. 3).

Эгирин в метасоматитах представлен короткопризматическими зернами длиной до 2 мм и гнездообразными агрегативными скоплениями. Количество его в отдельных участках достигает 20 - 40 %. По трещинам спайности и краям зерен эгирин замещается биотитом и арфведсонитом. Он содержит 76 - 82 % эгиринового, 3 - 10 жадеитового и до 15 % диопсидового минала. По содержанию магния амфибол относится к магнезиоарфедсониту. В биотите присутствует 2,6 - 3,1 мас. % TiO_2 , до 1,50 мас. % F и 0,4 - 0,5 мас. % BaO. Составы темноцветных минералов показаны в таблице 4.

В контактовых зонах вмещающих пород и в ксенолитах распространены также карбонатные прожилки и вкрапленность магнетита.

Таблица 1.

**Химический состав минералов из вмещающих сланцев и габброидов участка
Пограничный (мас. %)**

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Амфибол										
1	50,65	0,49	6,81	11,91	0,27	15,32	11,49	0,71	0,32	99,96
2	45,09	1,19	9,78	16,26	0,20	11,56	11,45	0,99	0,94	99,47
3	46,40	1,24	8,94	15,82	0,20	12,44	11,49	0,91	0,74	100,31
4	46,63	1,37	8,61	16,18	0,20	12,15	11,44	0,95	0,83	100,37
5	41,38	0,58	13,04	19,07	0,38	7,62	11,66	1,26	1,44	99,01
6	40,93	0,61	12,45	20,41	0,47	6,90	11,35	1,34	1,44	98,63
7	41,56	0,62	12,13	20,47	0,49	7,02	11,44	1,23	1,40	99,10
Пироксен										
8	53,55	0,37	1,80	6,57	0,22	14,76	22,49	0,32	-	100,17
9	51,51	0,12	0,59	28,68	0,76	17,61	1,91	-	-	101,18
10	50,65	0,63	3,29	7,36	0,095	14,84	20,49	0,44	-	98,29
11	51,50	0,97	2,62	7,86	0,11	14,19	21,12	0,51	0,10	99,32
Биотит										
12	37,06	2,20	17,65	14,32	-	15,57	0,045	0,26	9,12	101,30
13	37,72	3,93	13,38	19,27	0,09	12,37	1,84	0,09	8,61	101,80
14	36,19	2,87	13,53	19,75	0,10	12,74	0,56	0,13	8,04	98,42
Плагиоклаз										
15	56,13	-	27,07	0,17	-	-	9,44	6,02	0,21	99,05
16	56,35	-	26,48	0,07	-	-	9,42	6,16	0,19	98,67
Ильменит										
17	-	50,07	-	48,65	0,95	-	-	-	-	99,67

Примечание. В сумму амфиболов и биотитов включена вода теоретическая. Во всех проанализированных пробах не обнаружен хром, в пробах 5 - 7 содержится фтор (0,36 - 0,43 мас. %). Пробы 5 - 7 из кристаллических сланцев, остальные из габбро. 1 - 4 - чермакит, 5 - 7 - магнезиальная роговая обманка. Анализ микрозондовый (МАР-3), аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, 2002. Во всех таблицах (-) – не обнаружен, (н/опр) – не определялся.

Метасоматические породы

Вмещающие породы и ксенолиты, присутствующие в карбонатитах в результате щелочного метасоматоза превращены в средне- и мелкозернистые породы с неравномерным распределением слагающих их минералов. Особенности химического состава их видны в таблице 3. Датирование их Ar/Ar методом (по биотиту) дает 625 ± 9 млн. лет, а рубидий-стронциевым – 649 ± 9 млн. лет.

Метасоматиты сложены калиевым полевым шпатом, эгирином, арфведсонитом, альбитом, биотитом. В составе аксессуарных минералов установлены магнетит, титанит, апатит. Главным минералом является калиевый полевой шпат, в котором около 30 % площади его зерна тонкие занимают шнуровидные, жилковатые и пятнистые вроски альбита. Альбит же слагает также и самостоятельные выделения. Калиевый полевой шпат замещается биотитом, содержит до первых процентов Na₂O и десятые доли процента BaO.

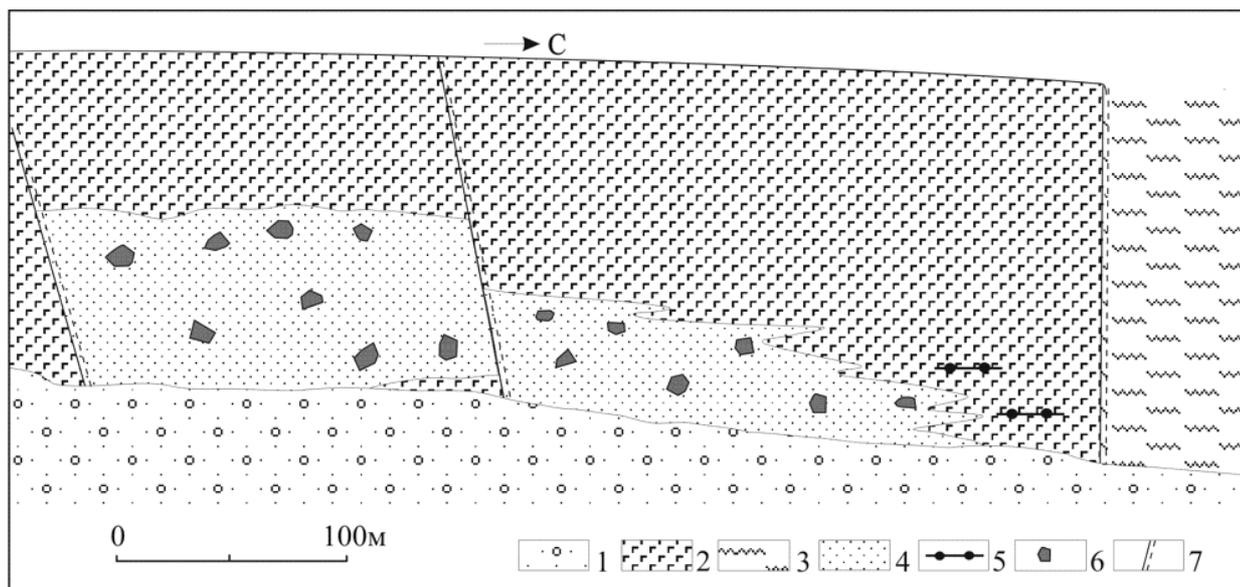


Рис. 2. Схема геологического строения Пограничного проявления.

1 - современные рыхлые отложения; 2 – габбро, габбро-долериты; 3 – кристаллические сланцы; 4 – доломитовые карбонаты; 5 – дайки щелочных сиенитов; 6 – ксенолиты вмещающих пород в карбонатах; 7 – тектонические нарушения.

Таблица 2.

Химический состав габброидов участка Пограничный (мас.%)

№п/п	1	2	3	4
SiO ₂	53,60	50,40	55,00	52,20
TiO ₂	1,75	1,76	1,56	1,73
Al ₂ O ₃	14,50	14,70	14,05	15,10
Fe ₂ O ₃	1,45	1,83	3,90	2,05
FeO	8,97	9,54	7,33	8,88
MnO	0,15	0,16	0,32	0,17
MgO	6,00	6,9	5,57	6,60
CaO	7,61	8,14	6,85	8,00
Na ₂ O	2,72	2,54	2,51	3,06
K ₂ O	1,54	1,00	1,21	1,04
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,22	0,22
п.п.п.	1,73	3,16	1,91	1,35
Сумма	100,27	100,35	100,43	100,40
Kf	56	54	48	53
Na ₂ O/K ₂ O	1,8	2,5	2,1	2,9
Al'	0,9	0,8	0,8	0,9

Примечание. Kf - $(Fe_2O_3+FeO)/(Fe_2O_3+FeO+MgO)*100$, Al' - $Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$. Атомная абсорбция. Аналитики: Цыренова А.А., Иванова В.А. и др., ГИН СО РАН, 2002.

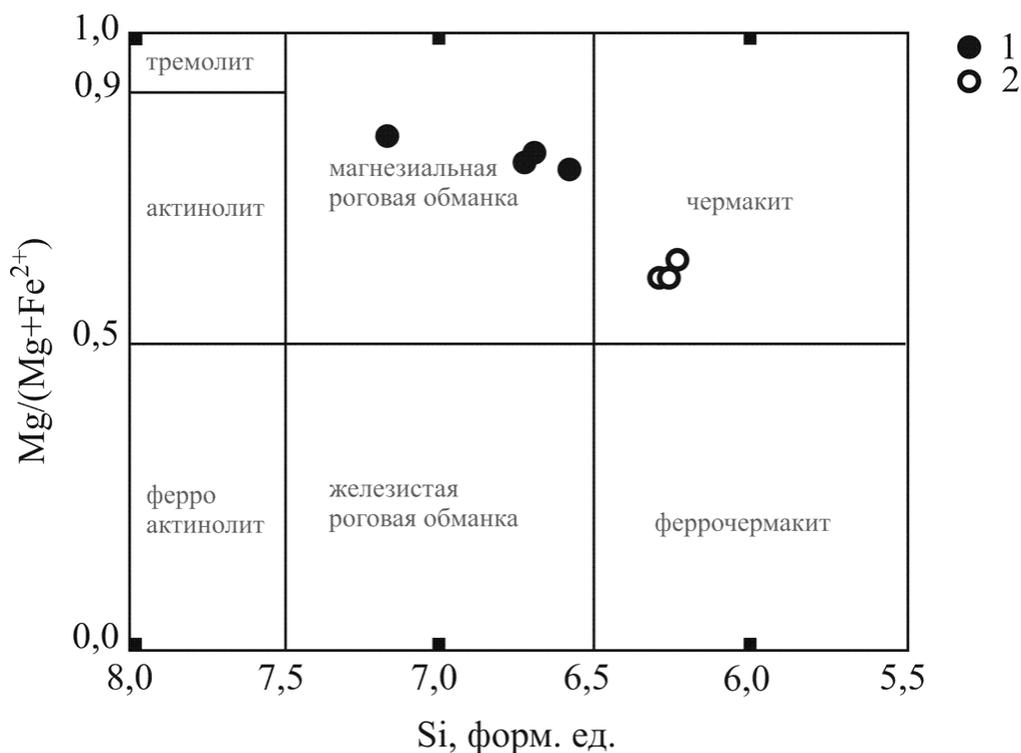


Рис. 3. Составы амфиболов из вмещающих габброидов (1) и кристаллических сланцев (2) Пограничного проявления.

Параметры диаграммы: $Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A \leq 0,50$.

Таблица 3.

Химический состав метасоматических пород (мас.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,90	43,30	32,20	57,00	53,00	52,00
TiO ₂	1,10	1,02	0,17	0,14	2,36	1,04
Al ₂ O ₃	11,60	12,60	6,75	10,40	12,60	16,50
Fe ₂ O ₃	5,52	1,77	8,30	10,51	3,66	2,08
FeO	4,93	7,12	6,31	1,52	5,02	6,54
MnO	0,41	0,31	0,59	0,22	0,18	0,35
MgO	5,07	6,60	4,36	1,66	5,97	6,26
CaO	7,11	7,00	13,00	4,60	6,28	5,03
Na ₂ O	2,82	4,12	1,14	5,00	2,53	3,16
K ₂ O	6,07	4,52	4,83	6,00	5,62	3,68
P ₂ O ₅	0,98	0,21	1,62	1,32	1,77	0,12
п.п.п.	9,05	11,71	15,06	2,01	1,33	3,49
Сумма	98,56	100,28	94,33	100,38	100,32	100,25

Примечание. Атомная абсорбция. Аналитики А.А. Цыренова, Г.И. Булдаева и др., ГИН СО РАН, 2002.

Карбонатиты

Карбонатиты слагают вытянутое в субмеридиональном направлении крутопадающее тело, обнаженная часть которого имеет ширину от 30 - 50 до 100 м и протяженность около 450 м. Возраст их, полученный Ar/Ar методом по арфведсониту, содержащему 1,7 мас. % K₂O, равен 624 ± 3 млн. лет (В.А. Пономарчук, ОИГГИМ СО РАН).

В формировании проявления выделяется две фазы. На начальной образовались карбонатиты, обогащенные магнетитом. Они содержат редкие вкрапленники эгирина, калиевого полевого шпата и встречаются в виде литокластов в карбонатитах главной фазы. Литокласты имеют резкие границы и обычно галькоподобный облик.

Карбонатиты главной фазы составляют более 90 % объема залежи. Это массивные среднезернистые породы. На контактах и в маломощных жилах они более мелкозернистые. Фенокристы эгирина размером до 3 - 5 сантиметров и калиевого полевого шпата обусловили участками порфиристую структуру пород. По ориентировке зерен апатита просматривается субвертикальная полосчатость пород. Участки более крупнозернистых агрегатов, сегрегации магнетита и апатита придают им такситовую текстуру. Присутствие ксенолитов, большую часть которых составляют вмещающие породы, обусловило (особенно в приконтактных зонах) появление брекчиевых текстур. Размеры их варьируют от долей сантиметра до первых метров. Они угловатые с резкими границами, пересекаются жилами и прожилками карбонатитов. Поверхность некоторых обломков покрыта тонкой оболочкой мелкочешуйчатого биотита, а сами они биотитизированы, калишпатизированы. В них присутствуют щелочные пироксен и амфибол. Кристаллокласты ортоклаза, имеют нередко облик галек, свидетельствующих о механической обработке в процессе их транспортировки в расплаве. С посткристаллизационным дроблением связано появление очковых текстур с директивной ориентировкой обломков в карбонатной матрице. Зерна магнетита в результате дислокаций раздроблены с образованием шлейфа оскольчатых мелкозернистых агрегатов. В делювиальных свалах встречаются мелкозернистые доломит-кальцитовые разновидности, представляющие вероятно более позднюю жильную фазу. В них преобладает кальцит, в меньших количествах присутствуют доломит, магнетит, апатит.

Минеральный состав карбонатитов

Главными минералами карбонатитов первых двух фаз являются доломит, магнетит и апатит. В числе второстепенных представлен кальцит, значительно реже встречаются ортоклаз, эгирин, арфведсонит, биотит, а среди аксессуарных - отмечены монацит, пироксор, циркон, торит, титанит, графит, молибденит, баритоцелестин, стронцианит.

На долю доломита приходится 70 - 90 % объема пород. Он образует тесные сростания с магнетитом и апатитом. В породах начальной фазы кристаллизации размер его зерен близок размеру зерен магнетита, в карбонатитах главной фазы он меньше. Состав минерала соответствует железистому доломиту, в отдельных случаях приближается к анкериту (до 11,7 мас. % FeO). Для доломита характерны повышенные количества MnO (в среднем 2 - 2,5 мас. %) и SrO (1,17 - 2,9 мас. %, в отдельных случаях 4,7 мас. %) (табл. 4). Содержание BaO не превышает 0,15 мас. %. В доломитах из жильной фазы меньше магния и стронция - выше железистость (до 11 мас. % FeO). В виде экссолюций доломит присутствует в кальцитах, где слагает линзовидные ламелли и мелкие округлые выделения (рис. 4).

Идиоморфные зерна и октаэдрические кристаллы магнетита рассеяны в агрегате доломита. Распределение его в породах неравномерное. В некоторых участках количество магнетита не превышает 3 %, в других - достигает 10 - 15 % объема. Магнетит начальной

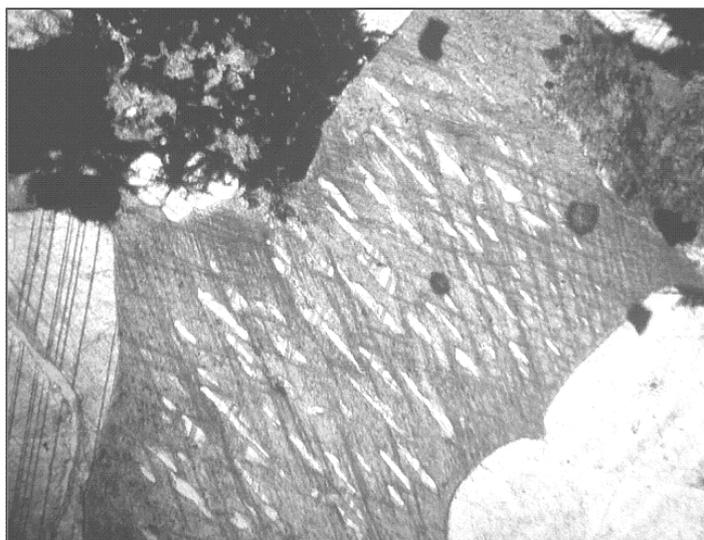


Рис. 4. Экссольюции доломита в кальците, выполняющем интерстиции между зернами доломита.

Шлиф x 35, николи II, прокрашено ализарином.

Таблица 4.

Химический состав кальцита (1 - 5) и доломита (6 – 20) из карбонатитов участка Пограничный (мас. %)

№п/п	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO
1	2,29	1,40	1,15	49,21	2,64	-
2	4,68	1,13	0,32	46,67	1,64	-
3	1,56	1,08	0,58	52,56	2,04	0,19
4	3,65	1,26	0,99	47,89	3,58	0,09
5	3,32	1,40	1,45	46,51	4,70	0,22
6	9,34	2,20	12,85	26,63	1,67	-
7	11,17	2,02	13,48	28,45	2,96	-
8	7,11	2,14	16,32	28,55	4,08	0,15
9	5,44	2,48	15,11	27,14	2,97	0,11
10	7,22	2,64	15,90	28,38	2,91	0,08
11	6,73	2,59	14,83	26,82	2,72	0,11
12	5,88	2,57	15,03	26,93	2,99	0,13
13	6,57	2,87	15,05	27,50	2,91	0,10
14	6,95	2,78	15,05	27,00	2,93	0,08
15	8,99	1,83	14,34	29,33	1,17	0,14
16	5,90	2,89	14,76	26,92	3,18	-
17	10,04	1,96	13,41	27,99	1,29	-
18	11,10	2,14	12,89	28,67	1,17	-
19	6,03	2,15	15,61	28,62	0,11	-
20	9,03	1,85	14,22	29,16	1,38	-

Примечание 4. Микрозонд (МАР-3), аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, 2002 г.

фазы кристаллизации выделялся раньше доломита. Он не содержит в себе включений доломита и апатита, а сам присутствует в фенокристах ортоклаза.

В карбонатитах главной фазы зерна магнетита крупнее, чем доломита. Он образовался позднее ортоклаза и эгирина, а основная масса его выделялась вместе с доломитом и апатитом. Последние часто обнаруживаются в виде пойкилитовых включений в магнетите. На контактах с вмещающими породами магнетит слагает маломощные (1 - 3 мм) оторочки, а на посткарбонатитовой стадии по трещинкам и краям зерен замещается пиритом, гематитом.

Апатит в виде чечевицеобразных зерен размером до 1 - 1,5 мм относительно равномерно распределен в карбонатитах. Содержание его варьирует от 2 до 10 % объема породы, обычно составляет 6 - 7 %. Иногда он образует агрегатные скопления и гнезда размером 2 - 5 см. В виде пойкилитовых включений апатит присутствует в доломите, магнетите. Минерал относится к фторапатиту с предельными для этого минерала содержаниями фтора (табл. 5). Особенностью его являются также высокие концентрации РЗЭ (1,5 - 4,2 мас. % TR_2O_3) и стронция (5,16 мас. % SrO). До первых десятых долей процента в минерале присутствует сульфатная сера. Вхождение РЗЭ в апатиты реализовано по беловитовой схеме, что подтверждается положительной корреляционной связью с натрием. В составе РЗЭ преобладают легкие лантаноиды. Отношение Ce/La, Ce/Nd и равно соответственно 1,87, 1,72, а La/Nd - 0,92.

Существенно ниже концентрации TR (максимально 1,9 мас. %) , SrO (3,5 мас. %) в апатите из карбонатитов жильной фазы.

Кальцит в породах главной фазы выполняет интерстиции между зернами доломита. В жильной фазе он является преобладающим минералом, слагая вместе с доломитом мелкозернистые породы. Они отличаются также более низким содержанием магнетита и наименее магнезиальным доломитом. К числу особенностей кальцита (табл. 4) относится отчетливо повышенное содержание FeO (до 3,3 - 4,68 мас. %), MgO (до 1,45 мас. %) и MnO (до 1,4 мас. %). Минерал характеризуется также высокой стронциеносностью (табл.4).

Ортоклаз выделился на начальной стадии кристаллизации карбонатитов. Его зерна размером до нескольких сантиметров содержат около 5% шнуровидных пертитов распада альбита. Обычно минерал представлен кристаллокластами со сглаженными углами и ребрами имеющими облик галек, покрытых тонкой оболочкой мелкочешуйчатого биотита. По трещинкам он замещается биотитом. Минерал содержит 0,7 - 2,88 мас. % Na_2O и до 1,94 мас. % BaO. В карбонатитах начальной фазы кристаллизации ортоклаз присутствует в виде фенокристов. Иногда внутри крупных монозерен его встречаются агрегатные включения магнетит-доломитового карбонатита.

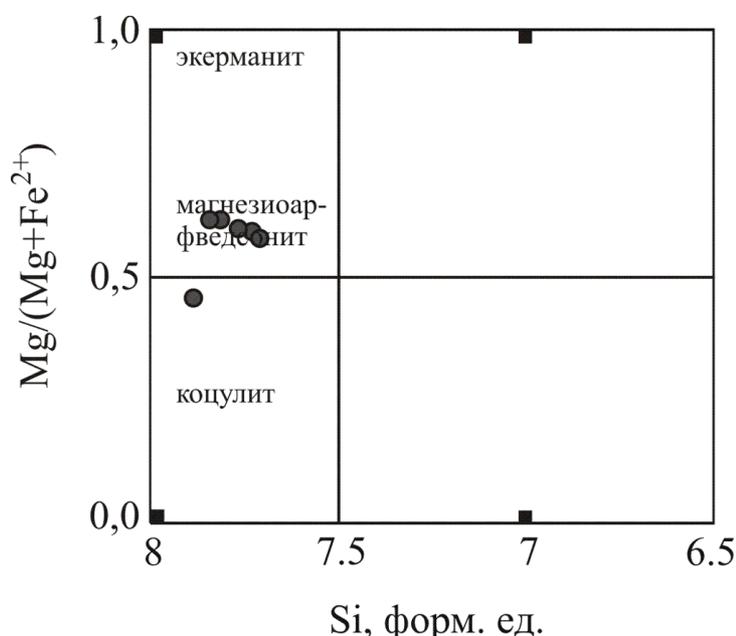
Относительно мелкие идиоморфные зерна эгирина присутствуют в карбонатитах начальной фазы кристаллизации. В карбонатитах главной фазы он слагает фенокристы призматических кристаллов, достигающих 5 см по длинной оси. Как и в ранней генерации для него не характерны включения других минералов, а по краям и трещинкам зерен он замещается арфведсонитом, биотитом, магнетитом. Часто трещины в эгирине залечены агрегатом доломита, магнетита и апатита. В минерале содержится около 13,5 мас. % Na_2O и до 3 - 4 мас. % Al_2O_3 , отсутствует титан (табл. 6). Окисное железо в минерале составляет 25,3 мас. %, а закисное - 1,9 мас. %. На долю эгириновой минала приходится 80 - 100 %, от 3 до 16 % присутствует жадеитовая молекула и менее 5 - 7 % - диопсидовая. В отличие от эгирина из щелочного метасоматита здесь понижены содержания магния, заметно выше - Na_2O (соответственно 11,5 и 13,6 мас. %). В эгирине из щелочного метасоматита диопсидовый минал в отдельных пробах составляет 30 - 35 % , менее 3 % - жадеитовый.

Таблица 5.

**Химический состав монацитов (1 – 5) и апатитов (6 – 16) из карбонатитов
Пограничного проявления (мас. %)**

№п/п	MnO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SrO	F	ThO ₂	Pr ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Сумма
1	-	0,47	-	27,35	0,69	0,57	10,94	2,58	21,29	29,01	5,76	0,45	98,87
2	-	0,49	-	28,71	0,99	-	6,79	2,70	21,66	32,05	7,15	-	100,54
3	-	1,24	-	30,61	1,21	-	2,44	2,93	21,77	34,33	7,17	-	101,7
4	-	0,47	-	31,39	1,87	-	4,88	2,39	22,35	32,14	6,82	-	102,31
5	-	0,48	-	30,74	1,13	-	4,01	3,42	20,14	34,08	8,39	-	102,39
6	-	47,21	0,89	41,81	6,77	3,15	-	0,50	0,60	2,01	1,08	-	102,7
7	-	47,99	0,80	41,48	5,92	4,65	-	-	-	1,16	1,13	-	101,18
8	0,19	47,46	0,69	38,54	5,15	3,97	-	-	0,6	1,18	0,48	-	96,59
9	0,15	46,01	0,13	39,43	5,08	3,55	-	-	0,95	1,86	1,04	-	96,71
10	0,12	49,93	0,50	40,57	3,65	3,93	-	-	0,36	0,47	0,43	-	98,31
11	0,12	49,91	0,55	40,40	3,48	4,12	-	-	0,33	0,61	0,32	0,34	98,45
12	0,21	45,97	1,17	38,40	5,19	3,63	-	0,21	0,83	1,39	0,85	0,33	96,65
13	0,24	46,49	1,20	38,15	5,33	3,84	-	-	0,59	1,18	0,64	0,34	96,39
14	0,06	52,87	0,40	39,75	0,59	3,88	-	-	0,59	0,99	0,46	-	97,96
15	0,24	46,16	1,13	38,13	5,31	3,76	-	0,4	1,07	1,74	0,89	-	97,25
16	0,24	45,9	1,32	37,95	5,72	3,65	-	0,28	1,08	1,86	0,99	-	97,46

Примечание. При подсчете суммы введена поправка на –O = F. В пределах сотых-первых десятых долей процента (не во всех пробах) присутствуют SiO₂, FeO, MgO, SO₃ и BaO. Не обнаружены K₂O, Al₂O₃, V₂O₅, TiO₂, Nb₂O₅. Проба 10 из щелочного метасоматита, остальные из карбонатитов. Микронзонд (МАР-3), аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, 2001 - 2003 г.г.



**Рис. 5. Составы амфиболов из карбонатитов и щелочных метасоматитов
Пограничного проявления.**

Параметры диаграммы: $Na_B \geq 1,50$; $(Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+}) < 2,50$; $(Al^{VI} \text{ или } Fe^{3+}) > Mn^{3+}$; $(Na + K)_A \geq 0,50$.

Таблица 6.

Химический состав пироксена, амфиболов и биотита из карбонатитов и щелочных метасоматитов Пограничного проявления (мас. %)

№п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма	-F=O
Пироксен												
1	53,05	0,17	0,67	26,15	0,15	2,78	4,77	11,34	-	-	99,08	-
2	50,95	1,36	1,32	24,93	0,21	2,79	4,03	12,42	-	-	98,01	-
3	52,16	0,32	2,05	23,97	0,24	2,93	5,09	11,47	-	-	98,23	-
4	52,83	0,37	2,28	24,05	0,26	2,67	4,74	11,35	-	-	98,55	-
5	52,16	-	1,30	29,07	-	0,40	0,60	13,83	-	-	97,36	-
6	52,45	0,08	2,65	27,43	0,07	0,41	0,56	13,58	-	-	97,23	-
7	52,49	0,17	2,81	26,45	0,06	0,58	0,96	13,40	-	-	96,92	-
8	53,49	0,14	3,40	25,81	0,08	0,56	0,97	13,73	-	-	98,21	-
Амфибол												
9	51,38	0,94	2,55	16,18	0,38	13,26	2,42	8,25	1,69	1,11	100,15	0,47
10	53,07	0,86	1,89	15,47	0,39	14,02	2,18	7,88	1,58	1,01	100,34	0,42
11	52,41	1,19	2,71	17,38	0,37	12,39	2,42	7,98	1,61	0,95	101,40	0,40
12	52,09	0,99	2,45	16,62	0,31	13,06	2,34	8,42	1,74	0,95	100,96	0,40
13	51,61	1,03	2,54	16,72	0,29	12,87	2,41	7,88	1,78	-	99,14	-
14	52,46	0,76	1,80	15,21	0,33	13,91	2,52	8,31	1,48	1,66	100,44	0,70
15	52,83	0,54	1,32	22,43	0,26	10,82	1,80	8,10	0,95	1,59	102,62	0,67
16	54,10	-	1,81	12,45	0,18	16,50	2,39	8,01	1,81	1,86	101,69	0,78
Биотит												
17	35,84	2,62	14,21	18,89	0,13	12,79	-	0,34	9,41	1,54	100,76	0,65
18	35,57	3,13	13,92	18,64	0,16	12,90	-	0,31	9,39	1,33	100,23	0,56
19	40,14	1,04	11,09	11,78	0,07	20,28	0,04	-	9,95	2,00	100,94	0,84
20	37,80	5,20	11,46	18,83	-	13,50	-	0,31	9,90	-	101,50	-
21	38,07	4,97	11,31	18,41	0,33	14,12	-	-	9,89	-	101,60	-
22	37,62	5,30	11,07	18,75	-	13,70	-	-	9,56	-	100,50	-
23	37,06	2,20	17,65	14,32	-	15,57	0,05	0,26	9,12	0,25	101,30	0,11

Примечание. Пробы 1 - 4, 9 - 13, 17 - 22 из щелочных метасоматитов, остальные из карбонатитов. В сумму (амфибол, биотит) включена вода теоретическая. Микронзонд (МАР-3), аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, 2001 - 2003 г.г.

Арфедсонит встречается среди доломитовой матрицы в виде редкой вкрапленности зерен неправильной формы, иногда короткопризматических кристаллов. Чаще он представлен новообразованиями по эгирину, замещая последний по краям зерен и трещинкам спайности. Состав минерала соответствует магниоарфедсониту (табл. 6, рис. 5), содержащему в среднем 10 - 14 мас. % MgO и 8,2 мас. % Na₂O. В минерале присутствуют фтор (до 1,7 мас. %) и повышенное количество K₂O (1,2 мас. %).

Арфедсонит является также обычным минералом щелочных метасоматитов, где ассоциирует с биотитом, калиевым полевым шпатом. Относительно амфибола из

карбонатитов в нем несколько выше концентрации глинозема, калия и титана, ниже – фтора.

Биотит относится к числу мало распространенных минералов. Он образовался в основном, на этапе формирования щелочных метасоматитов и посткристаллизационных процессов, замещает ортоклаз и пироксен, слагает прожилки, пленки, обволакивающие обломки пород. Редко он представлен пластинками образовавшимися на магматической стадии. В карбонатных прожилках секущих ксенолиты биотит слагает оторочки на зальбандах.

В карбонатитах ранней фазы, обогащенных магнетитом, присутствует графит. Это одиночные, иногда сросшиеся сферолиты и их группы (по 2 – 4), дистанцированные друг от друга на 2 - 5 мм. Большая часть их расположена между зернами или внутри монокристаллов доломита, редко на границе доломита и магнетита в единичных случаях - среди магнетита. Размер сферолитов от долей до 1 - 1,5 мм, форма их в основном округлая, поверхность бугорчатая. Иногда встречаются изометричные зерна с относительно ясно выраженной “кристаллографической” огранкой в форме октаэдра. В центральной части некоторых сферолитов присутствуют реликты мелких корродированных зерен карбоната, а поверхность нередко оторочена неупорядоченным агрегатом или ориентированными перпендикулярно поверхности шарика пластинками графита (рис. 6). Эти оторочки отшелушиваются подобно скорлупе. При скрещенных николях в большинстве сферолитов отмечается радиально-лучистое строение со сходящимися в центре зерна секторами, четко фиксируется фигура “стоячего креста” (рис. 5). Во внутренних зонах отдельных сферолитов присутствует тонкозернистый агрегат с высоким рельефом и резкими прямолинейными границами. Агрегат состоит из смеси изотропной фазы и разной степени упорядоченности мелкими чешуйками графита.

КР-спектр сферолитов в области интенсивных колебаний C-C связей представлен линиями сложного контура (рис. 7) и указывает на несколько форм углерода. Полученные КР-спектры образца соответствуют спектрам углеродных материалов с элементами как sp^2 , так и sp^3 гибридизации, как с размером кристаллитов графита, так и с размером ультрадисперсного алмаза [3]. Наблюдается значительная асимметрия полос *D* и *G*. Кроме того, в спектре зарегистрирована полоса с максимумом 1556 см^{-1} , которую можно отнести к искаженной структуре sp^3 связанного углерода.

Изотопный состав углерода (-6,1‰ $\delta^{13}\text{C}$) проанализированных сферолитов, свидетельствует об его эндогенном источнике. Он аналогичен большинству известных анализов графита, ассоциирующего с алмазами.

Монацит рассеян в породе в виде микрозерен в ассоциации с апатитом. Другая часть его приурочена к зонам тектонической нарушенности пород, слагает микропрожилки, а также относительно крупные (до 0,8 см) одиночные таблитчатые зерна и их агрегатные скопления. Он пигментирован включениями гематита, придающим розовую окраску минералу. В монаците содержатся преимущественно легкие лантаноиды и от 2 до 6 – 10 мас. % ThO_2 (табл. 5), обусловленного присутствием хаттонитового и чералитового минералов. В качестве примесей в минерале установлены кальций, кремнезем, фтор, стронций. Отношение Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в монаците составляет соответственно 1,51, 4,58 и 3,04.

Среди аксессуарных минералов в карбонатитах встречены пироксид, торит, колумбит, циркон. Минералы представлены одиночными мелкими (до 0,5 - 1 мм) зернами, агрегатными скоплениями и прожилками. Особенностью пироксидов является резко пониженное содержание CaO, высокое урана и тантала. Он отличается также заметно повышенной титанистостью, содержит до нескольких процентов стронция, вольфрама и свинца (табл. 7). Некоторые фазы пироксидов представлены облучевитом с 10 - 12 мас. % SiO_2 и 6 - 9 мас. % FeO. В них присутствуют также 5,6 - 9,6 мас. % ThO_2 и 4,2 - 5,3 мас. %

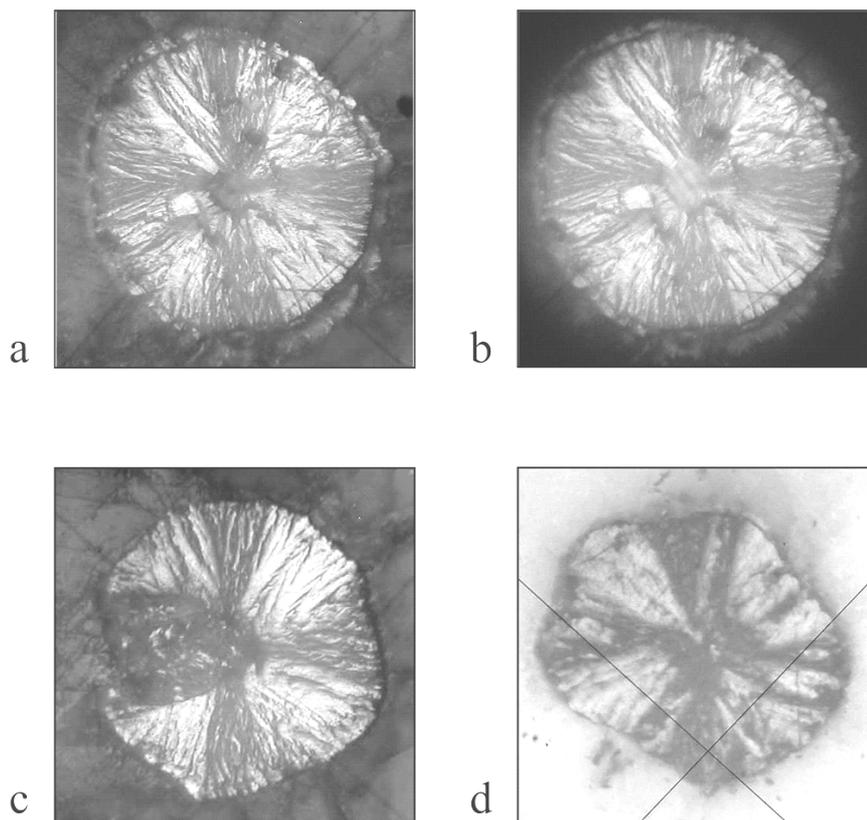


Рис. 6. Сферолиты графита из карбонатитов Пограничного проявления.

Отчетливо видна фигура стоячего креста. На сферолитах (фиг. а и б) видна оболочка более позднего графита. Графит (фиг. с и d) имеет кристаллографическое ограничение. Сферолит (фиг. с) содержит включения изотропной фазы с мелкими чешуйками графита.

Полированный шлиф. Николи +. Размер сферолитов 1 - 2 мм.

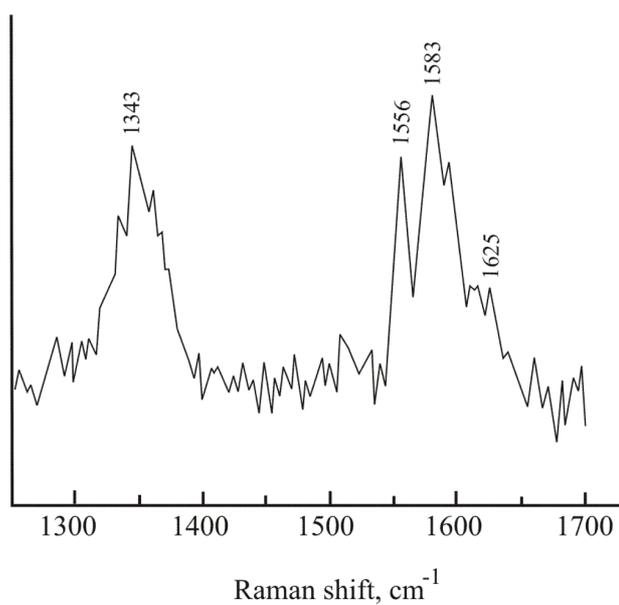


Рис. 7. КР-спектр графитового сферолита.

Таблица 7.

Химические составы пироксенов, колумбитов Пограничного проявления (мас. %)

№п/п	TiO ₂	FeO	MnO	CaO	SrO	BaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	WO ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂
1	-	0,75	-	3,01	1,5	-	51,98	8,82	3,11	1,48	н/опр	29,53
2	-	0,58	-	2,84	н/опр	-	45,24	18,7	4,59	1	то же	28,27
3	2,98	1,95	-	1,83	2,31	-	50,79	7,01	-	1,33	-/-	29,2
4	3,14	1,46	-	2,32	-	-	41,4	14,08	5,84	1,31	-/-	29
5	2,96	1,66	-	2,12	-	-	41,93	13,9	4,61	1,3	-/-	28
6	3,49	3,25	-	1,63	-	-	40,99	11,98	5,05	1,53	1,8	27,6
7	4,76	1,38	-	4,73	2,76	-	41,24	10,52	3,87	1,95	н/опр	28,11
8	4,77	1,13	-	3,35	1,36	-	42,98	10,85	3,38	2,44	то же	29,02
9	-	0,79	-	4,32	н/опр	н/опр	54,17	7,18	3,93	1,04	-/-	29,11
10	-	0,8	-	2,46	то же	то же	51,72	5,75	5,02	0,92	-/-	30,19
11	3,57	0,53	-	5,71	-/-	-/-	45,15	10,91	4,27	1,35	1,4	30,25
12	4,89	-	-	5,28	-/-	-/-	45,15	10,84	4,23	2,38	н/опр	29,78
13	4,59	0,6	-	4,99	-/-	-/-	44,87	11,44	4,26	2,06	н/опр	30,35
14	0,76	0,53	0,87	0,39	-/-	-/-	45,15	10,91	4,27	1,35	1,4	30,25
15	3,52	0,72	0,12	4,89	3,09	0,12	51,33	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр
16	3,98	0,59	0,08	5,19	4,29	0,19	51,56	то же	то же	то же	то же	то же
17	3,46	1,1	0,19	3,38	3,98	0,16	49,39	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
18	н/опр	6,35	-	3,44	-	-	36,46	13,62	8,19	3,15	5,61	5,27
19	1,19	9,16	-	3,32	-	-	25,28	11,9	5,09	7,21	9,59	4,52
20	2,69	21,86	0,75	1,05	-	-	53,18	5,49	2,37	-	3,9	2,47
21	0,76	21,65	-	0,39	-	-	77,25	2,59	1,57	-	1,22	-

Примечание. Пробы 15 – 17 проанализированы на микрозонде (МАР-3), остальные на электронном микроскопе (LEO-1430). 1 – 17 – уранипироксены; 18, 19 – облучевит; 20, 21 – ферроколумбиты. В пробах отмечаются сотые, десятые доли процента MgO, P₂O₅, K₂O, SO₃, BaO, V₂O₅, F, Al₂O₃. В пробах 15, 16, 18 присутствуют по 0,22 мас. % La₂O₃ и 0,83, 0,77, 0, 74 мас. % Ce₂O₃. В пробе 19 присутствует 12,58 мас. % SiO₂. Аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин, ГИН СО РАН, 2001 - 2003 г.г.

UO₂. Пироксен частично замещен ферроколумбитом, содержащим вольфрам и до 5,5% Ta₂O₅ (табл. 7).

На посткарбонатитовой стадии сформировались тонкие карбонатные прожилки (кальцит, доломит), обогащенные стронцием и мелкими включениями баритокальцита и существенно стронциевого паральстонита. К участкам трещиноватости как в карбонатитах так и во вмещающих породах приурочены также сульфидная и гематитовая минерализация. Первая представлена вкрапленностью и прожилками пирита. Часть пирита при этом образовалась за счет магнетита. В виде редких пластинчатых зерен в карбонатитах вне связи с пиритовой минерализацией встречается молибденит.

Гематит является еще более поздним минералом. Он слагает паутиноподобные прожилки закономерно распространенные в породах.

Химический состав и геохимические особенности карбонатитов

Результаты химических анализов карбонатитов показаны в таблице 8. Согласно [2] составы их попадают в область феррокарбонатитов (рис. 8). Относительно среднего доломитового карбонатита [8] в породах повышены содержания железа, фосфора, стронция, РЗЭ, марганца и существенно ниже – титана, циркония, ниобия, серы. От ранних фаз к поздним уменьшается железистость пород и увеличивается концентрация кальция (рис. 7). В первой фазе также отчетливо понижено количество фосфора. Главная фаза отличается максимальным содержанием стронция, РЗЭ, бария, иттрия. На рисунке 9 видна неравномерность распределения стронция, магния, фосфора и РЗЭ в пределах карбонатитового тела, обусловленная с одной стороны обогащением отдельных участков ксенолитами, с другой такситовостью пород и разным количественным соотношением карбонатитов первой и второй фаз. Содержание РЗЭ в карбонатитах, в 1,5 - 2 раза выше, чем в среднем доломитовом карбонатите, варьируя в интервале 0,35 - 1,55 мас. % TR_2O_3 . Концентраторами РЗЭ являются монацит и апатит. Как и в большинстве известных карбонатитов РЗЭ представлены существенно легкими лантаноидами, аналогична также конфигурация кривых нормированных содержаний индивидуальных редкоземельных элементов (рис. 10). К отношениям характерным для карбонатитов близки также и величины отношений Ce/La , Ce/Nd и La/Nd . Содержание иттрия варьирует в пределах 60 - 110 г/т. Несколько понижена в карбонатитах концентрация тория, колеблющаяся от 10 до 240 г/т, достигающая максимума в участках распространения монацита и торита.

Важной особенностью карбонатитов является высокая концентрация в них стронция, более чем в 3 раза превышающая содержание в доломитовом карбонатите. Она в среднем составляет 2,3 мас. % SrO , а в отдельных участках достигает 4,2 мас. %. Главным источником стронция являются доломит и апатит. Несколько меньше стронция присутствует в кальците. Роль сульфатов и стронцианита в балансе стронция незначительна. Высокие концентрации стронция в тригональных карбонатах явление неординарное и вероятно обусловлено не только высокими содержаниями его в системе, но и повышенными давлениями в момент кристаллизации карбонатитового расплава.

Менее характерен для карбонатитов барий. Он в основном рассеян в пороодообразующих минералах (карбонаты, ортоклаз). Самостоятельные минеральные фазы его в небольших количествах обнаружены в посткарбонатитовых гидротермальных прожилках. В солевых расплавах включениях, присутствующих в фенокристах эгирина, содержание BaO в ряде случаев достигает 5 - 15 мас. %.

Особенности изотопного состава

В минералах из карбонатитов проанализирован изотопный состав C , O и Sr . Изучены доломит, кальцит, апатит, магнетит, графит и арфведсонит. Результаты этих анализов даны в таблице 9.

Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в апатите (0,70373) и доломите (0,70379, 0,703817) лежат в интервале типичном для пород с мантийным источником. Они существенно ниже, чем в карбонатитах Западного Забайкалья (0,705 - 0,706) [4], а также наиболее низких (0,7045) значений в позднемезозойских и кайнозойских базальтах рифтовых зон Западного Забайкалья и близки к отношениям в мантийном источнике позднерифейского времени. Полученные значения свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь существенной контаминации карбонатитов коровым материалом.

Кислород в карбонатах несколько обогащен тяжелым изотопом относительно мантийного источника, хотя лежит в интервале типичном для карбонатитов. Средняя величина $\delta^{18}O$ для доломита составляет 9,12 ‰ при вариациях от 8,4 до 10,18 ‰. Состав кислорода в кальците из доломит-кальцитовых пород, более поздней стадии, заметно тяжелее ($\delta^{18}O$ 11,08 ‰).

Таблица 8.

Химический состав карбонатитов участка Пограничный (мас. %, ppm)

Компонент	01/02	02/02	03/02	04/02	05/02	06/02	07/02	08/02	10/02	11/02	12/02	13/02
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	2,38	2,32	1,54	1,90	5,70	1,20	9,60	1,14	5,20	1,40	5,80	1,50
TiO ₂	-	0,06	-	0,05	0,1	0,06	0,12	0,03	0,06	0,05	0,22	0,04
Al ₂ O ₃	0,21	0,42	0,15	0,4	0,88	-	3,05	0,14	1,15	0,31	1,35	0,14
Fe ₂ O ₃	22,8	18,14	16,98	16,98	20,24	20,89	14,78	18,97	16,85	18,81	18,14	17,64
FeO												
MnO	1,94	1,29	1,59	1,66	1,52	1,55	1,14	1,46	1,71	1,63	1,70	1,75
MgO	8,24	7,59	8,00	7,84	7,00	7,89	7,52	8,00	6,16	8,00	6,94	7,47
CaO	26,24	28,92	28,92	29,59	27,71	29,3	27,98	29,59	28,65	28,92	27,22	28,92
Na ₂ O	0,05	0,20	0,05	0,11	0,08	0,08	0,11	0,08	0,08	0,14	0,16	0,23
K ₂ O	0,17	0,23	0,08	0,31	0,37	0,03	0,98	0,04	0,87	0,16	0,94	0,09
P ₂ O ₅	2,35	3,50	2,87	3,57	3,05	3,98	3,66	3,33	2,34	3,50	2,68	3,06
п.п.п.	32,76	32,32	34,08	34,52	29,35	31,66	29,8	33,04	32,21	32,76	30,56	32,54
Сумма	97,14	94,99	94,26	96,93	96,00	96,64	98,02	95,82	95,28	95,68	95,71	93,38
CO ₂	32,76	32,32	34,08	34,52	29,35	31,66	28,8	32,76	32,21	32,76	30,56	32,54
F	0,15	0,27	0,22	0,28	0,24	0,33	0,28	0,29	0,22	0,27	0,33	0,25
S	0,14	0,19	0,35	0,32	0,42	0,48	0,30	-	0,25	0,20	0,17	0,20
Ba	700	900	840	1430	990	950	1090	860	890	1440	860	1730
Sr	11900	18800	19400	23600	15800	16400	9170	17900	12900	18900	21500	35300
Y	85	95	92	110	110	100	90	90	90	77	43	130
Nb	8	6	6	14	25	14	6	5	7	23	26	24
Rb	9	6	-	-	10	-	-	7	8	14	4	6
As	-	6	14	8	13	20	-	10	12	11	10	28
Bi	24	27	27	50	-	22	23	22	50	-	-	56
Th	10	10	64	-	120	130	10	36	-	-	13	48
Pb	-	-	-	-	-	-	12	12	-	10	-	-
La	960	1200	1400	1100	3000	2600	1300	2200	700	670	520	1900
Ce	2100	3000	3000	2600	5700	4900	3000	4500	1700	1600	1200	4300
Pr	-	-	240	-	350	360	-	-	-	-	-	400
Nd	850	1100	990	860	1800	1400	1200	1300	820	800	480	1300
Sm	110	72	77	91	150	140	110	130	66	84	43	120
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	49	85	66	53	110	64	62	76	52	42	28	84
Er	14	17	14	13	25	19	16	18	19	15	94	24
Yb	4	-	3	4	4	6	5	4	6	4	-	6
ΣTR	0,409	0,574	0,579	0,472	1,114	0,949	0,416	0,823	0,336	0,321	0,236	0,8113

Таблица 8 (окончание).

Компонент	14/02	15/02	15a/02	52/02	53/02	55/01	55a/01	71/01	72/01
	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	1,14	-	0,32	1,00	1,68	3,60	5,20	2,90	3,80
TiO ₂	-	0,04	0,03	0,04	0,08	0,04	0,09	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	-	0,85	-	0,17	0,40	0,35	1,10	0,35	0,70
Fe ₂ O ₃	21,33	18,97	33,9	16,98	21,33	4,37	11,39	10,51	6,04
FeO						12,03	9,54	8,86	5,01
MnO	1,52	1,55	1,75	1,81	1,53	1,89	1,88	1,77	1,51
MgO	7,84	7,00	8,36	7,82	7,21	8,90	7,28	7,33	3,45
CaO	27,58	26,24	21,36	28,92	26,1	28,92	28,11	27,31	36,41
Na ₂ O	0,27	0,21	0,11	0,14	0,14	0,26	0,33	0,38	0,40
K ₂ O	0,07	0,76	0,04	0,13	0,20	0,08	0,54	0,07	0,45
P ₂ O ₅	2,48	3,66	0,78	4,04	3,44	2,15	3,06	3,46	2,67
п.п.п.	32,32	30,56	31,99	31,99	29,46	37,47	30,93	30,04	34,17
Сумма	94,55	89,84	98,64	93,04	91,57	100,06	99,45	93,39	94,68
CO ₂	32,32	30,56	31,99	31,99	29,46	29,70	24,12	24,65	27,36
F	0,17	0,30	0,19	0,29	0,25	0,17	0,23	0,24	0,22
S	0,17	0,11	н/опр	0,64	0,52	0,11	0,18	0,74	0,32
Ba	1460	1110	н/опр	2370	5520	1040	1640	5580	1470
Sr	31200	27100	н/опр	40700	45000	8940	15000	43000	25000
Y	120	110	н/опр	150	120	70	90	110	140
Nb	13	15	н/опр	32	28	4	15	16	8
Rb	9	10	н/опр	-	-	12	15	27	20
As	15	19	н/опр	30	42	-	-	-	-
Bi	37	28	н/опр	23	70	-	-	-	-
Th	45	10	н/опр	210	240	-	-	-	-
Pb	-	-	н/опр	80	50	14	71	240	46
La	870	1200	н/опр	3600	4400	570	2300	3700	800
Ce	2000	3100	н/опр	6200	7300	1400	4400	6600	1800
Pr	-	-	н/опр	500	480		400	480	
Nd	700	1200	н/опр	1900	2000	460	1400	1900	730
Sm	77	120	н/опр	200	200	25	76	140	73
Eu	-	-	н/опр	-	-	16	29	30	24
Gd	30	91	н/опр	85	86	73	105	100	73
Er	13	22	н/опр	22	24	14	29	30	19
Yb	4	4,5	н/опр	7	6	2	3	4	6
ΣTR	0,396	0,574	н/опр	1,251	1,445	0,256	0,842	1,304	0,352

Примечание. В пробах 1 - 17 - железо общее. Анализы макрокомпонентов выполнены атомной абсорбцией (аналитики А.А. Цыренова, В.А. Иванова, Н.Л. Гусева, Г.И. Булдаева), примесные элементы - рентгенофлуоресцентным (аналитик Б.Ж. Жалсараев), редкоземельные элементы - химико-спектральными методами (аналитики Т.А. Казанцева, Л.А. Левантуева), ГИН СО РАН, 2001-2003 г.г.

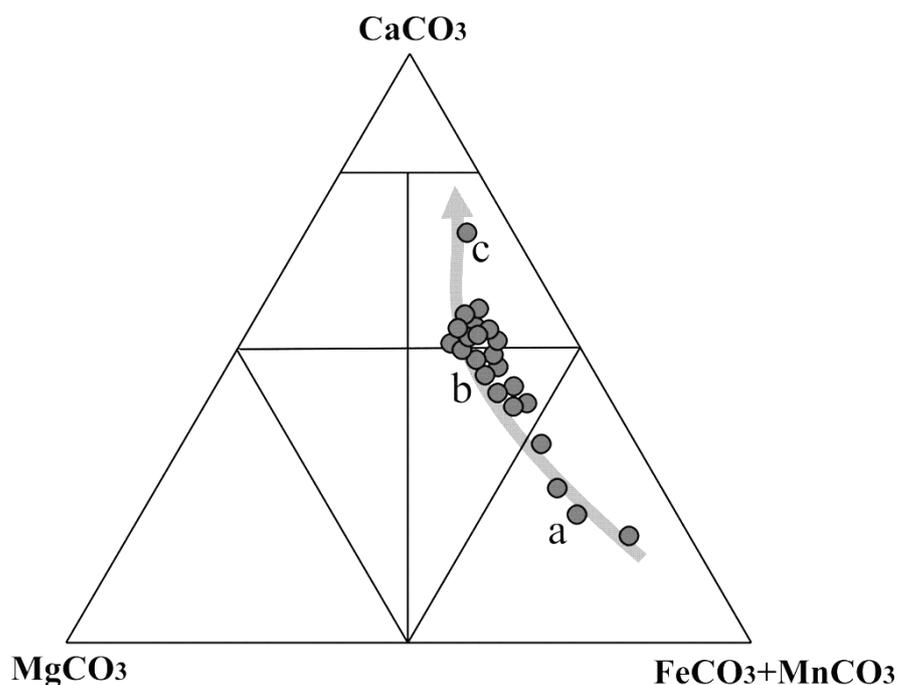


Рис. 8. Диаграмма составов карбонатов Пограничного проявления.

Стрелкой показан тренд эволюции составов от начальной (а) до завершающей (с) стадии.

Таблица 9.

Изотопные составы O, C и Sr в минералах из карбонатов участка Пограничный

Фаза кристаллизации	№ п/п	Анализируемый материал	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ PDB	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ SMOW	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Ранняя	1	Доломит	0,3	10,18	
	2	Доломит	0,1	9,4	
	3	Магнетит		1,04±02	
	4	Графит	-6,1±01		
Главная	5	Доломит	-0,187	8,41	
	6	Доломит	-0,2	9,0	
	7	Доломит	0,096	8,6	
	8	Доломит			0,70379±1
	9	Доломит			0,703817±16
	10	Апатит			0,70373±1
	11	Магнетит		1,9±0,5	
	12	Арфведсонит		6,3	
Жильная	13	Кальцит	0,4	11,08	

Примечание. Изотопный состав стронция определен В.П. Посоховым ГИН СО РАН, 2001 - 2002 г.г.; составы кислорода и углерода - в изотопных лабораториях ОИГГИМ СО РАН (пробы 1, 5, 7, 13) и ДВНЦ РАН (пробы 2-4, 6, 11, 12) 2002-2003 г.г.

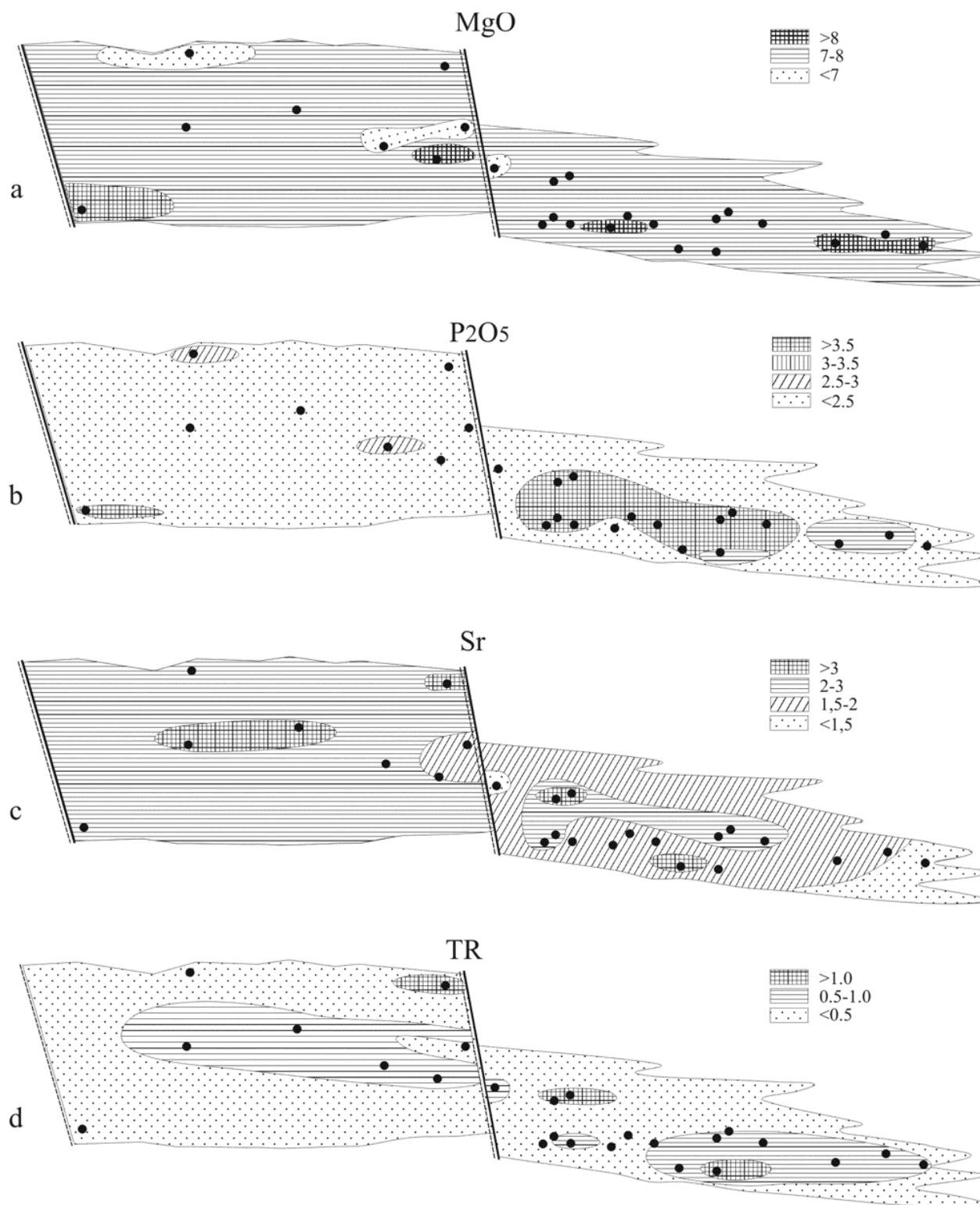


Рис. 9. Распределение MgO, P₂O₅, Sr и TR в пределах тела карбонатов. Вариации содержаний (мас. %) показаны в условных обозначениях.

Кружки – проанализированные пробы.

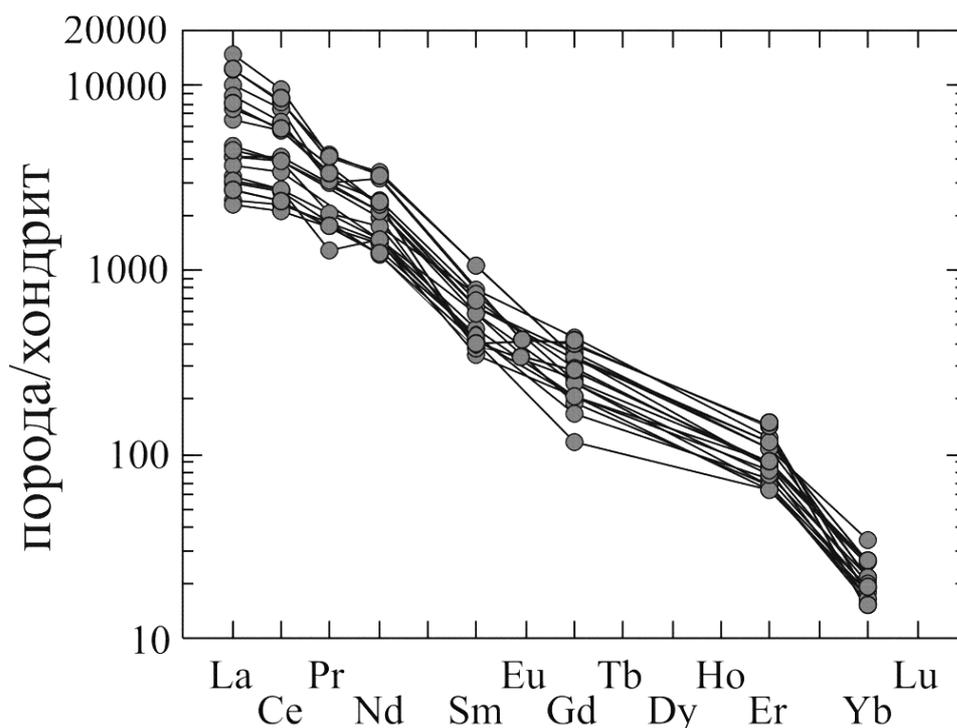


Рис. 10. График кривых нормированных к хондриту по [7] содержаний РЗЭ в карбонатах Пограничного проявления.

Идентичен мантийному составу кислород в арфведсоните ($\delta^{18}\text{O}$ 6,3 ‰), а в двух проанализированных пробах магнетита величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет 1,4 и 1,9 ‰. Обедненность магнетита легким кислородом относительно других парагенных с ним минералов связана с известным термодинамическим эффектом фракционирования. Разница в изотопном составе кислорода сосуществующих магнетита и доломита составляет 7,1 - 6,5 ‰, что соответствует температурам 700 - 750⁰ С. Так как ошибка в анализе изотопного состава кислорода в магнетите достаточно высока ($\pm 0,5$ ‰), определить более точное значение температур не представляется возможным.

Существенно тяжелее относительно среднего карбоната изотопный состав углерода в доломите и кальците. Такой состав не характерен в целом для карбонатов и пока не находит удовлетворительного объяснения. В отличие от карбонатных минералов углерод в графитовых сферолитах (-6,1 ‰ $\delta^{13}\text{C}$) аналогичен углероду мантийного источника.

Выводы

Магнезиальный состав карбонатов и низкие первичные изотопные стронциевые отношения предполагают вариант самостоятельной выплавки карбонатов непосредственно из мантийного источника. Такая модель рассматривается рядом исследователей для доломитового расплава [5, 6, 9]. Некоторым подтверждением этого может быть отсутствие комагматичного как щелочно-ультраосновного, так и щелочно-основного силикатного магматизма, необычно высокое содержание стронция в тригональных карбонатах, которые могли быть получены в условиях высоких давлений и температур, неординарный порядок кристаллизации расплава (доломит-кальцит), присутствие вместе с графитом нанокристаллического алмаза.

Полученные предварительные данные по изучению расплавных включений в фенокристаллах эгирина показали на высокие (более 920⁰ С) температуры его образования. Во включениях в составе твердой фазы установлен эгирин содержащий 1,15 мас. % Cr₂O₃, что также может свидетельствовать о мантийной природе карбонатитов.

Литература

1. **Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н.** Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Препринт № 8. Новосибирск. 1991. 51 с.
2. **Классификация магматогенных** (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Наука. 1997. 247 с.
3. **Мороз Т.Н., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Жмодик С.М.** Графитовые образования из карбонатитов участка Пограничный (Северное Забайкалье): Спектры комбинационного рассеяния света // В кн.: Углерод: минералогия, геохимия, космохимия. Сб. тез. Сыктывкар. 2003. С.86-88.
4. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 2000. 230 с.
5. **Bailey D.K.** Mantle carbonatites eruptions // *Litos*. 1990. V. 26. № 1-2. P. 37-42.
6. **Harmer R.E., Gittins J.** The case for primary, mantle-derived carbonatite magma // *J. Petrology*. 1998. V. 39. № 11-12. P. 1895-1905.
7. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985.
8. **Woolley A.R., Kempe R.C.** Carbonatites: Nomenclature, average chemical composition and element distribution // *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1-46.
9. **Wyllie P.J., Lee W.J.** Model system controls on conditions for formations of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle // *J. Petrology*. 1998. V. 39. № 11-12. P. 1885-1895.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИТО-ФРАНКОЛИТОВЫХ¹ ПОРОД КАК ПРИМЕР ЭКСПЛОЗИВНОЙ И ФРЕАТО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КОВДОРСКОМ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОМ КОМПЛЕКСЕ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Краснова Н.И.

НИИ Земной Коры СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: nataly_krasnova@rambler.ru

Франколитсодержащие породы в Ковдорском щелочно-ультраосновном и фоскорит-карбонатитовом комплексе слагают сложную систему вытянутых жилоподобных тел, группирующихся в виде полукольцевой зоны, общей протяженностью около 3,5 км. Эти тела выклиниваются на глубине 70-100 м от поверхности и лишь некоторые воронкообразные тела прослеживаются до глубины 200 м. Формирование этих пород происходило в течение заключительной фреато-магматической стадии минералообразования, в течение которой шло накопление летучих компонентов F, P и H₂O, что привело к замещению кальцита карбонатитов франколитом. Выделявшееся при этом углекислота время от времени приводила к взрывным явлениям, происходившим вдоль системы полукольцевых разломов.

Франколитсодержащие породы формировались, по крайней мере, в три стадии, каждая из которых сопровождалась брекчированием вмещающих пород и цементацией их фрагментов франколитом разных генераций. В то время как кальцит, доломит и апатит из большинства фоскоритов и карбонатитов характеризуются низкими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений = 0.7032-0.7039, которые указывают на их происхождение из мантийных источников, эти отношения во франколите составляют 0.7059-0.7061, что свидетельствует о контаминации исходных минералообразующих жидкостей из коровых источников при формировании апатито-франколитовых пород.

Введение

Франколитсодержащие породы и брекчии с франколитовым цементом, называемые в литературе также «штаффелитовыми» или «карбонат-апатитовыми» брекчиями, известны лишь в немногих массивах щелочных и щелочно-ультраосновных пород. Интерес к этим породам связан с тем, что они слагают рудопроявления и месторождения богатых фосфорных руд. Наиболее хорошо изучены такие месторождения на территории Балтийского щита в массивах Сокли (Финляндия), Ковдор и Вуориярви (Россия); с разной степенью детальности описаны месторождения в массивах Сибири: Гули, Далбыха, Ессей, Ыраас, Томтор, Татарское П, Чуктуконское и Белая Зима. Краткие сведения приведены для месторождений и рудопроявлений в массивах Южной Африки – Букусу и Сукулу (Уганда), Гундулу (Малави), Гленовер (ЮАР) и в Бразилии – Анжико. Определенная трудность для исследователей этих пород заключается в несовершенстве номенклатуры минералов группы апатита: часто фторапатит и карбонат-фторапатит не различаются, и как для того, так и для другого используется термин апатит. Иногда в описании порообразующего минерала в этих месторождениях используется неопределенный термин «вторичный фосфат», что при отсутствии сведений о химическом составе делает невозможным его точную диагностику. В приводимых некоторыми авторами данных микронзондового анализа минералов группы апатита отсутствуют определения CO₂, воды, и нередко фтора, которые являются важнейшими компонентами для их

¹ Термин *франколит* используется как синоним *карбонат-фторапатит* чтобы отличать его от *фторапатита* и *гидроксил-фторапатита*, упоминаемых в литературе как *апатит*.

классифицирования. Кроме того, предложенная Комиссией по новым минералам и названиям минералов (CNMMN) номенклатура, основанная на проведении границы между фторапатитом и карбонат-фторапатитом по правилу 50% не отражает истинное природное разнообразие минералов этой группы. В связи с вышесказанным, в дальнейшем термин *франколит* будет использоваться для обозначения карбонат-фторапатита с переменным содержанием CO_3 . Этот минерал образует колломорфные, микрозернистые или сферолитовые и радиально-лучистые почковидные агрегаты; по сравнению с фторапатитом у него более низкие показатели преломления: $\omega = 1.620-1.628$, $\varepsilon = 1.615-1.621$ и, наоборот, более высокое двупреломление $\omega - \varepsilon = 0.004-0.007$.

В статье приводится геологическое и минералогическое описание Ковдорского апатито-франколитового месторождения, которое в настоящее время является наиболее хорошо разведанным и изученным.

Условия залегания и форма тел франколитсодержащих пород

В Ковдорском массиве апатито-франколитовое месторождение расположено в его юго-западной части и во вмещающих породах [6, 19]. Это месторождение активно разведывалось и изучалось в период с 1970 по 1977 гг., но до сих пор оно не введено в эксплуатацию, так как для переработки этих руд необходима специальная обогатительная фабрика. Технология обогащения ковдорских руд, по всей видимости, должна быть сходна с таковой для очень близких по минеральному составу фосфатных руд массива Сокли, на что указывалось ранее [22]. Эти руды, как в Ковдоре, так и в Сокли, классифицируются как новый тип фосфатных руд, отличающиеся такими хорошими качествами, как низкие содержания стронция, редкоземельных элементов, магния, что открывает возможности на использование их в качестве сырья для производства удобрений. В настоящее время АО «Ковдорский ГОК» проводит дополнительные исследования в целях разработки методики переработки апатито-франколитовых руд. Выполнению этой задачи могло бы способствовать объединение усилий России и Финляндии, тем более что в расположенном всего в 40 км от Ковдора Сокли была построена небольшая опытная обогатительная фабрика, которая в настоящее время законсервирована.

Ковдорское апатито-франколитовое месторождение было разведано многочисленными горными выработками: канавами, шурфами и буровыми скважинами, что обеспечило высокий уровень его изученности. Запасы руд месторождения оцениваются примерно в 100 млн. т., включая 50 млн. т. руд с содержанием P_2O_5 15-20 вес. % и 50 млн. т. руд с содержанием P_2O_5 5-10%. Впервые апатито-франколитовые породы были описаны Н.А. Волотовской [2], а затем они изучались также многими другими геологами [6, 8, 9, 13, 16, 19].

Франколитсодержащие породы (комплекс апатито-франколитовых пород и руд) залегают среди ийолитов, фенитов, магнетитовых руд, в целом тяготея к контактам названных пород с карбонатами. В плане франколитсодержащие породы образуют вытянутые жилоподобные тела, группирующиеся в виде полукольцевой зоны, общей протяженностью около 3,5 км (рис. 1). Видимая мощность отдельных тел колеблется от 15 – 20 до 150 – 250 м. Местами они сливаются в более мощные неправильной формы тела или разветвляются, образуя как бы штокверк жил и прожилков.

Конфигурация тел пород апатито-франколитового комплекса в плане весьма сходна с таковой карбонатитовых залежей. Карбонатиты в основном тяготеют к внешней полукольцевой зоне, окаймляющей внутреннюю, сложенную франколитсодержащими породами. По многочисленным разрезам установлено, что тела пород апатито-франколитового комплекса выклиниваются на небольших глубинах обычно не превышающих 70 – 100 м, и лишь в отдельных участках они прослеживаются до 200 м. На

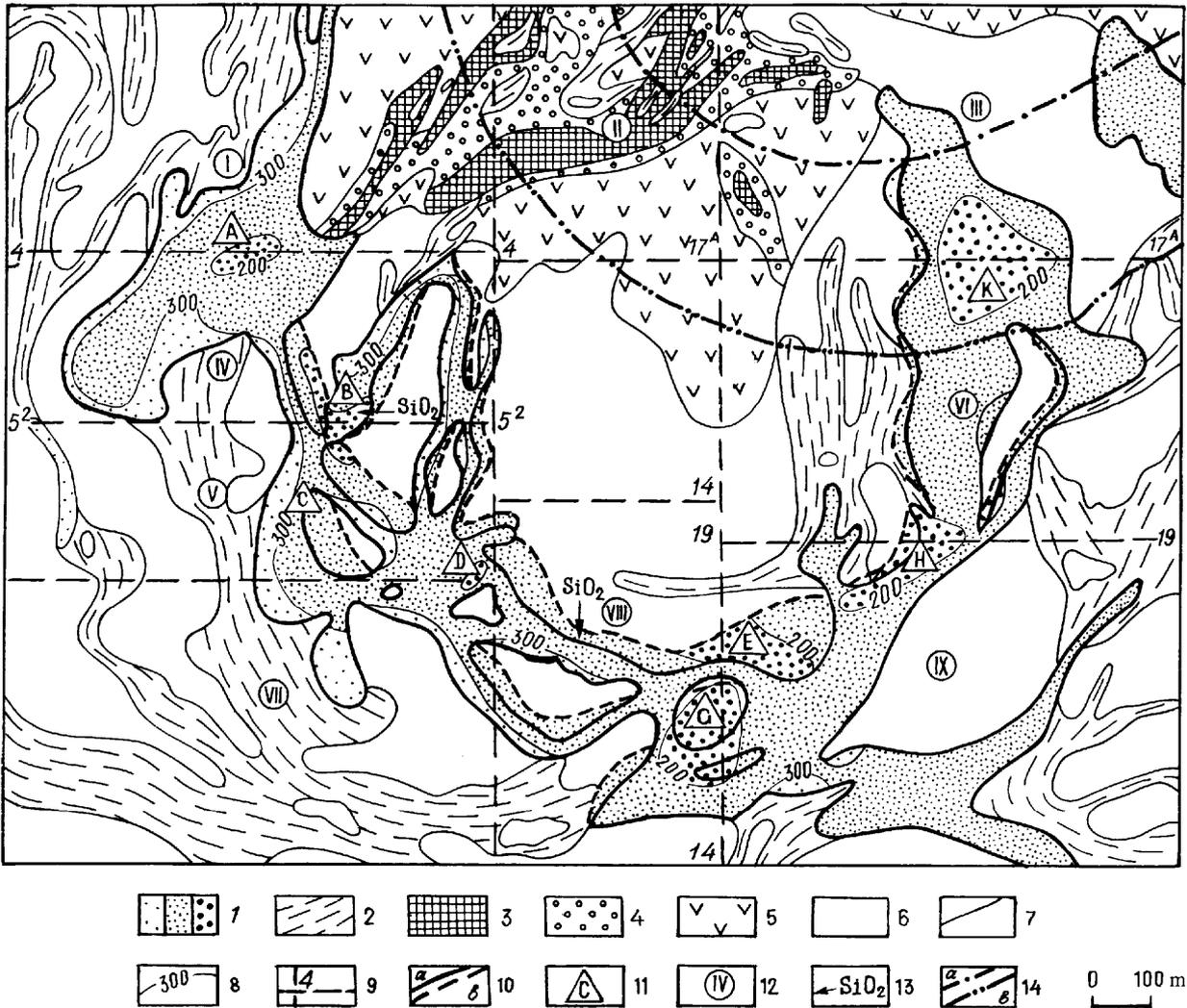


Рис. 1. Геолого-структурная карта юго-западного участка Ковдорского массива (составлена Н.И. Красновой по материалам Ковдорской ГРП, 1977г.).

1 – комплекс апатито-франколитовых пород, расчлененных по глубинам залегания подошвы рудных тел: а – более +300 м, б – от +200 до +300м, в – менее +200 м; 2 – кальцитовые карбонатиты с форстеритом, флогопитом, магнетитом и апатитом; 3 – форстерито-магнетитовые руды; 4 – апатито-форстеритовые руды; 5 – апатито-форстеритовые и апатито-флогопито-форстеритовые породы; 6 – ийолиты; 7 – фениты; 8 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – границы метасоматических образований; 10 – изогипсы подошвы апатито-франколитовых залежей (абс. отм.); 11 – границы блоков, показанных на рис. 2 и номера профилей; 12: а – проекция границы выклинивания апатито-франколитовых залежей, б – обозначения отдельных "воронок"; 13 – номера блоков; 14 – границы карьера Железорудного месторождения: а – действующего, б – проектируемого.

геолого-структурной карте (см. рис. 1) и на блок-диаграмме этого участка Ковдорского массива (рис. 2) видно, что по морфологии залежи франколитсодержащих пород в отдельных частях напоминают "покровы", подошва которых наклонена к центру полукольцевой зоны. Залежи апатито-франколитовых пород большей частью подстилаются карбонатитами, на юге же - фенитами и реже магнетитовыми рудами. В пределах полукольцевой зоны имеется несколько локальных участков с максимальными глубинами выклинивания тел франколитсодержащих пород. Таким образом, установлено, что сравнительно полого залегающие тела апатито-франколитовых пород имеют несколько

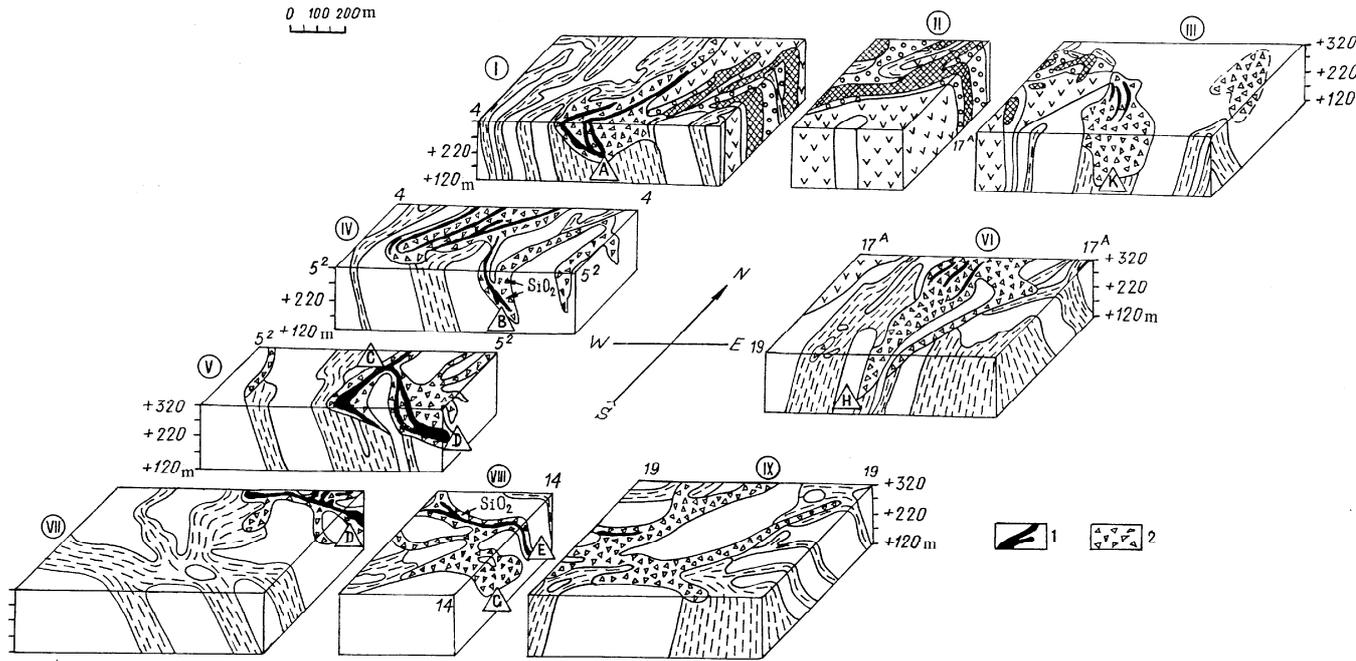


Рис. 2. Блок-диаграмма юго-западного участка Ковдорского массива.

1 – апатито-франколитовые брекчиевидные, плотно сцементированные богатые руды; 2 – франколитово-вермикулитовые слабо сцементированные или рыхлые рядовые руды; все остальные см. Рис. 1.

уходящих вниз воронкообразных ответвлений, обозначенных на рис. 1 и 2 буквами А – 3 [11]. Устья воронок, к сожалению, недостаточно исследованы на глубину.

На глубине воронкообразные ответвления тел франколитсодержащих пород не соединяются друг с другом. Воронки, а также линии выклинивания тел жильных апатито-франколитовых пород приурочены к системе полукольцевых разломов, тянущихся в основном вдоль всякого контакта залежей карбонатов с вмещающими породами. В некоторых участках тела франколитсодержащих пород залегают среди фенитов (например, разрез 14 – 14), ийолитов (разрез 4 – 4), или фоскоритов. Фокус конических трещин, контролирующих размещение кальцитовых карбонатов, расположен в районе железорудного месторождения на глубине около 2 км от поверхности, а для более молодых доломитовых карбонатов – 1,3-1,5 км [7]. Фокус же нарушений, контролирующих тела франколитсодержащих пород, находится значительно ближе к поверхности современного эрозионного среза (в нескольких сотнях метров). В устьях воронок абсолютные отметки максимальной глубины выклинивания тел франколитсодержащих пород различны и колеблются от +140 м (воронка 3) до +220 м (воронка В). Следует особо отметить, что наиболее молодые системы тектонических нарушений, имеющие линейный характер и северо-западное простирание, франколитсодержащими телами не используются. На удалении от Железорудного месторождения и юго-западного участка пород апатито-франколитового комплекса не обнаружено, несмотря на довольно значительное распространение карбонатов (например, на юго-восточном участке).

Экзотические для Ковдорского массива кварцсодержащие и халцедоновидные породы, найденные близ «воронок» Б и В, расположенных среди вмещающих фенитов, содержат обломки апатита, иногда вермикулита. В свою очередь фрагменты халцедоновидных агрегатов цементируются фарфоровидным франколитом. Интенсивно окварцованные апатитсодержащие породы сходны по структуре с апатито-

франколитовыми породами. Это позволяет считать, что кварцсодержащие и халцедоновидные породы по возрасту близки к брекчиевидным апатито-франколитовым породам. Как правило, окварцевание вмещающих пород выражается в образовании не только мелкозернистого агрегата кварца или халцедона, но и щеток кварца, размер кристаллов которого достигает 3–5 мм (шурф 218 г). По облику такие образцы со щетками кварца схожи с таковыми мыса Корабль на Белом море, однако, окраска ковдорского кварца буровато-коричневая. Под одной из зон окварцевания, как показали данные бурения, расположено тело фенитизированного пегматита, которое, очевидно, и явилось источником кремнезема для минералообразующих растворов.

Контакты пород апатито-франколитового комплекса большей частью четкие, резкие, с извилистыми неровными контурами и многочисленными карманами и заливообразными ответвлениями во вмещающие породы. Во франколитсодержащих породах встречаются различного размера отторженцы вмещающих пород (включая карбонатиты). Боковые породы вблизи от апатито-франколитовых залежей обычно дезинтегрированы и трещиноваты. Наиболее сильно развита система трещин, параллельная контактам залежей. Степень дезинтеграции подстилающих пород с глубиной быстро уменьшается, что указывает на приповерхностный характер зон дробления, контролирующего залегание этих залежей. Дезинтеграции, а также лимонитизации в наибольшей степени подвергаются магнетитовые руды, и в особенности форстерититы, карбонатиты же в ряде случаев проявляют себя как более устойчивые породы. Местами в последних возникает специфическая плитчатая отдельность, а иногда и своеобразные “псевдоскладки”. В фенитах и ийолитах вдоль систем трещин развиваются цеолиты (шабазит и отчасти натролит, а также мелкочешуйчатый вермикулит и франколит; в породах рудного комплекса распространены франколитовые и сунгулитовые (кольскитовые) прожилки.

По своей морфологии и условиям залегания тела франколитсодержащих пород сходны с экструзивными породами, с которыми их также сближает наличие брекчиевидных или кластических текстур.

Типы франколитсодержащих пород

Среди большого разнообразия франколитсодержащих пород в зависимости от их состава и текстурных особенностей можно выделить следующие типы: 1) вмещающие породы, замещенные франколитом (карбонатиты и кальцитсодержащие фоскориты), или рассеченные тонкими франколитовыми жилками (фениты, ийолит-мельтейгиты и клинопироксениты); 2) франколито-вермикулитовые слабо сцементированные или рыхлые породы; 3) апатито-франколитовые породы с магнетитом и вермикулитом, брекчиевидные, плотно сцементированные, кавернозные, пористые; 4) вермикулито-псиломелановые брекчиевидные породы с обломками карбонатитов.

Наиболее интенсивной переработке в зоне развития франколитсодержащих пород подвергаются карбонатиты. Так, иногда наблюдается полное метасоматическое замещение верхней части жил карбонатитов франколитом с сохранением их текстурных особенностей, например, полосчатой или пятнистой текстур (рис. 3). Франколитизированные карбонатиты не имеют признаков брекчирования, а размеры и облик реликтовых минералов апатита, магнетита, слюды и бадделеита идентичны таковым для минералов карбонатитов. Во франколитизированных карбонатитах наблюдаются “теневого” структуры заметные признаки ромбоэдрической спайности (рис. 4), отмечавшейся ранее Г.С. Курбатовой [12]. Все эти текстурно-структурные особенности являются надежными признаками метасоматического генезиса [10] этих франколитсодержащих пород.

Близ одного из устьев “воронок”, обнаруженного в юго-западной части Железородного карьера, основная масса карбонатита была раздроблена, причем

отдельные его фрагменты округлой формы залегают в виде реликтов среди участков франколитизированного карбонатита. Зоны франколитизации также образуют в теле карбонатита сложноветвящуюся систему прожилков, мощностью до 0,5 – 1 м. Здесь же, в пределах тела карбонатита встречены округлой формы темно-бурые обособления, сложенные спутанно-волоконистым агрегатом хризотил-асбеста с примесью гидроксидов железа и марганца. В центральных частях этих обособлений находятся сильно пористые, похожие на пемзу, реликты кальцитового карбонатита. Труднорастворимые и относительно устойчивые в данных условиях метасоматоза минералы – магнетит, апатит и слюда – сохраняются в хризотил-асбестовом агрегате в виде реликтов, имеющих то же расположение, что и в исходном карбонатите. В пределах всей этой зоны ясно выражена веерообразно расходящаяся кверху струйчатость и полосчатость, как бы “обтекающая” обломки менее измененных пород. В участке выклинивающихся книзу полос и струй обнаружены нецементированные агрегаты зерен магнетита, апатита и бадделейта, концентрирование которых могло происходить в ходе интенсивного кислотного выщелачивания кальцита карбонатитов вдоль каналов пропаривания газовыми эманациями. Вблизи от самого устья “воронки” залегают неправильной жилоподобной и гнездообразной формы тела поздней брекчии со значительным содержанием вада и псиломелана.

В связи с процессами изменения вблизи контакта с залежами франколитсодержащих пород в фенитах появляется система тонких ветвящихся франколитовых или же шабазито франколитовых (иногда с мелкочешуйчатым вермикулитом) прожилков (штокверковый или прожилковый тип оруденения, бедные руды с содержанием P_2O_5 4 – 8 мас. %). В зонах интенсивного дробления пород в осевых частях франколитовых жил появляются

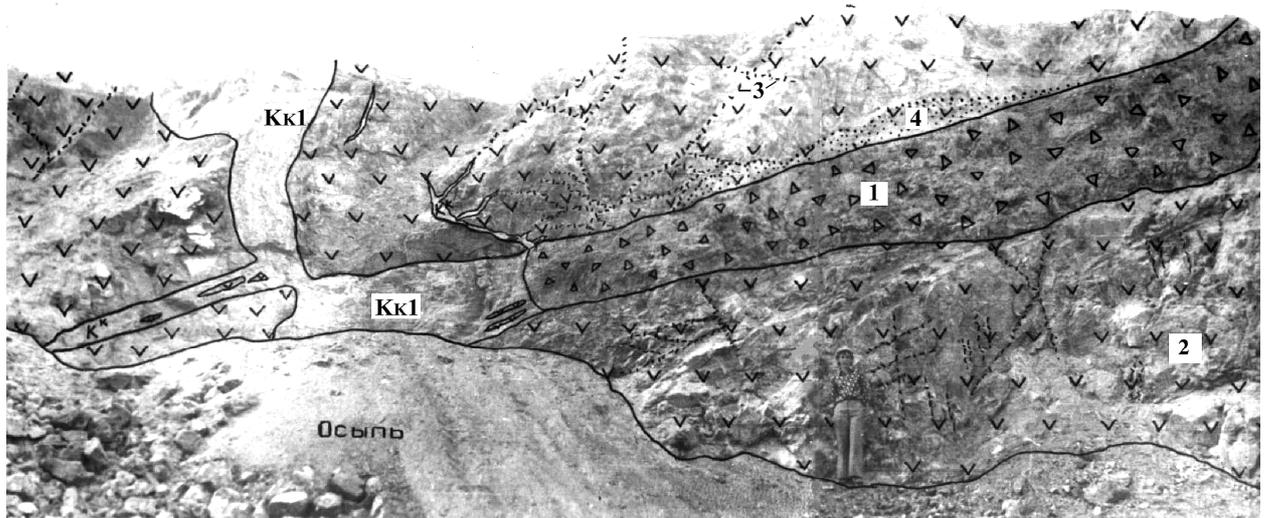


Рис. 3. Замещение верхней части жилы кальцитового карбонатита (Кк1) франколитом (1).

Вмещающие ийолиты (2), рассекаемые тонкой сетью прожилков железистого гидрофлогопита (3), вдоль верхнего контакта с зоной франколитизации подверглись цеолитизации (4). Фотодокументация уступа горизонта +262 м. Ю-3 часть карьера Железорудного месторождения. Высота обнажения 6 м.

многочисленные полости, в результате чего порода становится кавернозной. В ийолитах, кроме названных минералов, вблизи от этих жил нефелин вначале замещается канкринитом, а затем натролитом и шабазитом и, наконец, галлуазитом (рис. 3).

Франколитизированные магнетитовые руды распространены главным образом в пределах железорудного месторождения; в настоящее время они почти полностью

выработаны. Эти руды имеют ноздреватое кавернозное строение за счет интенсивного выщелачивания кальцита и отчасти продуктов изменения форстерита. В рудах также появляется система ветвящихся франколитовых прожилков, рассекающих все первичные минералы руд. Вблизи от франколитовых жил форстеритсодержащие породы чаще всего приобретают бурю окраску, обусловленную развитием гидроксидов железа и гидрохлорита, или зеленую окраску, появляющуюся в местах замещения форстерита нонтронитом.

Франколито-вермикулитовые слабо сцементированные или рыхлые породы (рядовые руды с содержанием $P_2O_5 = 8 - 20$ мас. %) слагают основную массу залежей франколитсодержащих пород. Для них характерна полосчатость и струйчатость, параллельная контактам тел, обусловленная чередованием более светлых и более темных полос, окрашенных в охристые и темно-бурые цвета гидроксидами железа и марганца. Среди этих существенно вермикулитовых пород залегают жилоподобные тела плотно сцементированных брекчиевидных апатито-франколитовых пород с вермикулитом и магнетитом. Эти жилоподобные тела приурочены к системам трещин, расходящихся либо от линейных зон выклинивания залежей франколитсодержащих пород, либо от устья "воронок". В некоторых случаях жилоподобные тела апатито-франколитовых брекчиевидных пород выклиниваются на глубине, не выходя на поверхность (см. рис. 2, разрез 14 - 14). Оказалось, что максимальные концентрации фосфора чаще наблюдаются вблизи от устья "воронок", а не на поверхности.

Жилы брекчиевидных апатито-франколитовых пород рассекают первичную полосчатость характерную для рыхлых или слабо сцементированных франколито-вермикулитовых пород, а также содержат их обломки различной формы и размеров (рис. 5). Эти данные свидетельствуют о более позднем времени образования брекчиевидных апатито-франколитовых пород по сравнению с франколито-вермикулитовыми. Кроме того, была обнаружена еще одна более молодая разновидность франколитсодержащих пород – брекчии с обломками карбонатитов и с франколито-вермикулито-псиломелановым цементом. Эти брекчии рассекают рыхлые франколито-вермикулитовые породы, а прожилки гидроксидов марганца секут также и брекчиевидные апатито-франколитовые породы. Видимо, породы с повышенным содержанием марганца распространены лишь вблизи от устья "воронок".

Итак, по времени образования можно различить, по крайней мере, три типа франколитсодержащих пород: 1 – франколито-вермикулитовые рыхлые породы; 2 – массивные брекчиевидные апатито-франколитовые породы; 3 – франколито-вермикулито-псиломелановые брекчиевидные породы. Все типы франколитизированных вмещающих пород формировались одновременно с возникновением пород первого и второго типа. В таблице 1 показан химический состав франколитсодержащих пород первых двух типов. Наиболее богаты фосфором массивные брекчиевидные апатито-франколитовые породы, содержащие P_2O_5 более 20 мас. %. Рыхлые франколито-вермикулитовые породы характеризуются более низкими содержаниями P_2O_5 (8 – 20 мас. %) и обогащены SiO_2 , MgO и H_2O в первую очередь благодаря присутствию вермикулита.

Минералогия франколитсодержащих пород

Во всех разновидностях франколитсодержащих пород установлено присутствие реликтовых минералов, принадлежащих различным вмещающим породам, и минералов стадий франколитизации и гипергенеза (табл. 2). Реликтовые минералы во франколито-вермикулитовых, апатито-франколитовых брекчиевидных и вермикулито-псиломелановых породах встречаются в виде обломков зерен или их агрегатов. Наименее устойчивым реликтовым минералом является форстерит, который вначале замещается каймами серпентина, а затем превращается в рыхлый агрегат гидрохлорита, нонтронита,

лимонита и в некоторых участках сунгулита. По флогопиту и тетраферрифлогопиту развивается вермикулит (рис. 6), а магнетит замещается гематитом и затем лимонитом. Кальцит обычно подвергается интенсивному замещению франколитом и выщелачиванию, и лишь в редких случаях также может присутствовать в виде обломков. Наиболее устойчивым реликтовым минералом в породах франколитового комплекса является бадделеит, который нередко сохраняется в виде двойников крестообразной формы (рис. 6).

Образование основной массы франколита и некоторых сопутствующих ему минералов относится, очевидно, к низкотемпературной гидротермальной стадии, названной стадией франколитизации. Многие минералы, образование которых началось совместно с франколитом, возникали затем и гипергенным путем. Четко отделить гипергенные минералы от эпитегральных оказалось крайне затруднительно, прежде всего, ввиду двойственного их происхождения. Сам франколит в условиях выветривания местами лишь преобразовывался и частично переотлагался.

Наиболее распространенным минералом франколитсодержащих пород является франколит, который встречается в виде нескольких морфологических разновидностей, различающихся по окраске, агрегатному строению, некоторым физическим свойствам и времени образования. К наиболее ранней генерации относятся гомоосевые псевдоморфозы по апатиту *Фр-1* (каймы шириной 0,05 - 0,1 мм, рис. 6).

Вторая генерация франколита *Фр-2* (и отчасти карбонатгидроксилфторапатита) представлена мелкозернистыми агрегатами, слагающими не менее 50% массы цемента апатито-франколитовых пород (рис. 6, 7). Эта разновидность минерала, вероятно, наиболее близка к так называемому «бурому апатиту» (гидроксилфторапатиту), ассоциирующему с доломитовыми карбонатами [6].

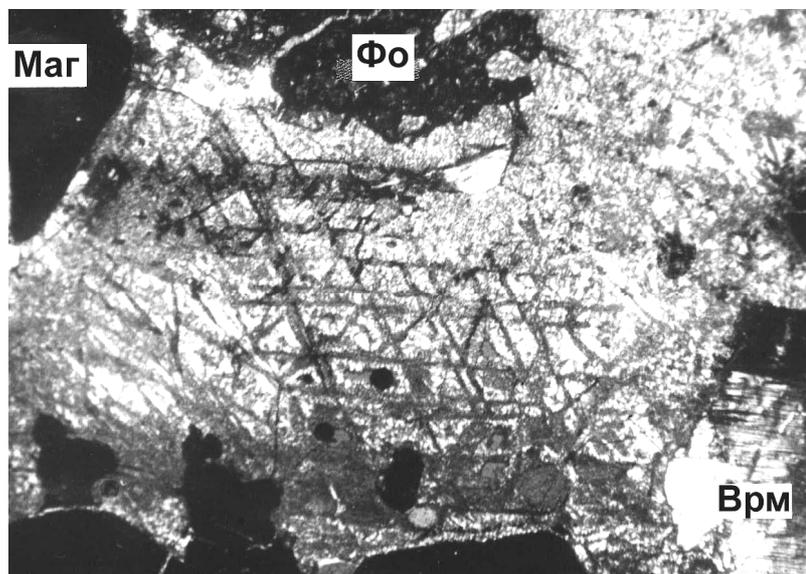


Рис. 4. Франколитизированная кальцито-форстерито магнетитовая руда, в которой кальцит полностью замещен мелкозернистым агрегатом франколита с сохранением “теневой” структуры ромбоэдрической спайности.

Магнетит – *Маг*; флогопит нацело замещен вермикулитом (*Врм*), *Фо* - реликты форстерита. Фото шл. Без анализ. Размер изображения 6,4 x 4,5 мм.

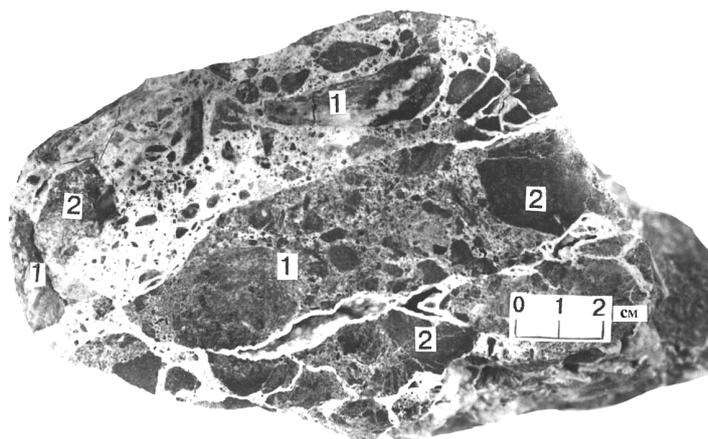


Рис. 5. Обломки франколитизированных вермикулитовых слюдитов с бурым фосфатным цементом – Фр-2 (1) и фенитов (2) цементируются белым натечным (Фр-3) и фарфоровидным франколитом (Фр-4).

Ю-В уступ карьера Железородного месторождения, гор. +238 м. Фото обр.

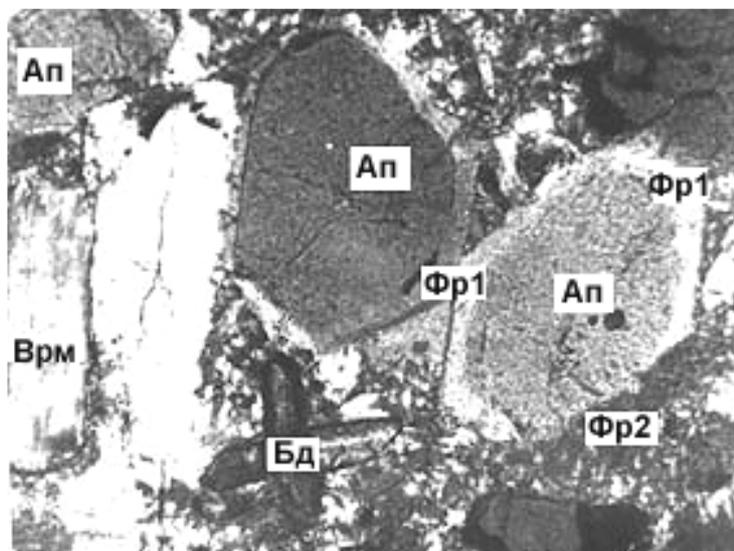


Рис. 6. Гомоосевые псевдоморфозы франколита первой генерации (светлые зоны) развиваются по апатиту (Ап) в брекчиевидной апатито-франколитовой породе, содержащей также реликтовые зерна вермикулита (Врм) и двойник бадделейта (Бд).

Цемент представлен франколитом второй генерации (Фр-2). Расчистка Р-2. Фото шл. Без анализ. Размер изображения 3,8 x 2,8 мм.

Химический состав пород апатито-франколитового комплекса, мас. %
(по данным химической лаборатории Таджикского геологического управления,
1974) [16] Таблица 1.

Породы	Плотные										Рыхлые		
	Франко-литизи-рованный карбонатит	Существенно франколитовые		Франко-литовая брекчия	Франко-лито-магнетитовая брекчия	Апатито-вермикулито-магнетито-франколитовые			Франколитовые вермикулитовые	Сущест-венно-франко-литовая			
		1	2			3	4	5			6	7	8
SiO ₂	6,97	0,82	7,95	6,20	2,88	1,02	3,01	5,98	20,00	26,80	12,81		
TiO ₂	0,50	0,42	0,50	0,10	0,25	0,35	0,37	0,00	0,17	0,29	0,51		
Al ₂ O ₃	1,27	0,29	1,10	1,46	0,64	0,80	1,12	0,26	2,10	2,18	5,43		
Fe ₂ O ₃	9,76	10,70	9,55	1,10	7,14	10,09	8,15	7,65	7,23	6,23	16,12		
FeO	3,52	3,51	4,64	0,54	2,16	3,31	1,81	1,26	1,58	0,78	1,38		
MnO	0,13	0,13	0,13	0,05	0,13	0,21	0,10	0,18	0,22	0,19	0,64		
MgO	4,70	1,41	2,14	4,50	1,68	2,70	2,39	2,60	12,40	23,11	6,81		
CaO	40,62	43,67	42,45	47,00	44,89	46,60	45,24	45,20	29,00	17,60	27,13		
Na ₂ O	0,40	0,30	0,30	0,20	0,20	0,20	0,43	0,40	0,30	0,30	0,25		
K ₂ O	0,30	0,20	0,30	0,10	0,20	0,00	0,24	0,20	0,20	0,20	0,20		
P ₂ O ₅	26,61	35,20	26,91	33,80	33,90	31,41	32,40	32,25	19,32	11,61	19,58		
CO ₂	1,54	1,10	1,84	2,02	2,20	0,50	2,07	1,05	0,22	0,43	0,65		
H ₂ O ⁻	0,61	0,20	0,23	0,54	0,00	0,28	0,32	0,50	1,10	2,07	2,23		
H ₂ O ⁺	3,23	1,26	1,56	2,29	2,75	1,70	1,16	1,20	5,66	8,59	5,65		
F	0,96	0,85	0,80	0,91	1,21	1,50	1,65	1,90	0,28	0,33	0,60		
Total	101,12	100,06	100,40	100,81	100,23	100,67	100,46	100,63	99,78	100,71	99,99		
-O=F ₂	0,40	0,36	0,34	0,39	0,50	0,63	0,69	0,79	0,11	0,14	0,25		
Total	100,72	99,70	100,06	100,42	99,73	100,04	99,77	99,84	99,67	100,57	99,74		

Таблица 2.

Минеральный состав франколитсодержащих пород

Породы		Франколитсодержащие породы		
		Фениты	Ййолиты, мельтейгиты	Фоскориты, карбонатиты
Минералы	Реликтовые (наиболее обычные)	Главные: микроклин, альбит, олигоклаз, эгирин- авгит, эгирин	Нефелин, эгирин- авгит, диопсид, флогопит, биотит	<u>Магнетит</u> , <u>апатит</u> , форстерит, кальцит
		Второстепенные: нефелин, биотит, рихтерит, кварц, кальцит	Гастингсит, канкринит, волластонит, содалит, К-полевой шпат, цеолиты: (натролит, шабазит)	Флогопит, тетраферри- флогопит, доломит, клиногумит, рихтерит, серпентин
		Акцессорные: титанит, апатит	Апатит, титанит, шорломит	<u>Бадделеит</u> , пироклор, циркелит, шпинель, циркон, гематит, ильменит
	Стадий франколитизации и гипергенеза	Главные: <u>франколит</u> , <u>вермикулит</u> , <u>шабазит</u>		<u>Франколит</u> , <u>вермикулит</u> , <u>гидрофлогопит</u>
		Второстепенные: <u>гидрофлогопит</u> , вермикулит, хлорит, монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, гидрохлорит (?), крандаллит, вторичный кальцит, гидроксиды железа, кварц		Лизардит, нонтронит, монтмориллонит, кальцит, коллинсит, вторичный гидрохлорит, малахит, вивианит, гематит, барит, гидроксиды Fe и Mn- псевдомалахит

Примечание. подчеркнуты минералы, которые предполагается использовать при комплексной переработке руд.

К третьей, наиболее изученной, генерации отнесен франколит *Фр-3*, образующий зональные корочки, прожилки, почковидные агрегаты (рис. 7) и сферолиты. Толщина корочек и прожилков 1 - 3 мм; под микроскопом отчетливо наблюдается их параллельно-волокнутое или радиально-лучистое строение, а также тонкая микрозональность. Прозрачные зоны содержат 4-4,5 мас. % F и около 3% CO₂, а в непрозрачных, иногда выветрелых зонах содержание как F, так и CO₂ снижается (до 0,45 и 1,30 соответственно). Франколит третьей генерации обычно имеет белую окраску, и лишь в ныне выработанной центральной части Железорудного месторождения его окраска была бирюзово-голубой, обусловленной присутствием незначительной примеси CuO (0,44-0,55 мас. %). Почковидные агрегаты *Фр-3* местами покрываются корками мелких кристаллов шабазита.

К четвертой генерации относятся плотные сплошные фарфоровидные массы франколита *Фр-4*, цементирующие обломки различных пород, включая апатито-франколитовые породы с прожилками франколита третьей генерации (рис. 4). Франколит 4ой генерации иногда бывает окрашен в различные оттенки коричневого и бурого цветов примесью гидроксидов железа и марганца и слагает жилки, секущие брекчиевидные апатито-франколитовые породы.

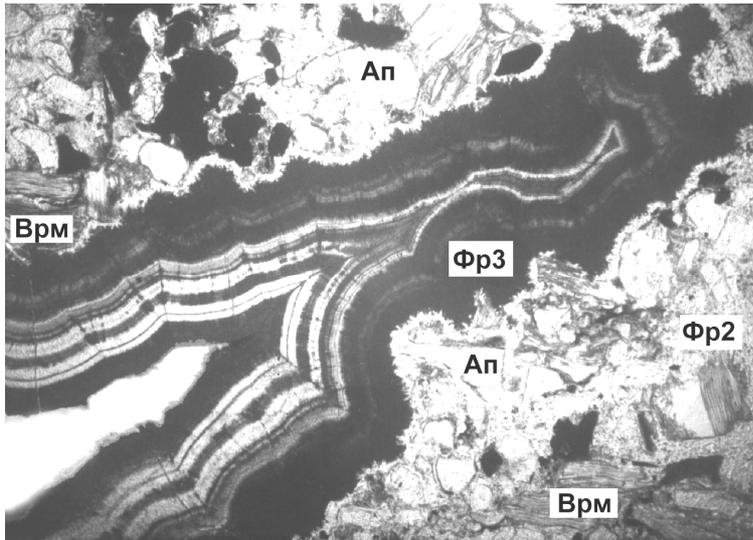


Рис. 7. Типичная брекчиевидная апатито-франколитовая порода с реликтами минералов: апатита (Ап), вермикулита (Врм) и магнетита (черные зерна), сцементированные мелкозернистым франколитом-2 (Фр-2). Пустоты в породе выполнены почковидными агрегатами ритмично-зонального франколита-3 (Фр-3).

Фото шл. Без анализ. Размер изображения 6 x 4,2 мм.

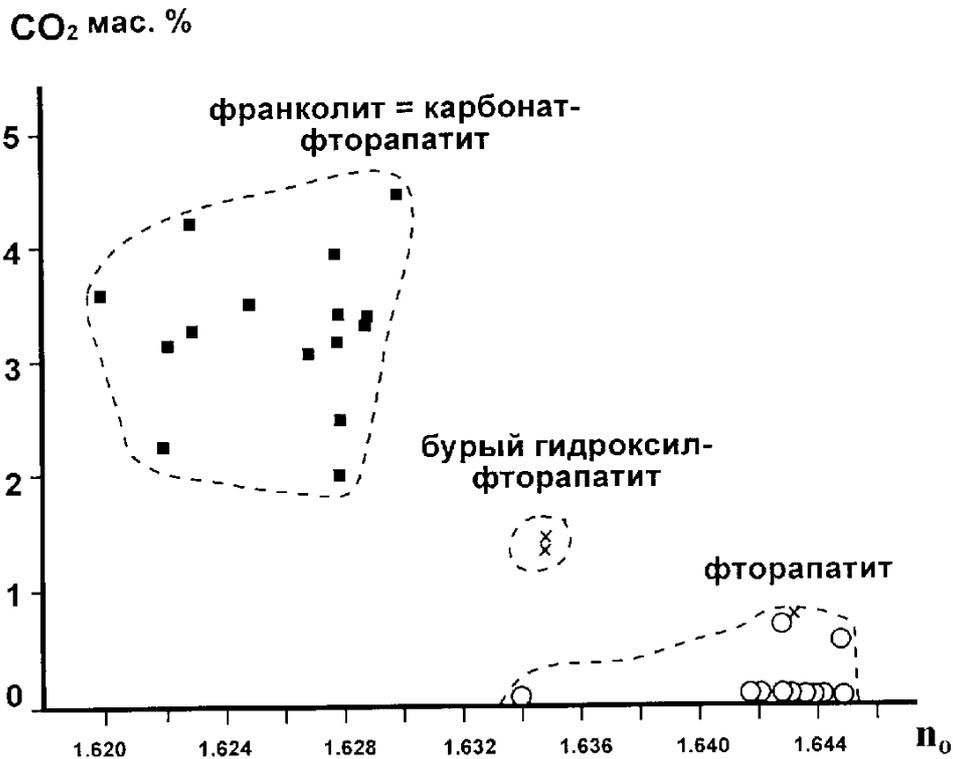


Рис. 8. Зависимость показателя преломления n_0 минералов группы апатита из пород Ковдорского фоскоритового и апатито-франколитового месторождений от содержания в них CO_2 .

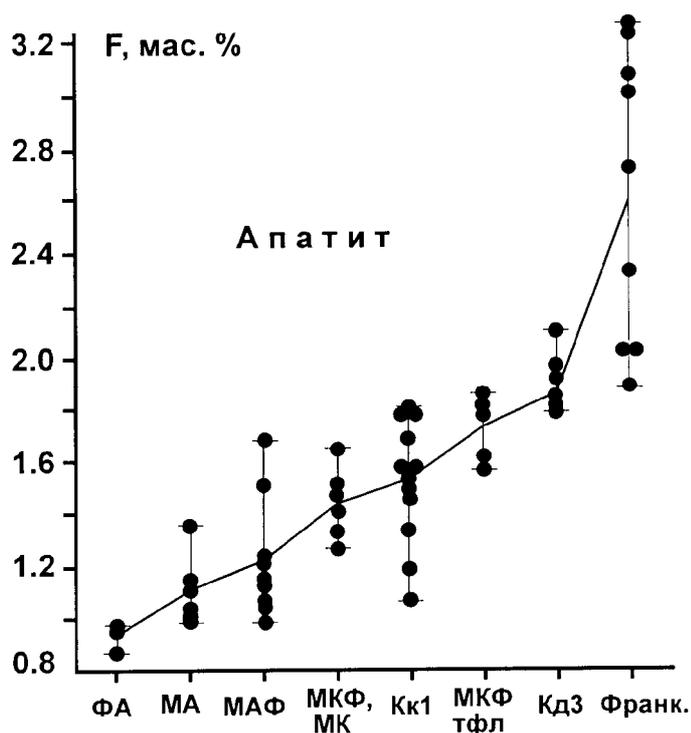


Рис. 9. Изменение содержания фтора (в мас. %) в апатитах и франколитах из последовательной серии пород фоскорит-карбонатитового и апатито-франколитового месторождений.

Главные минералы, слагающие породы: Ф – форстерит, А – апатит, М – магнетит, К – кальцит, тфл – тетраферрифлогопит; Кк1 – карбонатит кальцитовый с зеленым флогопитом, Кд3 – карбонатит доломитовый с цирконом; Франк. – франколит.

Таблица 3.

Показатели преломления, параметры элементарной ячейки (Å) и содержания F и CO₂ (мас. %) в различных зонах франколита в почковидных агрегатах

N	Тип франколита	ω	ϵ	a_o	c_o	F	CO ₂
1	Прозрачный	1,626	1,617	9,353	6,894	4,3	3,10
2	Непрозрачный	1,606	1,603	9,356	6,892	3,3	2,26
3	Белый, матовый	1,623	1,617	9,369	6,881	0,45	1,32

Химический состав франколита 3ей и 4ой генераций был изучен многими авторами [6, 7, 13]. Согласно этим данным содержания основных компонентов меняются незначительно: P₂O₅ (37.43 – 40.00 мас. %), CaO (53.00 – 55.35%), SrO (0.02 – 0.25%), MgO (0.10 – 0.50%), тогда как основные различия отмечаются в концентрациях H₂O (1.13 – 2.32%), F (1.55 – 3.28%) и CO₂ (1.75 – 3.61 мас. %). Нами установлена обратная зависимость между показателем преломления (n_o , рис. 8), а также параметром элементарной ячейки (a_o) от содержания в минерале CO₂ (Таб. 3). Примечательно, что содержание фтора во франколите 3ей и 4ой генераций обычно закономерно возрастает по сравнению с таковым в апатитах пород фоскорит-карбонатитовой серии (см. рис. 9). Так, в апатите из наиболее ранних форстерито-апатитовых пород и форстеритов % F

составляет 0.87–0.97 мас. % и постепенно увеличивается до 1.77–2.08 % в апатите из более молодых доломитовых карбонатитов [17].

Генезис франколитсодержащих пород

По вопросам генезиса франколитсодержащих пород и самого франколита в щелочно-ультраосновных комплексах высказывались самые различные мнения [1, 3, 4, 6-9, 13, 14, 15, 19, 20, 22-24], однако многое еще остается спорным. Ковдорское апатито-франколитовое месторождение в настоящее время является одним из наиболее детально изученных месторождений данного генетического типа и потому может быть использовано в качестве эталонного объекта для расшифровки их формирования.

По нашим представлениям при решении вопросов генезиса пород апатито-франколитового комплекса необходимо учитывать следующее.

1. Породы этого комплекса генетически связаны со щелочно-ультраосновными многофазными интрузивными комплексами и во всех известных месторождениях они сформировались позже карбонатитов и тяготеют к полям их распространения.

2. Для многих месторождений доказано, что франколитсодержащие породы имеют незначительное распространение на глубину от уровня современной поверхности. Форма тел данных пород жилоподобная воронкообразная, грибообразная либо покровообразная с многочисленными ответвлениями книзу. В Ковдорском массиве эти тела приурочены к системе полукольцевых разломов, столь типичных для всех интрузий центрального типа. Морфология залежей франколитсодержащих пород весьма сходна с таковой тел туфобрекчий, агломератов, а также зон алунитизированных пород, развитых вблизи от некоторых вулканов [5].

3. Франколитсодержащие породы характеризуются специфическими текстурными и структурными особенностями. Для них типичны брекчиевые и кавернозные текстуры, структура цемента крустификационная.

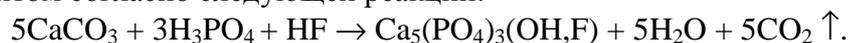
4. В карбонатитах, вмещающих или подстилающих тела франколитсодержащих пород, отсутствуют признаки развития карста или мощного выщелачивания карбонатного материала, а также последующего его переотложения в виде известковых туфов.

5. Все минералы, сопутствующие франколиту (цеолиты, крандаллит, сунгулит, вермикулит, монтмориллонит, галлуазит, гидроксиды железа, марганца и др.), относятся к низкотемпературным образованиям. Особо следует отметить интенсивное окварцевание пород вблизи от устья воронкообразных ответвлений франколитсодержащих пород.

6. Формирование комплекса франколитсодержащих пород происходило, по крайней мере, в три стадии и сопровождалось повторным брекчированием и дроблением пород с последовательной цементацией обломков различными генерациями франколита.

7. Согласно исследованиям А.Н. Зайцева и К. Белла [25] все кальциты, доломиты и апатиты из большинства пород Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса характеризуются низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений = 0.7032-0.7039, что свидетельствует об их происхождении из мантийных источников. Для франколита же из пород франколитового комплекса это отношение всегда имеет устойчиво более высокое значение = 0.7059-0.7061, что, очевидно, указывает на его обогащение коровым компонентом.

Сопоставляя все вышеизложенное, наиболее вероятной представляется следующая схема формирования комплекса апатито-франколитовых пород, иллюстрируемая рисунком 10. На последних этапах образования карбонатитов происходило накопление летучих компонентов (главным образом F и H_3PO_4), вызвавших интенсивное замещение кальцита апатитом согласно следующей реакции:



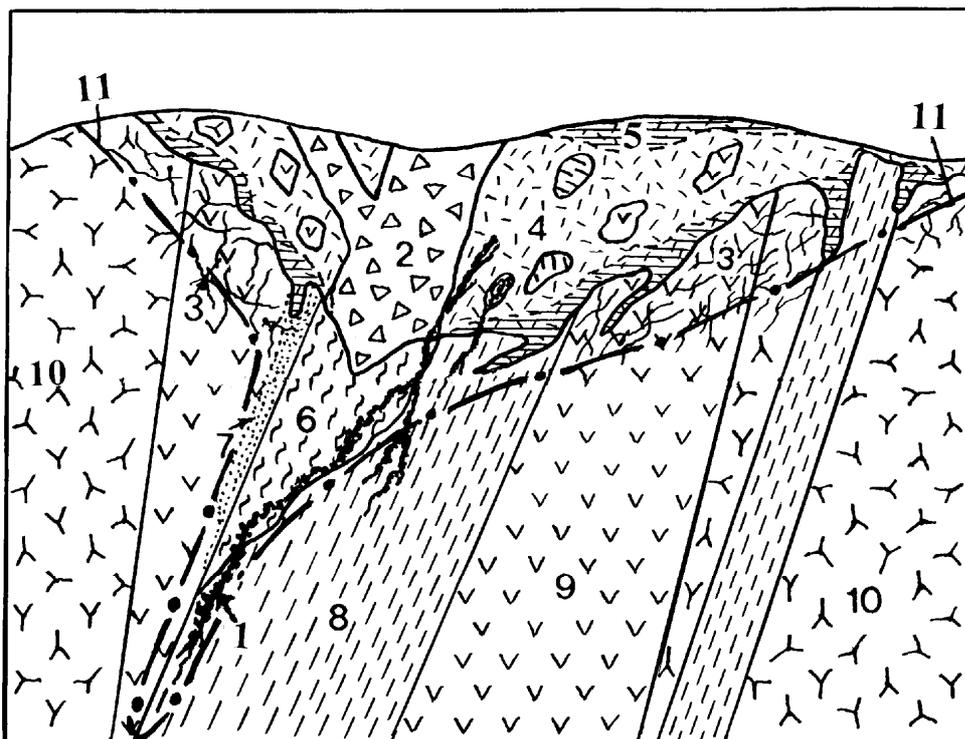


Рис. 10. Схематический геологический разрез Ковдорского апатито-франколитового месторождения.

1 – вермикулито-псиломелановые брекчиевидные жилы; 2 – апатито-франколитовые брекчиевидные породы; 3 – франколитовые и шабазито-франколитовые прожилки; 4 – рыхлые франколитово-вермикулитовые породы; 5 – рыхлые лимонитизированные вермикулито-apatитовые породы; 6 – франколитизированные кальцитовые карбонаты; 7 – зоны цеолитизации ийолитов; 8 – кальцитовые карбонаты; 9 – ийолиты; 10 – фениты; 11 – уровень грунтовых вод.

Концентрация значительного количества углекислоты на фронте франколитизации карбонатов без сомнения должна была приводить к взрывным явлениям. Таким образом, в результате возрастания роли эксплозивных процессов вдоль системы полукольцевых разломов, в особенности, в отдельных локальных центрах, происходили выбросы обломочного материала, вероятно, имевших место на относительно высоких уровнях и в кровле Ковдорского массива. Наибольшую интенсивность эти взрывные явления, вероятно, могли приобретать, когда газовые эманации достигали уровня грунтовых вод. В этом случае поверхностные воды без сомнения обогащались кислотными компонентами, а образующиеся при этом растворы нагревались и вскипали.

Как газовые эманации, так и гидротермальные растворы вызывали изменения различных вмещающих пород вблизи от этих “горячих точек”, а также обуславливали образование низкотемпературных минеральных парагенезисов ($< 150-180^{\circ} \text{C}$). Итак, при формировании франколитсодержащих пород происходило интенсивное и неоднократное дробление вмещающих пород, сопровождавшееся активной гидротермальной деятельностью с отложением франколита в многочисленных трещинах и полостях. Кристаллизация франколита в виде крустификационных натечных агрегатов осуществлялась, вероятно, из сильно пересыщенных, возможно, коллоидных (?) растворов.



Рис. 11. Фото обнажения вулканогенно-осадочных пород небольшого водоема, заполненного фреато-магматическими аккреционными лапиллиевыми (темные слои) и туфо-пепловыми (светлые слои) отложениями.

Вулкан Вультуре, Италия, р-н Рионеро. Высота обнажения 12 м.

Источник P, F, отчасти H₂O, а также Fe и Mn мог быть глубинным, как и для всех апатитоносных пород железорудного и карбонатитового комплексов. Нельзя, однако, исключить возможность частичного заимствования фосфора гидротермальными растворами из подстилающих апатитоносных пород, в частности из карбонатитов. Обращает на себя внимание относительно более высокое содержание фтора во франколите по сравнению с апатитом наиболее поздней генерации фоскорит-карбонатитового комплекса. Это свидетельствует о закономерном возрастании концентрации фтора в минералообразующем растворе, что может служить еще одним доказательством эндогенной природы основной массы франколита. Большая же часть H₂O, очевидно, была поверхностного происхождения, что также косвенно подтверждается высокими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений в образцах франколита 3-ей и 4-ой генераций.

В завершающую стадию минералообразования стадию гипергенеза происходило также образование некоторых минералов, характерных для кор выветривания: гидроксидов железа и марганца, монтмориллонитов, гидрохлорита (?), малахита и ряда других. Установить отличие гипергенных минералов от тех, которые генетически связаны со стадией франколитизации, весьма затруднительно. Следует также отметить, что, к сожалению, абсолютный возраст франколитовой минерализации до сих пор не определен.

Выводы

Франколитсодержащие породы Ковдорского массива, таким образом, рассматриваются как полигенные образования, сходные с гидротермальными взрывными брекчиями или фреато-магматическими породами, формирующимися в приповерхностных водоемах близ вулканов (см. рис. 11). Эти представления о генезисе пород франколитового комплекса наиболее близки к идеям, высказанным Г.С. Курбатовой с соавторами [13] и А.А. Кухаренко с соавторами [6], тогда как большинство остальных авторов относит эти породы к гипергенным образованиям [1, 3, 4, 7, 8, 18 – 20]. А.В. Лапин и А.В. Толстов [15] рассматривают апатито-франколитовое месторождение как остаточные инфильтрационные коры выветривания, развивающиеся на карбонатитах. Можно надеяться, что дальнейшее изучение этих весьма интересных и сложных для исследования пород позволит найти сходные черты формирования и для других месторождений

франколита, в частности для Сокли, Гленовер, Букусу, Тундулу и ряда других, и обосновать единую и общепризнанную теорию их генезиса.

Литература

1. **Афанасьев А. П.** Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ним месторождений вермикулита. М.-Л.: Наука. 1966. 170 с.
2. **Волотовская Н.А.** Ковдорский массив // В кн.: Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч. 1. Л.: Госгеолиздат. 1958. С. 419-428.
3. **Егоров Л. С.** Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных щелочных пород // В кн.: Апатиты. М.: Недра. 1968. С. 227- 233.
4. **Занин Ю.Н., Жирова Л.Т.** К вопросу об условиях образования фосфатных брекчий Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород // ДАН СССР. 1972. Т. 205. № 3. С. 692-695.
5. **Зеленов К.К.** Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука. 1972. 214 с.
6. **Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра. 1965. 772 с.
7. **Капустин Ю.Л.** Минералогия карбонатитов. М.: Наука. 1971. 288 с.
8. **Капустин Ю.Л.** Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра. 1973. 198с.
9. **Краснова Н.И.** Геология, минералогия и вопросы генезиса апатито-франколитовых пород Ковдорского массива // В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск:Наука.1979.С.164-172.
10. **Краснова Н.И.** Некоторые особенности и признаки метасоматических образований // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1988. Ч. 117. В. 5. С. 545-560.
11. **Краснова Н.И., Соколова В.Б.** Тектоническое строение и механизм формирования Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса. // Вестник ЛГУ. 1978. № 6. С. 16-21.
12. **Курбатова Г.С., Ганнибал Л.Ф.** Геохимия фосфора и основные типы апатитовой минерализации в пределах Ковдорского массива // В кн.: Перспективы развития ковдорского промышленного комплекса. Апатиты. 1972. С. 78-86.
13. **Курбатова Г.С., Ганнибал Л.Ф., Дудкин О.Б.** Вещественный состав и генетические особенности франколитовой брекчий Ковдорского массива // ДАН СССР. 1972. Т. 207. № 5. С. 1208-1211.
14. **Ланда Э.А., Егоров Л.С.** Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М.: Недра. 1974. 145 с.
15. **Лапин А.В., Толстов А.В.** Месторождения кор выветривания карбонатитов. М.: Наука. 1995. 208 с.
16. **Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И.** Геология месторождений Ковдорского массива. Изд. СПбУ. 2002. 146 с.
17. **Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И., Копылова Л.Н.** Типохимические особенности апатитов Ковдорского комплексного месторождения // В кн.: Минералогия и геохимия. Изд. ЛГУ. 1979. В. 6. С. 58-70.
18. **Терновой В.И.** Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд. ЛГУ. 1977. 168 с.
19. **Терновой В.И., Чуева М.Н., Евангулова Е.Б., Белова А.Н.** К генезису Ковдорского апатито-франколитового месторождения. // Зап. Всес. Минерал. об-ва. 1976. Ч. 105. Вып. 2. С. 241-247.
20. **Vartiainen, H.** The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland // Geol. Surv. of Finland, Bull. 1980. V. 313. 126 p.
21. **Vartiainen, H. and Paarma, H.** Geological characteristics of the Sokli carbonatite complex, Finland // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1296-1306.
22. **Vartiainen, H., Melnikov I. and Sulimov B.** The francolite ore deposit of Kovdor and Sokli // Proc. of Finnish-Soviet Symposium held in Helsinki, Finland, Nov. 14-15. 1990. Otaniemi. 1991. P. 7-14.
23. **Verwoerd, W.J.** The carbonatites of South Africa and South West Africa // Geol. Survey Handbook, 1967. V. 6. 452 p.
24. **Verwoerd, W.J.** Mineral deposits associated with carbonatites and alkaline rocks // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. V. 1. P. 2173- 2191.
25. **Zaitsev, A. and Bell, K.** Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 121. P. 324-335.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ, ВЗАИМОСВЯЗЬ И ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Нивин В.А.¹, Коноплева Н.Г.¹, Treloar P.², Икорский С.В.¹

¹*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия,
e-mail: nivin@geoksc.apatity.ru*

²*Кингстонский университет, Кингстон-на-Темзе, Великобритания,
e-mail: p.treloar@kingston.ac.uk*

Закономерности распределения и пространственные ассоциации углеродистых соединений окисленной (разнообразные карбонаты) и восстановленной (углеводородные газы, дисперсные битумы, твердое органическое вещество) форм, а также связь их с главной долгоживущей структурой Хибинского массива – Центральной дугой (кольцом), объясняются с позиций теории перколяции, исходя из формы массива, установленного постоянного его воздымания относительно вмещающих пород и принадлежности к неравновесным минеральным системам. Структура Центральной дуги представляет собой перколяционный кластер, через который происходит разгрузка избыточной эндогенной энергии, обуславливая таким образом, образование и распределение, наряду с другими, различных проявлений углеродистого вещества.

Введение

Из важнейших проявлений углеродистого вещества в палеозойском Хибинском нефелин-сиенитовом с фойдолитами и карбонатитами массиве раньше других [45, 46] внимание исследователей привлекли необычно высокие для магматических образований концентрации существенно углеводородных газов (УВГ). Вопросы их происхождения и распределения имеют как научное, так и практическое значение. Первое связано с проблемами (а) ассоциации высокой степени восстановленного флюида и сравнительно окисленной силикатной матрицы хибинских пород, (б) разработки моделей дегазации Земли, (в) влияния эндогенных факторов на формирование крупных промышленных скоплений углеводородного сырья, возобновляемости их запасов и взаимосвязи рудогенеза и нефтегазообразования. Второе определяется (а) необходимостью прогнозирования выделений природных горючих и взрывоопасных газов в рудничные горные выработки и минимизации потенциально вредного воздействия их на персонал и технологические процессы при эксплуатации апатитовых месторождений [39, 43], (б) перспективами использования газо-геохимических и газодинамических показателей для оценки напряженно-деформированного состояния породного массива и в качестве предвестников опасных проявлений горного давления, таких как горные удары и техногенные мелкофокусные землетрясения [2, 38, 67], (в) необходимостью оценки вклада метана и водорода, эманулирующих с поверхности Хибинского и Ловозерского плутонов, в формирование отрицательной аномалии озонового слоя над центральной частью Кольского полуострова [51].

Наряду с широко распространенными углеводородными газами, углерод в восстановленном состоянии входит также в состав микродисперсных битумоидов и твердого органического вещества. Редкие проявления графита представляют углерод в самородном виде.

Известные в Хибинском массиве с 50-х годов и более детально изученные к концу прошлого столетия, необычные для подобных комплексов проявления содовой минерализации, содержащей углерод в окисленной форме, считались предпосылками для открытия здесь промышленных месторождений природной соды [48, 55]. И хотя последующими детальными работами такие перспективы не подтвердились, минералогический и петрологический интерес к этим образованиям сохраняется. Характер выделения и закономерности локализации карбонатов натрия также могут быть использованы для прогнозирования опасных проявлений горного давления при отработке апатитовых месторождений [20].

Значительная часть углерода Хибин сосредоточена в породах карбонатитового комплекса, открытого в 1978 году в восточной части массива. Помимо важного петрологического значения, эти образования представляют интерес в отношении Ba-REE-Sr минерализации [14, 16, 17].

Перечисленные углеродистые соединения (как правило, восстановленные и окисленные по отдельности) в Хибинском массиве периодически и с разной степенью детальности изучались многими исследователями. Однако, до сих пор вопросы, касающиеся источников углерода, условий и механизмов образования и распределения таких соединений являются дискуссионными. В качестве возможного подхода к их пониманию или решению в настоящей работе путем ревизии, анализа и обобщения собственных и литературных материалов рассмотрены совместно основные формы нахождения углерода, выявлены их пространственные взаимосвязи и общие факторы происхождения.

Особенности состава и распределения углеродистых компонентов

Широкая известность Хибинского массива, наличие сотен публикаций, включая монографии, по его геологии, петрологии, минералогии, геохимии и минерагении избавляет нас от необходимости сколько-нибудь детального освещения здесь этих аспектов.

По совокупности имеющихся данных, плутон, сформировавшийся в позднедевонское время на контакте архейских гнейсов и протерозойской вулканогенно-осадочной толщи, имеет асимметричное зонально-концентрическое строение и сложен преимущественно нефелиновыми сиенитами (рис. 1), разделенными структурой так называемой Центральной дуги, или кольца, на две приблизительно равные по объёму части: внешнюю (массивные и трахитоидные хибиниты) и внутреннюю (лявочорриты и фойяиты). Иногда все эти разновидности нефелиновых сиенитов рассматриваются как единая интрузия фойяитов [21]. В комплекс Центральной дуги, помимо традиционного набора пород (уртитов, ийолитов, мельтейгитов, ювитов), очевидно, следует включать и обогащенные калием специфические нефелиновые сиениты – рисчорриты [60]. С этой структурой пространственно и генетически связаны месторождения апатито-нефелиновых руд. К ней же тяготеет большинство известных поздних пегматитовых и гидротермальных жил, а также трубок взрыва и даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород [1, 59]. На большем протяжении Центральной дуги наблюдается симметричная зональность: K-Na нефелиновые сиениты (хибиниты) ← рисчорриты ← мельтейгит-уртиты ← апатито-нефелиновые породы → мельтейгит-уртиты → рисчорриты → K-Na нефелиновые сиениты (лявочорриты и фойяиты). Эта зональность еще больше подчеркивается наличием по обе стороны от срединной структуры трахитоидных разновидностей нефелиновых сиенитов [6, 18] и участков интенсивной альбитизации их [53], содержащих, кроме того, многочисленные ороговикованные ксенолиты предполагаемой кровли

массива [35]. Имеющиеся геохимические, в первую очередь изотопные, данные свидетельствуют о мантийном (преимущественно деплетированном) источнике вещества массива и связанных с ним месторождений апатита, отсутствии или ограниченной контаминации коровым материалом (в основном, флюидными компонентами) и важной роли глубинного мантийного плюма в палеозойском щелочном магматизме и рудообразовании Кольской провинции [28, 42, 60, 65, 72].

Вблизи восточного контакта массива, на участке выклинивания пород Центральной дуги расположен карбонатитовый комплекс (рис. 1). Ядро комплекса, сечением около 1 км, сложено кальцит-альбитовыми, кальцит-биотитовыми, эгирин-кальцит-биотитовыми породами и карбонатитами (альбит-кальцитовыми, биотит-кальцитовыми и марганцовистыми кальцитовыми) и окружено штокверками кальцит-альбитовых пород, карбонатитов с Ba-REE-Sr минерализацией, фоскоритов и карбонат-цеолитовых пород [14, 16, 17, 73,]. Отмечены здесь также и содовые минералы [48]. Мощность отдельных жил достигает 20 м. Вмещающие фойяиты интенсивно карбонатизированы. Существенное место в пределах комплекса, прослеженного на глубину до 1600 м, занимают дайки и жилы лампрофиров и щелочных порфиров [16]. Отличительной особенностью хибинских карбонатитов является широкое развитие редкоземельной минерализации в их поздних типах [14, 17]. Кроме того, рассматриваемые карбонатиты отличаются от однотипных пород других комплексов Кольской провинции большей общей газонасыщенностью и повышенной долей углеводов в составе газовой фазы [16, 26]. По сравнению же с вмещающими нефелиновыми сиенитами характеризуются более высокими содержаниями диоксида углерода в газовой составляющей и концентрациями рассеянных битумов [16, 47]. Изотопный состав углерода хибинских карбонатитов ($\delta^{13}\text{C} = -7.8 \div -2.4 \text{ ‰}$, здесь и далее относительно стандарта PDB, [16, 73]) укладывается в интервал соответствующих значений для других карбонатитов мира. Rb-Sr изотопная систематика предполагает синхронное формирование карбонатитов и нефелиновых сиенитов массива из различающихся мантийных источников [64]. В то же время ряд геохимических данных допускают полигенность карбонатитов и возможность частичной коровой контаминации [73].

Другой тип карбонатной, преимущественно содовой, минерализации развит в породах Центральной дуги, практически на всем ее протяжении, но наиболее интенсивно и качественно разнообразнее – в юго-восточном и северо-восточной флангах, в относительной близости к карбонатитовому комплексу [56]. Ниже зоны выветривания, на глубинах от 200-500 до 1-2 км буровыми скважинами и горными выработками вскрыты блоки пород мощностью десятки и сотни метров с прожилково-вкрапленными содовыми минералами, важнейшими из которых являются натрит, термонатрит, трона, пирссонит (рис. 2) и натрон [56]. Кроме перечисленных встречены другие Na-карбонаты (шортит, тулюокит) и карбонат-фосфаты (сидоренкит, бонштедтит), карбонаты Ca, Mg, Fe, Mn (кальцит, арагонит, анкерит, родохрозит, сидерит), Ba (витерит, баритокальцит), Sr (стронцианит), Ce, Y и La-содержащие (бурбанкит, карбоцернаит, анкилит, жоньхуацерит, доннейит, эвальдит, маккельвиит) [20, 56]. В результате детальных исследований карбонатсодержащих гидротермальных жил Кукисвумчоррского апатито-нефелинового месторождения выявлена следующая общая последовательность минералообразования: микроклин-эгирин-натролит-кальцит-барит-доннейит-маккельвиит-органические соединения, т.е. в собственно карбонатную стадию сначала кристаллизуются безводные карбонаты Ca, Mg, Mn и Fe, затем редкоземельные и, наконец, натриевые карбонаты. На этом же месторождении установлена зональность смены гидротермальных минеральных парагенезисов, включая карбонатные, относительно рудного тела и, особенно, наиболее крупного здесь разлома [20].

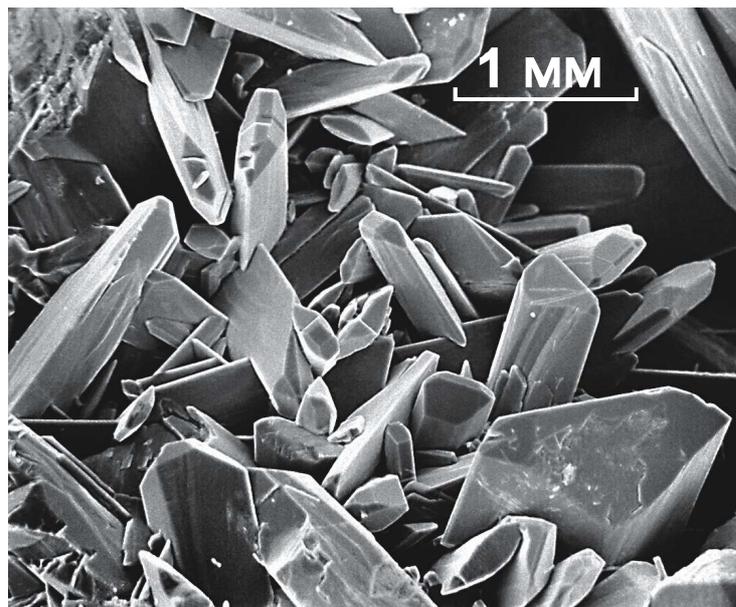


Рис. 2. Кристаллы пирссонита из термонаритито-содалито-микроклиновой жилы в уртиках, г. Кукисвумчорр [59].

Наряду с гипогенной содой и большей частью в ассоциации с ней, широким распространением пользуется гипергенная содовая минерализация, представленная большей частью гидрокарбонатами натрия [20, 11, 56]. На многих участках Центральной дуги, особенно в пределах апатито-нефелиновых месторождений, содовые выделения разного масштаба (рис. 3) пронизывают значительные участки пород, образуя структуры, сходные по морфологии нефелин-апатитовым и пегматитовым штокверкам и соответствующие по своей геометрии перколяционным кластерам [11, 21]. Такие кластеры обычно возникают при случайном распространении жидкости сквозь пористую среду [49]. Развитие содовых кластеров происходит преимущественно по латерали, согласно структурному плану месторождений и Центральной дуги в целом. Для изотопного состава углерода Na-карбонатов характерны более широкие вариации ($\delta^{13}\text{C} = -9.6 \div -0.9 \text{‰}$ [3, 56]) по сравнению с карбонатитовым комплексом.

Газовая фаза в Хибинском массиве представлена двумя основными морфологическими типами. Это (1) окклюдированные газы (ОГ), заключенные в изолированных микрополостях минералов, главным образом, в вакуолях флюидных включений, и (2) свободные газы (СГ), заполняющие системы трещин, преимущественно микротрещин, различной протяженности, раскрытости и связности [26]. Окклюдированные газы могут экстрагироваться из пород только при тонком измельчении образцов или нагревании их до высоких температур, а свободные способны к самопроизвольному выделению при вскрытии коллекторов земной поверхностью, шпуром, скважиной или горной выработкой. Обычно такое выделение происходит не сразу, часть газов некоторое время после вскрытия резервуара еще остается в микротрещинах. Эти остаточные свободные газы (ОСГ) могут извлекаться термовакуумной дегазацией образцов породы, например, керна буровых скважин, и, таким образом, косвенно характеризовать их насыщенность в отношении СГ.

Главным компонентом газовой фазы нефелиновых сиенитов, фойдолитов и апатитовых руд Хибин является метан, а в подчиненных количествах постоянно присутствуют молекулярный водород, гомологи метана (до пентанов включительно), азот (обычно смесь глубинного и атмосферного в невыясненных пропорциях), в качестве микрокомпонентов – гелий, аргон и ненасыщенные углеводороды. Иногда фиксируются

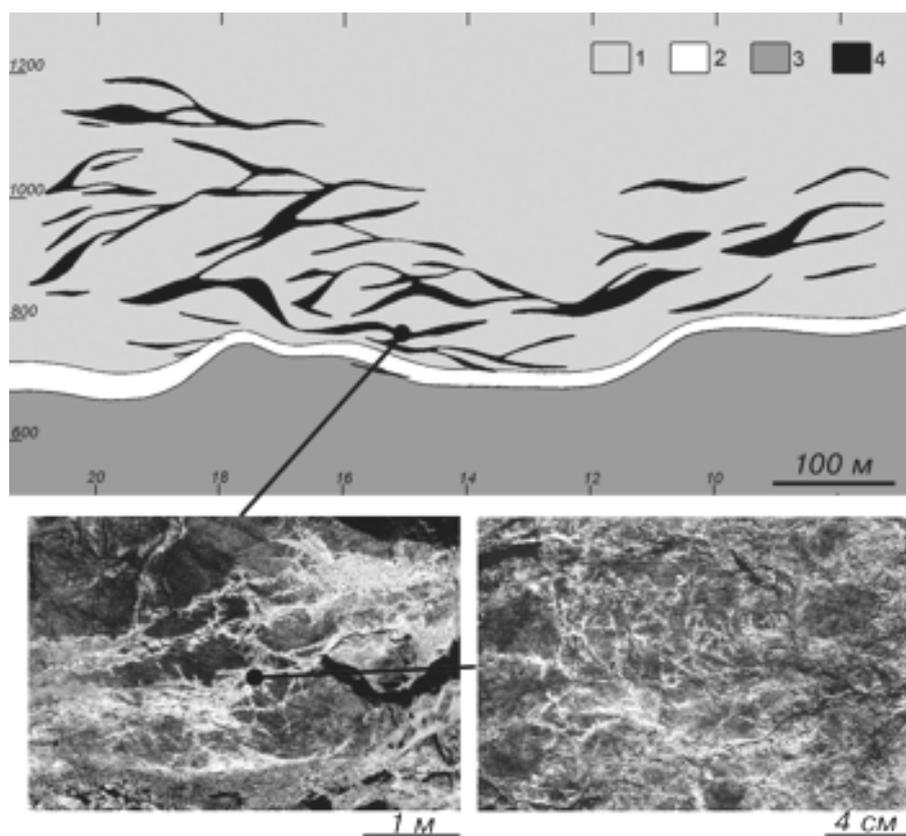


Рис. 3. Содовые кластеры в породах Расвумчорского апатитового месторождения [11].

1 – рисчорриты, 2 – апатито-нефелиновые породы, 3 – уртиты, 4 – проявления содовой минерализации.

незначительные концентрации оксида и диоксида углерода. Последний, однако, становится преобладающим в газовой составляющей карбонатитов [16, 26]. Обе формы нахождения газов характеризуются качественно одинаковым составом, однако соотношения индивидуальных компонентов в них различаются. В частности, для СГ характерны, в среднем, значительно более высокие содержания водорода, этана и гелия. Углерод УВГ обоих типов отличается тяжелым изотопным составом: $\delta^{13}\text{C}_{\text{C1-C5}}$ варьирует от -13.2 до -4.3 ‰ в ОГ и от -19.3 ÷ -11.8 ‰ в СГ [4, 5, 7, 9]. При этом наиболее примечательным является обратный по отношению к газам биогенного происхождения характер распределения изотопов в индивидуальных углеводородах: в ряду $\text{CH}_4 - \text{C}_2\text{H}_6 - \text{C}_3\text{H}_8$ концентрация ^{13}C уменьшается.

Распределение газов в массиве неравномерное. В частности, содержание окклюдированных газов в породах и минералах варьирует от десятых долей до 150 мл/кг и выше. Наибольший разброс этого показателя характерен для пород Центральной дуги, особенно уртитов и рисчорритов. При анализе закономерностей распределения этих газов установлена явно выраженная зональность по меньшей мере двух порядков: 1) в общей структуре массива выделяются зоны с повышенными содержаниями УВГ в нефелиновых сиенитах по обе стороны от Центральной дуги (рис. 1), в значительной степени совпадающие с участками альбитизации (рис. 4) [23, 26, 53]; 2) в породах апатито-нефелиновых месторождений выявлены околорудные газонасыщенные зоны ниже и выше рудных залежей (рис. 5 и 6), тогда как сами апатитовые руды отличаются, как правило,

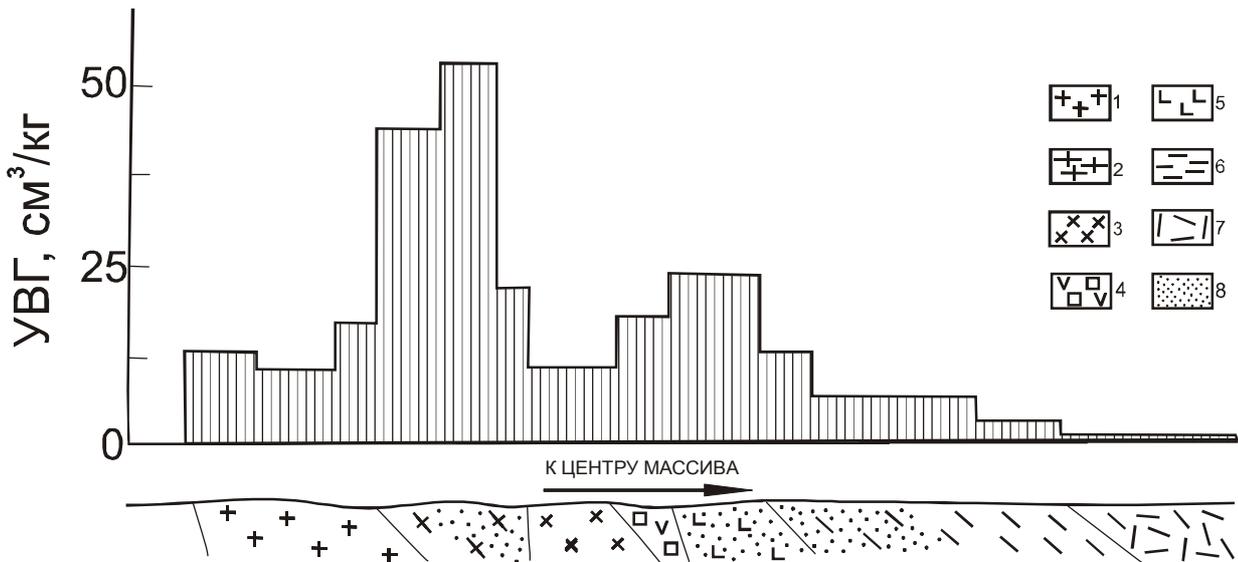


Рис. 4. Обобщенный характер распределения окклюдированных газов по сводному радиальному разрезу через Хибинский массив (по [26]).

1 – хибиниты массивные, 2 – хибиниты трахитоидные, 3 – рихсчорриты, 4 – мельтейгуртиты, 5 – лявочорриты, 6 – фойяиты трахитоидные, 7 – фойяиты массивные, 8 – зоны интенсивной альбитизации нефелиновых сиенитов.

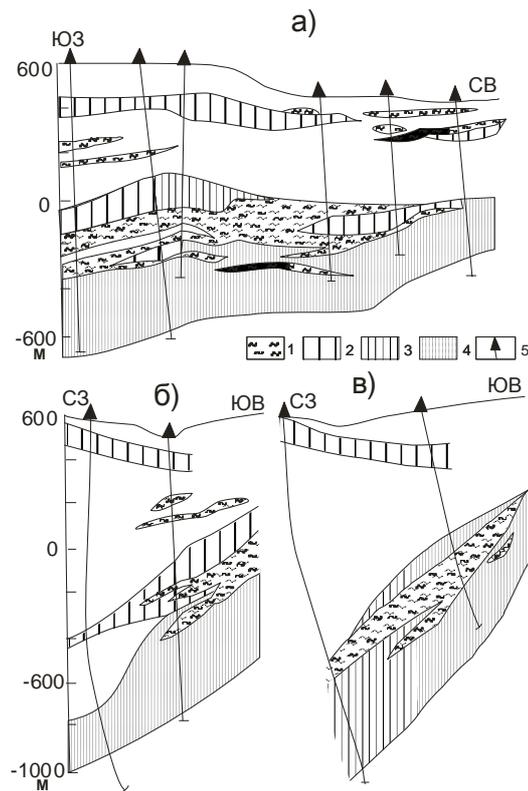


Рис. 5. Газонасыщенные зоны в продольном (а) и поперечных (б,в) разрезах через продуктивную толщу месторождения Олений ручей [26].

1 – апатито-нефелиновые руды; 2, 3, 4 - средние содержания окклюдированных газов (метана), соответственно 10-15, 15-30 и свыше 30 см³/кг; 5 – разведочные скважины.

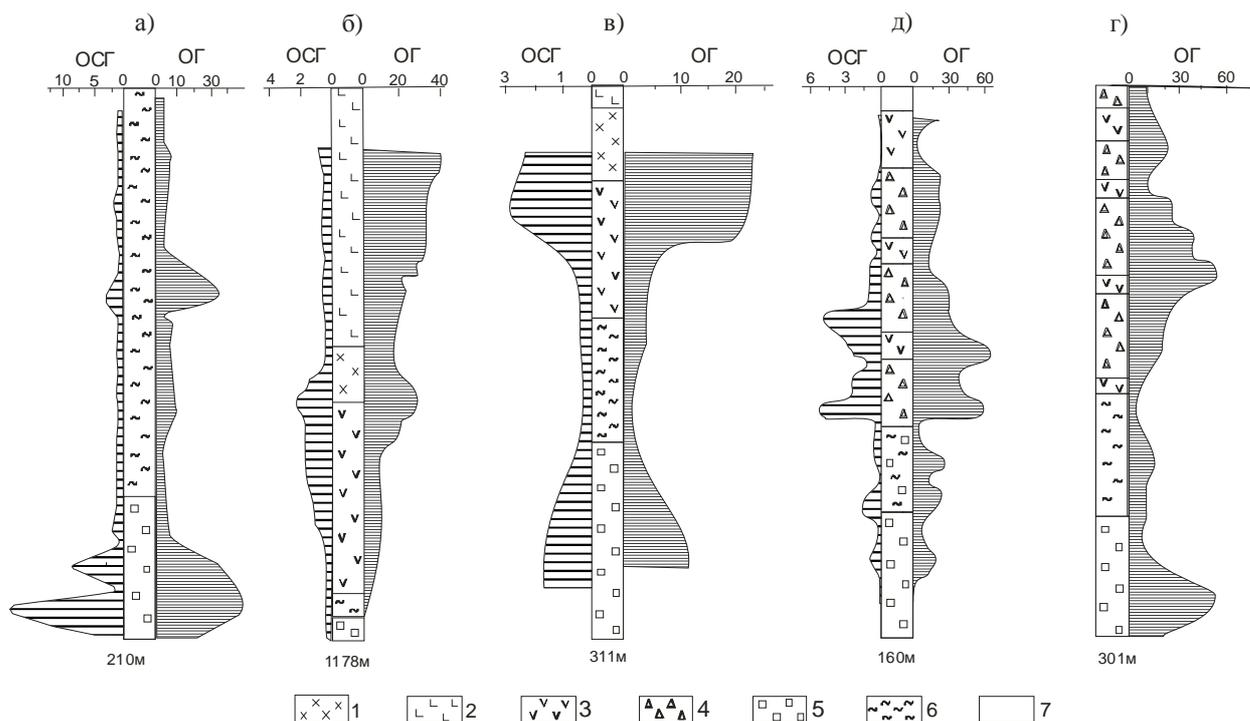


Рис. 6. Распределение окклюдированных (ОГ) и остаточных свободных (ОСГ) газов в керне разведочных скважин на месторождениях апатито-нефелиновых руд.

Скважины (номера): а – 477, б – 1258 (разрез начинается с глубины 473 м), в – 1266, г – 1667, д – 1666 (цифры под колонками – глубина скважин). Месторождения: Юкспорское (а), Кукисвумчоррское (б, в) и Куэльпорское (г, д). Породы: 1- рисчорриты, 2 – лавочорриты, 3 – ийолиты, 4 – ювиты, 5 – уртиты, 6 – апатито-нефелиновые руды, 7 – рыхлые четвертичные отложения.

низкими газосодержаниями [25,26]; аналогичная картина наблюдается иногда в нефелиновых сиенитах, вмещающих пегматиты [22].

Все известные более или менее значимые выделения свободных газов сосредоточены в пределах той же Центральной дуги (рис. 1). Отчасти это может быть обусловлено намного лучшей изученностью данной структуры в отношении СГ, поскольку именно здесь сосредоточены подземные горные выработки и большинство буровых скважин, относительно благоприятных для такого рода исследований. Тем не менее, в далеко не единичных скважинах за пределами дуги повышенного газовыделения пока не обнаружено. Результаты анализа подпочвенного воздуха также указывают на преимущественную локализацию эманаций свободных газов с поверхности в зонах Центральной дуги и контактов массива. В общем случае повышенные количества ОСГ в керне разведочных скважин и сравнительно высокий первоначальный дебит свободных газов в шпурах наблюдаются преимущественно на необводненных участках пород с также повышенным содержанием ОГ (рис. 6 и 7) и развитой системой микротрещин, окруженных практически непроницаемыми, монолитными или же с изолированными, несвязанными между собой микро- и макрополостями, породными блоками. Преобладающим является спокойное диффузионно-фильтрационное истечение газов из породного массива, реже наблюдаются выделения, которые можно отнести к струйным, а также пробулькивание пузырьков газа через воду. Совсем редко фиксировались интенсивные кратковременные выбросы газа и промывочной жидкости из буровых

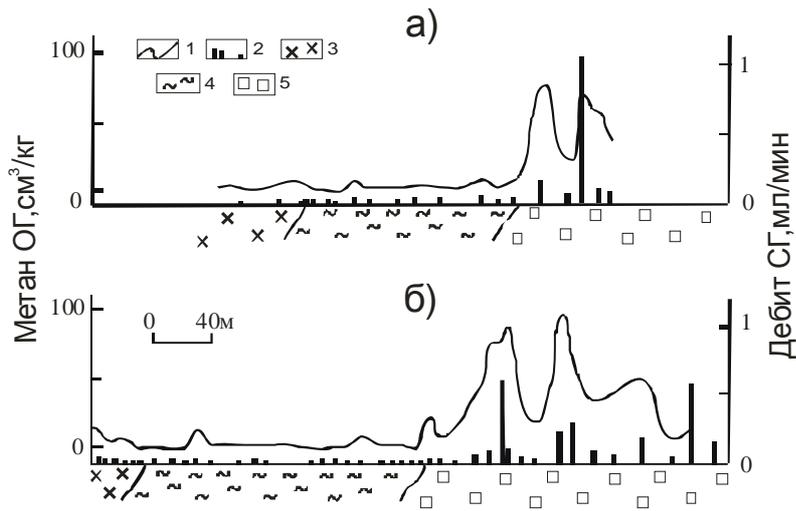


Рис. 7. Взаимосвязь основных морфотипов газовой фазы на месторождении Апатитовый цирк (а – гор. + 530 м, б – гор. + 470 м).

1 – распределение окклюзированных газов (метана); 2 – дебит шпуровых свободных газов; 3 – рисchorиты; 4 – апатито-нефелиновые руды; 5 – уртиты.

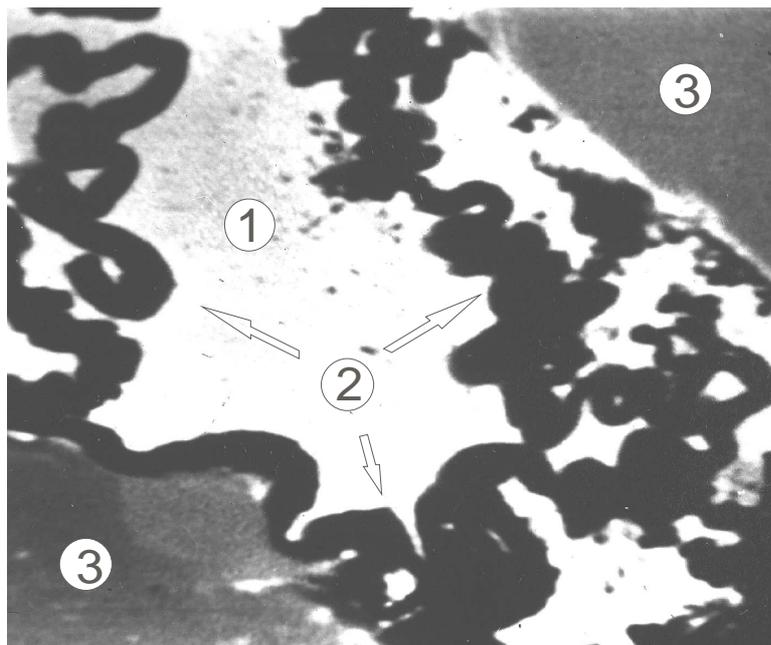


Рис. 8. Выделения твердого органического вещества (черное) в гидротермальной жиле, Кировский рудник.

1 – тулюкит, 2 – углеродистое вещество, 3 – пирссонит.

скважин. Как правило, интенсивность газовыделения резко снижается в первые минуты или часы после вскрытия резервуара. Дебит отдельных шпуров (глубиной 2 м и диаметром 40 мм) и грифонов не превышал 0.5 л/мин, скважин – 5 л/мин, однако чаще величина этого параметра на 1-2 порядка меньше. Продолжительность подобного выделения составляет от нескольких суток до 15 и более лет.

Помимо широко распространенных УВГ, углерод в восстановленной форме в Хибинах представлен также микродисперсными углеродистым веществом и битумами, углеродистыми минералами, органоминеральными и минералоорганическими соединениями, включая макропроявления органического (в химическом, но не генетическом смысле) вещества [19, 20, 32, 44, 46, 47, 54]. Содержание некарбонатного углерода в породах плутона составляет в среднем 0.04 % (здесь и далее по массе) и возрастает до 0.1 – 2.1 % в постмагматически измененных ийолит-уртитах и, особенно, в минералах пегматитов и гидротермальных жил. Концентрации рассеянных битумов (хлороформный экстракт) варьируют от 0.0001 до 0.01 % с максимальными значениями в измененных ийолит-уртитах, а также в ричесорритах и карбонатитах [47, 54]. Выделения концентрированного органического вещества (рис. 8), достигающие 5 см и более, могут быть сложены антраксолитом, керитом, импсонитом, альбертитом, асфальтитом, асфальтом, мальтой. Они известны в пегматитовых и гидротермальных образованиях Центральной дуги [19, 20, 54] и в карбонатитах (устное сообщение В. Яковенчука), отлагаются в большинстве случаев на завершающих стадиях гидротермального процесса [54,58,20]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода органического вещества находятся в пределах $-10.8 \div -31 \text{‰}$ [19].

Графит, являющийся элементной формой углерода, встречается в зонах альбитизации нефелиновых сиенитов, а также в пегматитовых и гидротермальных жилах, в виде мелкочешуйчатых или радиально-лучистых агрегатов (рис. 9) и в дисперсном состоянии [54,32]. Величина $\delta^{13}\text{C}$ графита составляет $-21 \div -19 \text{‰}$ [19].

Взаимосвязь и вопросы генезиса углеродистых веществ

Пространственная ассоциация свободных и окклюдированных углеводородных газов, подмеченная еще на первых этапах их изучения [46] и проиллюстрированная выше (рис. 6 и 7), наряду с близостью их химического состава обычно приводится в качестве аргумента в пользу общности происхождения обоих морфологических типов газовой фазы в щелочных комплексах [26 и др.]. Признавая справедливость такой аргументации, следует обратить внимание на то, что эта связь не всегда однозначна и не универсальна. Отсюда, учитывая также вытекающую из определения различную степень мобильности основных типов газовой фазы, условия, характер и длительность выделения свободных газов, предполагается, что одни участки пород потеряли первичные *in situ* образовавшиеся СГ, тогда как через другие осуществляется разгрузка газов, поступающих, вероятно, из глубоких частей массива. В ходе полувековых исследований УВГ в щелочных комплексах предлагались различные гипотезы их происхождения, в частности, за счет (а) ассимиляции магмой и последующего преобразования органического вещества осадочных толщ или более поздней миграции УВ из вмещающих пород, (б) абиогенного формирования в щелочном расплаве до- или в процессе магматической кристаллизации, (в) длительного, вплоть до современного, глубинного потока абиогенных газов (см. ссылки в [26, 40, 41]). К настоящему времени абиогенный генезис, в пользу которого особенно веско свидетельствуют изотопный состав углерода и связь образования УВГ с процессами становления массивов, достаточно очевиден. При этом наиболее обоснованной представляется точка зрения о постмагматическом происхождении большей части УВ за счет гидрогенизации рассеянного углеродистого вещества, эволюции магматического флюида или синтеза по известной реакции Фишера-Тропша ($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) в результате взаимодействия первично магматических минералов и остаточных флюидов (рис. 10). Такие предположения, обычно касающиеся окклюдированных газов, базируются на данных микроскопических наблюдений, термодинамических расчетов, изотопного состава водорода и термобарометрических измерений [23, 26, 27, 30, 40, 68, 69]. Исходный диоксид углерода, по-видимому, был

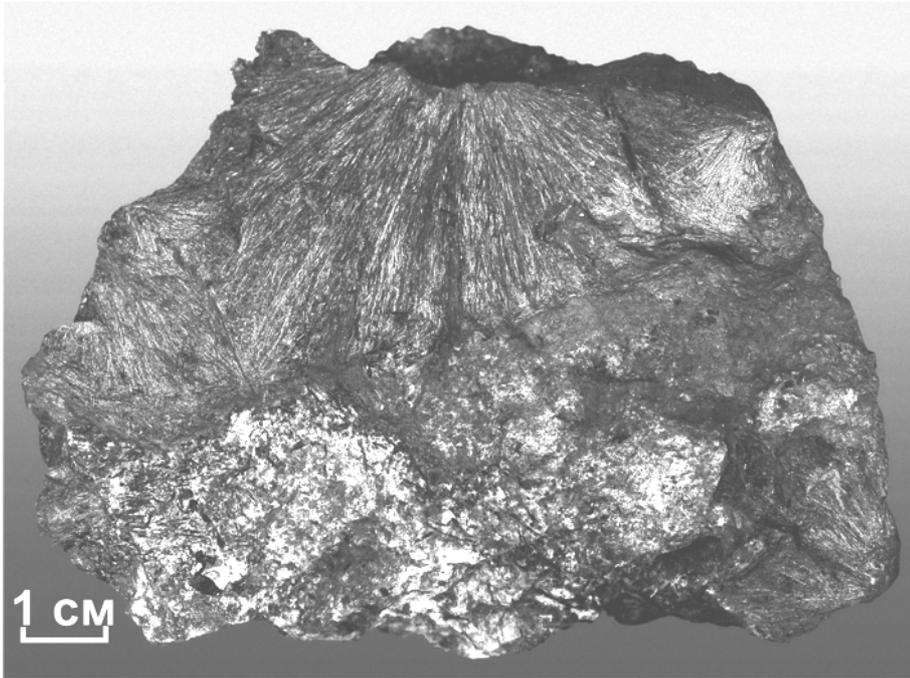


Рис. 9. Радиально-лучистые сростки графита и эгирина из эгирино-альбитовой жилы в фойяитах, г. Тахтарвумчорр [59].

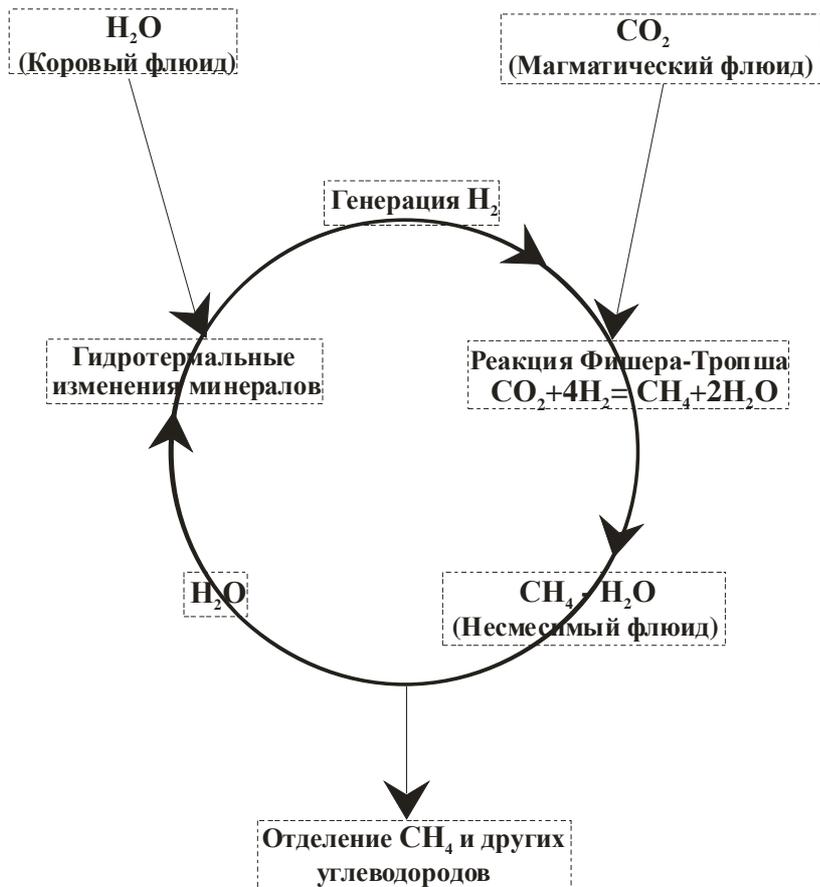


Рис. 10. Предполагаемая схема формирования углеводородов в агнаитовых магматических комплексах.

остаточным, магматического происхождения, а молекулярный водород мог поступать с глубинными эманациями и/или генерироваться в процессе образования эгирина, магнетита, канкринита и цеолитов, часто при структурной перестройке и замещении нефелина, по реакциям окисления и гидратации типа $3\text{Na}_3\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 9\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{SiO}_2 + 5\text{H}_2$ или $3\text{NaAlSiO}_4 + \text{Na}^+ + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O} + 0.5\text{H}_2$ [68, 69]. Наиболее интенсивное образование УВГ, захваченных флюидными включениями, происходило при давлениях меньше 2 кбар и температурах 400-200° С. Близость элементного и изотопного составов ОГ и СГ, наличие промежуточных по форме нахождения, переходных между ними газов (в межзерновых порах, замкнутых микротрещинах незначительной протяженности) наряду с пространственной взаимосвязью позволяют предполагать такой же механизм образования, возможно при еще более низких РТ параметрах, и свободных газов. Принимая во внимание выявленные разнообразные взаимосвязи состава и распределения окклюдированных газов, временных и пространственных вариаций характера выделения свободных газов с одной стороны, а с другой – геомеханических параметров и изменения напряженно-деформированного состояния породного массива [2, 38, 67], продолжающуюся геодинамическую и сейсмическую активность Хибин [31, 33, 34, 52 и др.], представляется, что наблюдаемые газы свободной фазы есть результат смешения в разных пропорциях газов, (1) оставшихся в микротрещинах при становлении щелочных комплексов после захвата флюидными включениями и потерь в процессе дегазации, (2) просачивающихся из глубоких частей массива, где они до настоящего времени генерируются по выше приведенной схеме и (3) вновь образующихся за счет механо-химических реакций [57] и частичного высвобождения ОГ в условиях постоянно изменяющегося напряженно-деформированного состояния породного массива.

Формирование содовой минерализации также, по крайней мере, частично, обуславливается изменением геомеханического состояния массива [11, 20]. Наряду с такой опосредованной связью УВГ и карбонатов натрия, давно подмечены повышенные содержания тех и других в одних и тех же зонах апатито-нефелиновых месторождений. Кроме того, экспериментально показана возможность их генетической связи [15]. О механизме возникновения гипогенных содовых минералов существуют различные предположения. В частности, их образование предполагается (1) из «эндогенных расплавов-растворов» [56], (2) вместе с твердыми органическими соединениями в результате низкотемпературной активности гидротермальных растворов местного происхождения на завершающей стадии эндогенного минералообразования [20]. Гипергенные карбонаты натрия могли формироваться (1) как продукт взаимодействия нефелина с фтористоуглекислыми грунтовыми или поверхностными водами [13], (2) за счет переотложения гипогенных содовых минералов [56], (3) в реакциях влажной углеводородной газовой фазы с виллиомитом и нефелином [15], (4) в результате воздействия CO_2 на продукты гидролиза высокощелочных силикатов [56] или (5) при реакциях диоксида углерода с разрушающимися при разгрузке тектонических напряжений агпаитовыми минералами, в первую очередь нефелином [11]. Многочисленные наблюдения фиксируют образование содовых минералов в керне скважин, пробуренных в напряжённых участках массива или поднятом с большой глубины. Первоначально монолитные, без видимой содовой минерализации куски керна в течение непродолжительного времени покрываются сетью трещин и белым содовым налетом.

Приведенные выше данные о распределении и взаимосвязях, главным образом пространственных, углеродистых соединений разнообразного состава и возможных механизмах формирования предполагают наличие неких общих факторов и в их происхождении. Таковыми могут являться единство источника углерода и движущих сил минералообразующих процессов.

И действительно, наблюдаемые в Хибинском массиве вариации изотопного состава всех форм нахождения углерода могут быть удовлетворительно объяснены равновесным и неравновесным фракционированием изотопов мантийного углерода с $\delta^{13}\text{C} \approx -5 \text{‰}$ (даже без привлечения так называемого рассеянного углерода мантии с $\delta^{13}\text{C} \approx -25 \text{‰}$) и хроматографическим разделением изотопов на путях движения флюидов [7, 8, 12, 63 и др.]. При этом вопрос о его ювенильности остается открытым, поскольку в настоящее время все большее признание и подкрепление изотопно-геохимическими данными получают предположения о взаимосвязи процессов субдукции океанической литосферы* и подъема мантийных плюмов, об участии рециклированного материала, в первую очередь летучих компонентов, включая углерод, в щелочном и карбонатитовом магматизме [29, 70] и, в частности, Кольской провинции [50, 62, 66]. Возможно, и в Хибинском массиве исходным был такой субдуцированный углерод или же смесь его с первичным мантийным. В то же время, последние предварительные данные об обнаружении в низкотемпературном конденсированном органическом веществе Хибин так называемых «биомаркеров», в данном случае гопанов и стеранов (Беттина Бискоу, персональное сообщение), допускают или возможность синтеза такого рода соединений абиогенным путем, или их сохранность в жестких термобарических условиях мантии, или же незначительный привнос действительно биогенного вещества метеорными водами на самых поздних стадиях минералообразования.

Представляется, что совокупность вышеизложенных материалов также вполне согласуется с рядом работ [10, 11, 20, 21, 64], объясняющих строение и формирование дифференцированного комплекса Центральной дуги с позиций теории перколяции. При этом в основу положены следующие особенности Хибинского массива: (1) форма массива в вертикальном разрезе, представляющая собой конусовидную колонну, расширяющуюся в приповерхностной части, предположительно, в результате дилатансии (разуплотнения); (2) непрерывное воздымание относительно пород рамы в течение длительного времени со скоростью до 1.0-1.5 мм в год [33]; (3) принадлежность к неравновесным, переполненным эндогенной энергией минеральным системам.

Отток этой избыточной энергии активно разгружающейся колонны твёрдофазной интрузии происходил и происходит по Главному кольцевому разлому (Центральной дуге), представляющему собой связную структуру протекания (перколяционный кластер) и фиксируемому телами апатит-нефелиновых пород, штокверками пегматитовых и гидротермальных жил, новообразованными карбонатами натрия и зонами газонасыщенных вмещающих пород. После возникновения этой структуры все последующие процессы дифференциации вещества, обусловленные неравновесностью минеральной системы, концентрируются преимущественно в ней. Помимо непрерывного перераспределения компонентов изначально недифференцированного вещества интрузии в восходящем потоке флюидов, отдельные импульсы разгрузки (разуплотнения) массива, после накопления в нём некоторого критического напряжения, по-видимому, были способны вызвать даже дифференциальные выплавки. В последующем, по мере падения градиента избыточной энергии и темпа «всплывания» массива, место расплавных выделений занимают пневмато-гидротермальные. Именно на эту фазу приходятся максимумы образования углеводородов и жильных карбонатов. Места локальной разгрузки слабеющего энергопотока трассируются также многочисленными дайками. Поступление в систему дополнительной энергии, очевидно, что глубинной, могло, в частности, обеспечиваться водородом, наиболее эффективным из всех флюидных компонентов теплоносителем [36, 37].

При разгрузке тектонических напряжений во всплывающем блоке горной породы (как и в поднятом с большой глубины керне) и при снижении температуры происходит, в

* Принимается не всеми авторами настоящей работы.

частности, изменение состава нефелина с высвобождением части натрия, железа и кремния и соответствующим изменением структуры минерала в сторону её упорядочения [10, 24]. Вероятно, эти элементы и послужили основой формирования региональных (в масштабе массива) и локальных зон и участков альбитизации и эгиринизации, пегматитовых и гидротермальных жил, подавляющее большинство которых, как уже отмечалось, приурочено к кольцевой структуре мельтейгит-уртитов и рисчорритов. На микроуровне аналогичный процесс наблюдается в кристаллах нефелина из пород, примыкающих к Центральной дуге: в краевых частях кристаллов происходило образование включений эгирина за счёт вещества нефелина, сопровождавшееся исчезновением напряжений в структуре последнего [24]. При этом отмечается постоянная пространственная связь газовых и эгириновых включений. Здесь же наблюдается постепенное вытеснение последних за пределы кристаллов нефелина.

Можно предположить, что распределение обоих морфологических типов газовой фазы также в значительной степени обусловлено развитием этой перколяционной зоны, поскольку, как было установлено [24], различия в составе и структурном состоянии нефелина (главного минерала-концентратора УВГ) определяются не принадлежностью к определённым комплексу пород, а положением относительно Центральной дуги. Зоны повышенной газоносности характерны для пород с упорядоченным нефелином, границы которых часто совпадают с положением зон региональной альбитизации [23]. Возрастание степени упорядочения состава и структуры нефелина имеет ту же направленность, что и возрастание газонасыщенности пород – от периферии и центра массива к срединной кольцевой структуре, имеющей длительную и сложную геодинамическую историю своего развития и являвшейся как проводником глубинных флюидных эманаций, так и источником флюидов, образующихся *in situ* [20, 32]. Этими флюидами и обусловлены структурные перестройки в породообразующих минералах окружающих нефелиновых сиенитов, региональная альбитизация и формирование углеводородных газов. Сами же штокверки пегматитов и гидротермальных жил, как и апатито-нефелиновые руды, обеднены газами, поскольку образование их было связано с разгрузкой напряжений по системе перколяционного кластера, сопровождавшейся потерями наиболее подвижных газовых компонентов.

С уменьшением подтока глубинной энергии, обусловленного, по-видимому, длительно существующими остаточными явлениями плюм-литосферного взаимодействия, и как следствие, со снижением темпа воздымания массива и избыточного напряжения, процессы минералообразования постепенно затухают, верхняя граница зоны также затухающей генерации углеводородов опускается. На завершающей стадии развития (вплоть до настоящего времени) рассматриваемой перколяционной структуры происходит формирование низкотемпературных «содовых кластеров», перераспределение свободных микротрещинных газов за счёт изменения напряженно-деформированного состояния локальных участков породного массива и, вероятно, незначительное по масштабам просачивание газовой фазы углеводородного состава, все еще образующейся в глубоких частях плутона.

Заключение

Углеродистое вещество в Хибинском массиве представлено окисленной (разнообразные карбонаты), восстановленной (углеводородные газы, дисперсные битумы, твердая «органика») и, в незначительной степени, элементной (графит) формами, имеющими научное и практическое значение. Исходным для них мог быть глубинный углерод мантии, первичный или рециклированный. Выявлены закономерности распределения и устойчивые ассоциации проявлений различных углеродистых соединений, а также связь их с главной долгоживущей структурой массива –

Центральной дугой (кольцом), сложенной мельтейгит-уртитам, апатито-нефелиновыми породами и рихсчорритами. Особенности локализации этих образований, как и пегматитовых и гидротермальных жил, даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород и апатито-нефелиновых руд объясняются с позиций теории перколяции, исходя из формы массива, установленного постоянного его воздымания относительно вмещающих пород и принадлежности к неравновесным минеральным системам. Структура Центральной дуги представляет собой перколяционный кластер, через который происходит разгрузка избыточной эндогенной энергии, обусловившая, в частности, образование и распределение различных углеродистых и углеродсодержащих соединений.

Дальнейшее комплексное изучение локализации всех форм проявления углерода в Хибинском массиве с использованием современных методов может не только пролить дополнительный свет на источник, характер и условия эволюции этого элемента в агпаитовых магматических системах, но и прояснить ряд более общих вопросов, связанных как с геохимией углерода, так и с геодинамикой формирования щелочных комплексов.

Авторы выражают признательность П.М. Горяинову, Г.Ю.Иванюку, В.Н. Яковенчуку за предоставление некоторых иллюстраций, обсуждение материала и полезные замечания, а также О.В. Нивину за техническую помощь в подготовке рукописи.

Работа выполнена при поддержке ИНТАС (проект № 01-0244) и Программы ОНЗ РАН (проект «Глубинные восстановительные флюидные системы в процессах нефтеобразования и нефтегазонакопления»).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР. 1988. 86 с.
2. Белов Н.И., Нивин В.А. Акустогеохимические индикаторы напряженного состояния и удароопасности скальных пород // Комплексная разработка рудных месторождений и вопросы геомеханики в сложных и особо сложных условиях (Мельниковские чтения): Труды Международного совещания.- Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1995. С. 56-62.
3. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибино-ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // ЗВМО. 1987. Ч. 61. Вып. 5. С. 532-540.
4. Войтов Г.И. Изотопные характеристики спонтанных газов Хибин // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 4. С. 975-978.
5. Войтов Г.И., Адушкин В.В., Гохберг М.Б. и др. О химической и изотопной нестабильностях газовых струй в Хибинах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 567-571.
6. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975. 254 с.
7. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М. 1973. 382 с.
8. Галимов Э.М. Проблемы геохимии углерода // Геохимия. 1988. № 2. С. 258-279.
9. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и CO₂, содержащихся в щелочных изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Илимауссакского массивов // Докл. АН СССР. 1967. Т.176. № 4. С. 914-917.
10. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС. 2001. С. 260-262.
11. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли, 1998. № 10. С. 40-45.
12. Гуцало Л.К., Плотников А.М. О фракционировании изотопов углерода в метане и углекислом газе гидротерм // Геохимия. 1990. № 12. С. 1677-1687.
13. Дорфман М.Д., Горощенко Я.Г., Сикорская Э.К., Дорфман А.Н. О взаимодействии нефелина с водными растворами фтористого натрия и углекислого газа // Геохимия. 1967. № 7. С. 786-795.
14. Дудкин О.Б. Геохимические особенности карбонатитов Хибинского массива и их место в ряду подобных им образований // Геохимия. 2001. № 7. С. 785-790.
15. Дудкин О.Б., Мазухина С.И. Углеводородные газы как одна из причин выделения соды в щелочных породах Хибинского массива // Докл. АН (Россия). 2001. Т. 380. № 4. С. 532-534.
16. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: КФ АН СССР. 1984. 98 с.

17. **Зайцев А.Н., Белл К., Уолл Ф., Ле Ба М.Дж.** Щелочно-редкоземельные карбонаты из карбонатитов Хибинского массива: минералогия и генезис // Докл. АН (Россия). 1997. Т. 355. № 2. С. 241-245.
18. **Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Арманд А.Л. и др.** Хибинский щелочной массив. Л.: Недра. 1972. 173 с.
19. **Зезин Р.Б.** Углеродистые вещества Хибинского щелочного массива (минералогия, геохимия, генезис). Автореф. дисс. к.г.м.-н. М. 1968. 43 с.
20. **Иванюк Г.И., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М.** Основные черты карбонатообразования в гидротермальных жилах Кукисвумчоррского месторождения // ЗВМО. 1996. Ч. 125. № 3. С. 9-23.
21. **Иванюк Г.И., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. и др.** Природный минералогический автоклав // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Том 2. Апатиты: МУП «Полиграф». 2002. С. 91-103.
22. **Икорский С.В.** Органическое вещество в минералах изверженных горных пород (на примере Хибинского щелочного массива). Л.: Наука. 1967. 120с.
23. **Икорский С.В.** О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива // Геохимия. 1977. №. 11. С. 1625-1634.
24. **Икорский С.В.** Типоморфные особенности состава и структурного состояния нефелина // Геохимия. 1980. № 5. С. 698-710.
25. **Икорский С.В., Фаныгин А.С.** О зональном распределении углеводородных газов в апатитовом месторождении Олений Ручей в Хибинах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 3. С. 686-683.
26. **Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.** Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука. 1992. 179 с.
27. **Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука. 1977. 234 с.
28. **Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометальных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 387-403.
29. **Когарко Л.Н., Хаин В.Е.** Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. АН, 2001. Т. 377. № 5. С. 677-679.
30. **Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д.** Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия. 1986. № 12. С. 1688-1695.
31. **Козырев А.А., Панин В.И., Мальцев В.А., Аккуратов М.В.** Прогноз горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений на Хибинских апатитовых рудниках // В кн.: Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты. 1998. С. 73-81.
32. **Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др.** Минералогия Хибинского массива, т. 1. М.: Наука. 1978. 228 с.
33. **Кузьмин И.А., Кременецкая Е.О., Тряпицын В.М. и др.** Землетрясения в Хибинах в ноябре-декабре 1993 года. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1994. 9 с.
34. **Марков Г.А.** Распределение напряжений в северо-восточной части Фенноскандии: влияющие факторы и возможность регионального прогноза // Отражение современных полей напряжений и свойств горных пород в состоянии скальных массивов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР. 1977. С. 73-77.
35. **Меньшиков Ю.П.** Минеральные ассоциации постмагматических жильных образований в породах Эвслогчоррской тектонической зоны Хибинского массива // Минеральные ассоциации и минералы магматических комплексов Кольского полуострова. – Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР. 1987. С. 49-54.
36. **Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.** К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. АН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535-537.
37. **Летников Ф.А., Дорогокупец П.И., Лашкевич В.В.** Энергетические параметры флюидных систем континентальной и океанической литосферы // Петрология. 1994. Т. № . С. 563-569.
38. **Нивин В.А.** О возможных газогеохимических и газодинамических критериях оценки тектонофизического состояния локальных участков изверженных горных пород //Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С.1453-1457.
39. **Нивин В.А.** Основные принципы и меры газобезопасного ведения подземных горных работ на рудниках ПО «Апатит» // Горный журнал. 1999. № 8. С. 34-36.
40. **Нивин В.А.** Газонасыщенность минералов в связи с проблемой происхождения углеводородных газов в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Геохимия. 2002. № 9. С. 976-992.
41. **Нивин В.А.** Углеводородные газы свободной фазы в нефелин-сиенитовых магматических комплексах как продукт природного abiогенного синтеза (в печати).
42. **Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.** Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // В кн.: Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. 2001. С.129-142.
43. **Нивин В.А., Икорский С.В., Пушкин М.Г.** Газоносность глубоких горизонтов апатитовых месторождений (Хибины) // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 54-58.

44. **Павлова М.А.** Битумы в изверженных и метаморфических породах Кольского полуострова. Автореф. дисс.к.г.-м.н. Л. 1983. 25 с.
45. **Петерсилье И.А.** Угледородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1958. Т. 122. № 6. С. 1086-1089.
46. **Петерсилье И.А.** Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука. 1964. 170 с.
47. **Припачкин В.А., Павлова М.А., Галахова Т.Н. и др.** Битумы хибинских карбонатитов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 6. С. 1424-1426.
48. **Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П.** Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С.124-128.
49. **Соколов И.М.** Размерности и другие геометрические показатели в теории проеткания // Успехи физ. наук. 1986. Т. 150. Вып. 2. С. 221-254.
50. **Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.** Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1996. 144 с.
51. **Сывороткин В.Л.** Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр». 2002. 250 с.
52. **Сырников Н.М., Тряпицын В.М.** О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830-833.
53. **Тихоненков И.П.** Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.-Л. 1963. 247 с.
54. **Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др.** Диагностика органического вещества в породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука. 1968. 152 с.
55. **Хомяков А.П.** Новый перспективный тип содового сырья // Природная сода и давсонитопроявления в СССР. М.: Наука. 1985. С. 62-79.
56. **Хомяков А.П.** Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука. 1990. 200 с.
57. **Царев В.П.** Особенности нефтегазообразования в зонах тектоносейсмической активации. Новосибирск: Наука. 1988. 192 с.
58. **Яковенчук В.Н.** Минералогия и условия образования карбонатов в гидротермальных жилах Кукисвумчоррского месторождения (Хибинский массив). Дисс... к. г.-м.н. Апатиты. КНЦ РАН. 1995. 189 с.
59. **Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П.** Минералы Хибинского массива. М. 1999. 326 с.
60. **Arzamastsev A.A.** Unique Palaeozoic intrusions of the Kola Peninsula. Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity (Russia). 1994. 80 pp.
61. **Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V. and Montero P.** Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions. Russian Journal of earth Sciences. V. 3(1). 2001. <http://rjes.agu.org/v03/tje01054/tje01054.htm>.
62. **Dauphas N. and Marty B.** Heavy nitrogen in carbonatites of the Kola Peninsula: A possible signature of the deep mantle // Science. 1999. V. 286. P. 2488-2490.
63. **Deines P.** The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. Earth-Science Reviews (58). 2002. P. 247-278.
64. **Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Konoplyova N.G., Pakhomovsky A.Ya., Yakovenchuk V.N.** Apatite deposits of the Khibiny massif as tectonic percolation clusters (в печати)
65. **Kramm U., Kogarko L. N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centres, Kola Alkaline Province. Russia. Lithos. 1994. V. 32. P. 225-242.
66. **Matsumoto T., Chen Y. and Matsuda J.** Concomitant occurrence of primordial and recycled noble gases in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. P. 35-47.
67. **Nivin V.A., Belov N.I., Treloar P.J. and Timofeyev V.V.** Relationships between gas geochemistry and release rates and the geomechanical state of igneous rock massifs. Tectonophysics. 2001. V. 336 (1-4). P. 233-244.
68. **Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J., Nivin V.A., Ting W., Ni P.** A preliminary study of methane inclusions in alkaline igneous rocks of the Kola igneous province, Russia: Implications for the origin of methane in igneous rocks. European Journal of Mineralogy. 1998. V. 10 (6). P. 1167-1180.
69. **Potter, J., Rankin, A. H. & Treloar, P. J.** The relationship between CH₄ and CO₂ inclusions and Fe-O-S mineralization in intrusions of the Kola Alkaline Province // Mineral deposits: Processes to processing, Ed. C. J. Stanley et al., Balkema, Rotterdam. 1999. V. 1. P.87-90.
70. **Ray J.S., Ramesh R. and Pande K.** Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. EPSL. 1999. (170). P. 205-214.
71. **Szaran J.** Carbon isotope fractionation between dissolved and gaseous carbon dioxide. Chemical Geology. 1998. (150). P. 331-337.

72. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al.** Low mantle plume component in Devonian Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related parent elements. Reprint. Apatity-Nancy-Bruxelles. 1999. 97 p.
73. **Zaitsev A.N.** Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina massif, Kola peninsula, Russia // The Canadian Mineralogist. 1996. V. 34. P. 453-468.

УДК 550.42:522.33

УЛКАНСКИЙ ПЛУТОН И ЕГО РЕДКОМЕТАЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ – ПРИМЕР ГРАНИТОИДНЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Недашковский П.Г.

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия, e-mail: fegi@online.marine.su

Рассмотрены геологическое строение, магматизм, генетические типы, рудные формации и условия формирования редкометально-редкоземельных, уран-молибденовых и золоторудных месторождений и рудопроявлений, размещенных в раннепротерозойском улканском вулканогенном прогибе и генетически связанных с Улканским рапакивигранитным плутоном. Предложена генетическая классификация рудопроявлений и оценены их перспективы.

Введение

Детальное изучение протерозойских редкометальных рудопроявлений в Улканском вулканогенном прогибе началось в 1960 году в связи с обнаружением здесь рудопроявлений бериллия и редких земель (Бугундя и др.). Свой вклад в поисково-съёмочные и тематические исследования внесли в разные годы Абисалов Э.Г., Болотников А.Ф., Гамалея Ю.Н., Егоров И.Н., Залищак Б.Л., Кириллов В.Е., Ленников А.М., Назаров М.Н., Недашковский П.Г. и др. [6 – 10, 15 - 20]. За последние 20 лет большой объем геологических исследований в районе Улканского прогиба выполнен В.А.Гурьяновым и руководимой им поисково-съёмочной партией Дальневосточного геологического управления (г.Хабаровск) [3-5]. В результате за 45 лет в сравнительно небольшой структуре Улканского прогиба выявлено около 150 рудопроявлений редких, редкоземельных и благородных металлов, тридцать из которых по прогнозным ресурсам Ве, Та, Nb, TR и Au определены по категориям P_1 и P_2 как крупные, средние и мелкие месторождения.

В Улканском прогибе установлены две металлогенические эпохи рудообразования: раннепротерозойская (1721-1670 млн. лет) редкометально-редкоземельная, генетически связанная со становлением Улканского вулcano-плутона рапакивигранитной формации, и позднепротерозойская (1300-1150 млн. лет) уран-золоторудная, связь которой с гранитоидным магматизмом не установлена. Локализация в одних и тех же дизъюнктивных структурах прогиба разнотипных и разновозрастных рудопроявлений обусловила комплексный состав месторождений. Примерная систематика генетических типов и рудных формаций Улканского прогиба с краткой характеристикой прилагается в таблице 1. В данном очерке описываются промышленные типы только редкометальных месторождений бериллия, тантала и ниобия. По многообразию типов и масштабности рудопроявлений и месторождений Улканский прогиб оценивается как новая редкометальная провинция России [7, 13], а Улканский щелочногранитный интрузив с примыкающими к нему участками прогиба, характеризующиеся большим сосредоточением рудных объектов разного ранга и происхождения, выделен В.А.Гурьяновым [4] как Улканский редкометальный район Дальнего Востока.

Таблица 1.

Генетические типы и рудные формации месторождений и рудопроявлений Улканского прогиба

Рудовмещающие и рудоносные породы	Генетический тип рудопроявлений	Структурно геологические условия локализации оруденения	Рудные формации (поэлементные)	Главные рудные минералы	Элементы-примеси в рудах	Название рудопроявлений; возраст млн. лет
Граниты рапакиви главной фазы интрузивной фазы	S-Fe-Mn фельдшпатиты: а) магнетит-полевошпат-кварцевые б) кварц-хлорит-альбит-гематит-сульфидные в) гельвин-диопсид-пироксмангитовые	Штокверковые и жиллоподобные тела метасоматитов в зонах дробления и катаклаза в гран-итах рапакиви	(Be) бериллиевая	Фенакит, берtrandит, циртолит, сфен	F, Zr, Sn, U, Th	Бугундя
Лейкограниты дополнительной интрузивной фазы	Грейзены (топаз-биотит-кварцевые) и кварц-молибденитовые штокверки	Плащевидные тела в апикаль-ных частях лейкогранитных штоков, штокверки в прикон-тактовых зонах лейкогранитов	(Sn-W) олововольфрамовая	Касситерит, вольфрамит, колумбит, молибденит	Nb, Na, Li, F, Y/TR=0.18	Эвклазовое Гельвиновое, Сфалерито-вое, Гентгельвиновое
Щелочные граниты заключительной фазы	Пегматиты (астрофиллит-рибекитовые)	Жилы в надинтрузивной зоне щелочногранитных штоков	(Be-Zr-Ta-Nb) бериллий-цирконий-тантал-ниобиевая	Фенакит, циртолит, пиро-хлор, бастнезит, колумбит, берtrandит	Li, F, TR, Th, Y/TR=0.40	Север-1 и Север-2, Север-ный Ныгваган, Пегматитовое 1728±30
Фениты	Штокшайдеры (эгрин-альбит микроклиновые)	В приконтактовых зонах щелочногранитных тел	Та же	Те же	Y/TR=1.60	Верхняя Бугундя, Поло-винка 1670±50
Субщелочные вулканы	Альбититы (эгрин-арф-ведсонитовые)	В катаклазитах среди трещиноватых вулканытов	(TR-Zr-Hf) редкоземельная	Монацит, циркон, циртолит, рутил	Li, Y	Альбититовое, Бириндя 1720±23

Таблица 1 (окончание).

Рудовмещающие и рудоносные породы	Генетический тип рудопроявлений	Структурно-геологические условия локализации оруденения	Рудные формации (поэлементные)	Главные рудные минералы	Элементы-примеси в рудах	Название рудопроявлений; возраст млн. лет
Щелочные дайки	Автометасоматиты по грорудитам (эгириновые альбитовые)	Метасоматически измененные дайковые тела в трещинах северо-западного простирания	(U-TR) уран-редкоземельная	Настуран, пирохлор, чевки-нит, гагаринит, уранинит	Nb, Zr, Y, Y/TR=1.02	Эталон, Ключ
Поздние субвулкантические интрузивы риодацит-порфиров, трахитов, вулканы, граниты рапакиви, покровы	Эйситы (апатит-альбит-кварцевые) Березиты (серцит-гидро-слодисто-кварцевые) Аргиллизиты: а) каолинит-иллитгидрослюдистые б) гематит-кварц-гидрослюдистые	Жилы, гнезда и прожилки с гематитом в гидротермально-измененных вулканитах В разрывных трещинах среди покровов трахиодацитов, гранитов, диабазов В игнимбритах и туфах трахириолитов и трахитов Среди пористых риодацитов и трахириолитов	(TR-U-TR _{Ce}) уран-редкоземельная (Au-U-Mo-Ag) золото-уран-молибденовая (U-Mo) уран-молибденовая (Ta-Nb-Be-Ce) редкометалльная	Ксенотим, уранинит, синхизит, гематит, ильменорутил Молибденит, настуран, вульфенит, иордзит, рутил, самородное золото Молибденит, урановые смолки, настуран, рутил Гематит, гетит, эвксенит, циркон, бертрандит, рутил, флюорит	Nb, Ta, Sr, Gd, La Zn, Cu, Pb, As	Боковое, Тангукта 1250±40 Южное 1196±62 Междуречное, 1236±50 Западное (Элгэгэ) 1200±50 Красная горка, 988-880±30

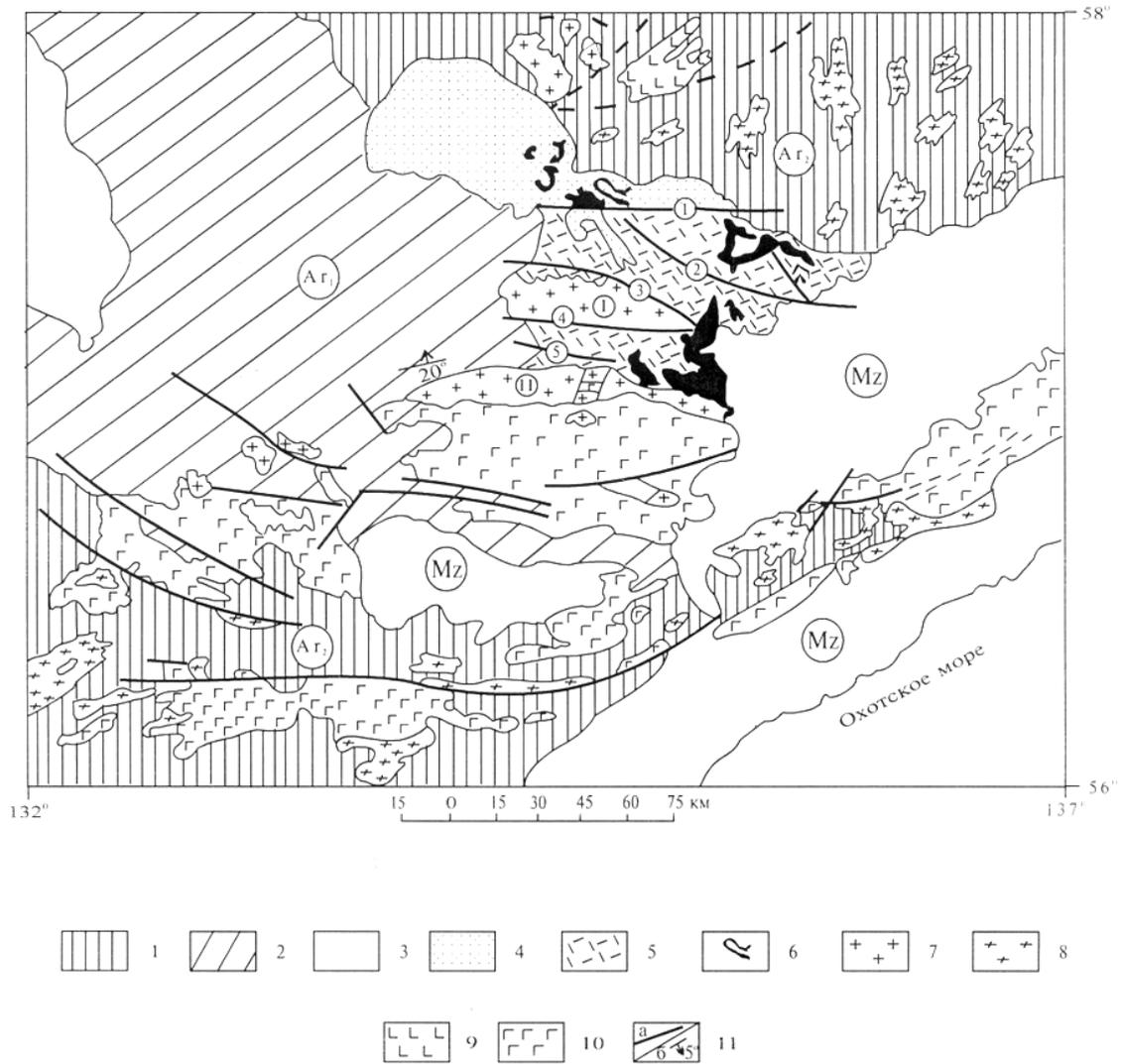


Рис.1. Геологическая схема юго-восточной окраины Алдано-Станового щита (Северо-Азиатского кратона по Смелову А.П. и др., 1998.

1 – позднеархейские метаморфиты станового комплекса; 2 – раннеархейские метаморфиты алданского комплекса; 3 – мезо-кайнозойские образования; 4 – позднепротерозойские вулканогенно-терригенные породы гонамской свиты; 5 – раннепротерозойские вулканы элгэтэйской свиты; 6 – раннепротерозойские диабазовые порфириды; 7 – гранитоиды улканского комплекса (массивы: I – Улканский, II – Южно-Учурский); 8 – гранитоиды древнестанового комплекса; 9 – габброиды; 10 – анортозиты джугджурского комплекса; 11а – разломы: 1 – Учуро-Маймаканский, 2 – Улканский, 3 – Бириндинский, 4 – Северо-Учурский, 5 – Южно-Учурский; 11б – элементы залегания пород.

Геологическое строение Улканского прогиба

Улканский прогиб располагается на юго-восточной окраине Алданского щита и выполнен раннепротерозойскими вулканогенными образованиями улканской серии, занимающими промежуточное положение между кристаллическим фундаментом Алдано-Станового щита и платформенным чехлом (рис. 1). Сложена вулканогенная серия тремя красноцветными свитами (снизу вверх): топориканской кварцево-песчаниковой, улканской трахибазальтовой и элгэтэйской базальт-трахириолитовой с общей мощностью

до 3000 м. Абсолютный возраст вулканитов 1840-1720 млн. лет [23]. В центральной части прогиба вулканиты прорываются многофазным Улканским гранитоидным плутоном площадью 750 км². Южнее размещается крупная (900 км²) трещинная Южно-Учурская интрузия гранофировых гранитов. Мелкие тела улканских гранитоидов встречаются в разных частях прогиба и за его пределами. Улканский плутон сложен породами трех интрузивных фаз: 1) улканской с возрастом внедрения 1721±10 млн. лет (сиенито-диориты, граносиениты, рапакивиподобные граниты), 2) лейкогранитной (субщелочные лейкограниты, дайки гранит-порфиров и комендитов) и 3) ныгваганской (щелочные граниты и пегматиты, дайки грорудитов и рокалитов) с возрастом 1690±20 млн. лет. Положение интрузий и их конфигурация отчетливо контролируются разрывной тектоникой: сочетанием субширотных, дуговых и северо-западных разломов. Рудоносные пегматиты, метасоматиты и гидротермалиты в большинстве своем размещаются внутри Улканского плутона и в его обрамлении, подтверждая зонально-куполовидную структуру Улканского рудного района (рис. 2).

Структура Улканского рудного района, определяется серией разнонаправленных разломов субширотного (Бугундинский, Северо-Учурский) и субмеридионального (Верхне-Бириндинский, Нимарский и Южно-Маймаканский) направлений, на пересечении которых размещается Улканский плутон (рис. 2). Главной рудоконтролирующей структурой для раннепротерозойских месторождений является Улканский региональный разлом, пересекающий плутон в северо-западном направлении. Он проявляется серией разрывов и сколовых трещин в зоне шириной до 6 км и протяженностью до 50 км, ограничивающей размещение лейкогранитных и щелочногранитных интрузивов, пегматитовых полей, жильных и дайковых тел и гидротермально-метасоматических рудных зон в катаклазированных гранитоидах. При этом и граниты, и вулканиты были подвержены дроблению на блоки, переместившиеся в разных направлениях, что свидетельствует о многократном проявлении процессов сжатия и растяжения в шовной полосе Улканского разлома. Рудно-метасоматические тела формировались преимущественно в местах пересечения трещин разных направлений.

Магматизм. В многофазном Улканском плутоне выявлено несколько геохимических типов потенциально рудоносных гранитов, с которыми генетически или парагенетически связаны рудопроявления раннепротерозойской металлогенической эпохи. Наиболее ранние рудопроявления ассоциируются с рапакивиподобными гранитами главной интрузивной фазы, в парагенетической связи с которыми проявился многостадийный метасоматоз (фельдшпатизация, сера-железо-марганцевый метасоматоз, окварцевание), развивавшийся синхронно с импульсами трещинообразования и катаклаза в рапакивигранитном интрузиве. Во всех разновидностях этих метасоматитов проявлены бериллиевое и цинк-бериллиевое оруденение (табл. 1).

Второй рудоносной тип представлен лейкогранитами дополнительной интрузивной фазы, появление которых завершает эволюцию субщелочных расплавов. С ними ассоциируются апограниты, топаз-биотит-кварцевые грейзены (цвиттеры) с вкрапленностью касситерита, вольфрамит, циркония и колумбита, молебденит-кварцевые прожилковые штокверки, размещающиеся в апикальных выступах и приконтактных участках лейкогранитных штоков. По степени редкометальности они соответствуют геохимическому типу субщелочных агпайтовых редкометальных гранитов [12]. Третий рудоносный тип представлен щелочными гранитами заключительной интрузивной фазы с приконтактными пегматоидными штокшайдерами и жильными телами щелочно-гранитных пегматитов с тантал-бериллий-циркониевой минерализацией и зонами эгирин-арфведсонитовых альбититов и фенитов с цирконий-редкоземельным оруденением. По петрогеохимическим характеристикам щелочные граниты относятся к геохимическому типу щелочных редкометальных агпайтовых гранитов [12].

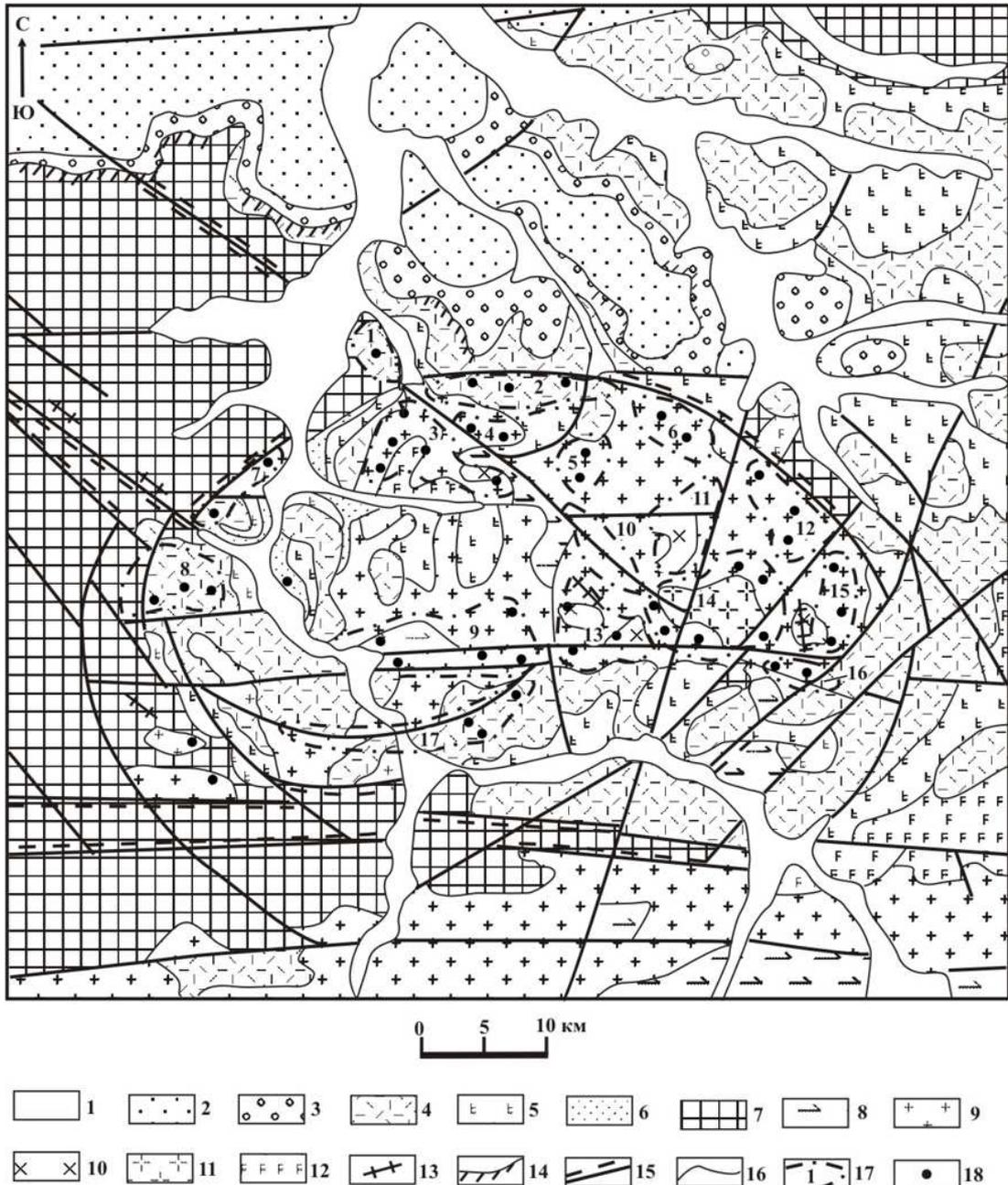


Рис. 2. Схема геологического строения Улканского рудного района по [4].

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2-3 – уянская серия нижнего рифея (2 – конкулинская, 3 – бириндинская) свиты; 4-6 – улканская серия нижнего протерозоя (4 – элгэтэйская, 5 – улкачанская, 6 – топориканская) свиты; 7-8 – образования кристаллического фундамента нерасчлененные (7) и анортозиты древнеджугджурского комплекса (8); 9-13 – раннепротерозойские интрузии: (9-11) – гранитоиды первой (9), второй (10) и третьей (11) фаз улканского комплекса, (12-13) – дайки габброидов маймаканского комплекса; 14 – коры выветривания; 15 – зоны разломов и связанных с ними тектонитов; 16 – геологические границы; 17 – рудные поля (1 – Топориканское, 2 – Топорикано-Бириндинское, 3 – Верхнетопориканское, 4 – Командное, 5 – Бириндьянское, 6 – Правобириндинское, 7 – Учурское, 8 – Элгэтэйское, 9 – Тангуктинское, 10 – Бырайинское, 11 – Бугундьянское, 12 – Орлиное, 13 – Тарынахское, 14 – Ныгваганский рудный узел, 15 – Восточное, 16 – Курахандинское, 17 – Южно-Улканское); 18 – месторождения и проявления.

К четвертому рудоносному типу отнесены щелочно-гранитные дайки грорудитов,

интенсивно альбитизированные и эгиринизированные, с редкоземельным оруденением.

Гранитоиды Улканского плутона, и комагматичные им элгэтэйские вулканиты, обогащены щелочами и железом и обеднены глиноземом, магнием и кальцием. Сложены вулканиты и плутониты аналогичными по составу породообразующими минералами: анортоклазом, альбитом, редко олигоклазом, высокожелезистыми пироксенами ($f_{\text{общ.}}=70-90\%$), амфиболами ($f_{\text{общ.}}=76-98\%$), аннит-сидерофиллитовыми слюдами ($f_{\text{общ.}}=78-90\%$), кварцем и более чем 40 видами акцессорных минералов. В щелочных гранитах и пегматитах развиты рибекит, эгирин, астрофиллит также с высокой общей железистостью.

На петрохимической диаграмме Бородина Л.С. $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - \text{A}_c$ [1] составы улканских вулканоплутонитов располагаются в одних и тех же полях щелочности: в известково-щелочном, субщелочном и щелочном. При этом каждому полю щелочности соответствуют гранитоиды одной интрузивной фазы с сингенетичными вулканитами и дайками аналогичного петрохимического профиля, что подтверждает комагматичность этих образований.

Результаты количественных определений акцессорных элементов (табл. 2) показали, что граносиениты и рапакивиподобные граниты в сравнении с типовым гранитом рапакиви несколько обеднены барием и стронцием при кларковых содержаниях остальных элементов. Щелочные граниты обогащены фтором, цирконием, иттрием, а щелочные пегматиты и грорудиты характеризуются очень высокими концентрациями циркония, вольфрама, ниобия, иттрия и тантала. Отчетливо прослеживается резкое накопление названных элементов в поздних дериватах исходного магматического очага. По содержаниям и соотношениям рубидия и стронция на диаграмме $\text{Rb}/\text{Sr} - \text{Sr}$ [22] улканские гранитоиды ранней фазы (сиениты, граносиениты, гранофиновые и рапакивиподобные граниты) соответствуют производным глубинных расплавов мантийно-корового состава (рис. 3). Лейкограниты и сопровождающие их дайки гранитпорфиров и сиенитпорфиров соответствуют малоглубинным типично коровым расплавам. А щелочные граниты и пегматиты сопоставляются с умеренноглубинными типично коровыми образованиями. Предполагается, что очаги гранитоидных расплавов формировались на разных глубинах земной коры.

Редкометалльные метасоматиты Улканского рудного района

В таблице 1 приведена систематика генетических типов и рудных формаций редкометалльных рудопроявлений Улканского рудного района, ассоциирующихся с раннепротерозойскими гранитоидами. Почти все изученные рудопроявления имеют комплексный состав руд при главенствующей роли бериллия, тантала, ниобия или редких земель и золота, проявленные в разнотемпературных метасоматитах: кварц-полевошпатовых фельдшпатитах, субщелочных грейзенах, фенитах, щелочных пегматитах, штокшайдерах, альбититах и гидротермалитах. Каждый генетический тип рудоносных метасоматитов характеризуется по обобщенным данным нескольких аналогичных месторождений без перечисления их названий, но с учетом промышленной значимости.

Фельдшпатиты. Высокотемпературный кварц-полевошпатовый метасоматоз проявился в зонах трещиноватости гранитоидов в два этапа – субщелочной фельдшпатизации и диопсид-гельвин-пироксмангитового инфильтрационного замещения. Каждый этап совершался в две стадии (прогрессивную и регрессивную) вслед за импульсами тектонической активности. В результате первого этапа по возникшим катаклазитами сформировались фельдшпатиты двух рудоносных минеральных парагенезисов (фаций): кварц-полевошпатовые с фенакитом и бертрандитом и кварц-хлорит-флюорит-сульфидные с эвклазом и сфалеритом. Во второй этап образовались

Таблица 2.

Средние содержания элементов (в г/т), индексы редкометальности (ИР) и индексы концентрации (ИНК) в вулканитах и гранитоидах Улканского плутона

	1(26)	2(81)	3(18)	4(20)	5(14)	6(28)	7(54)	8(32)	9(38)	10(12)	11(3)	12(5)	13(3)	14(5)	15(12)	16(8)	17*
F	2500	375	2300	2280	1900	3600	2200	2800	3200	3000	2400	1600	2600	2500	2300	2100	1755
Li	18	10	20	15	29	14	40	68	90	230	38	27	36	40	223	145	37
Rb	212	135	240	167	146	152	262	316	290	520	272	156	168	210	930	317	293
Be	5.8	5.0	4.8	3.8	6.0	6.6	8.0	6.0	18.0	80	6	3	3.5	7	6	16	4.2
Ba	960	384	860	980	820	860	880	166	100	120	104	355	210	120	346	360	1450
Sr	93	35	148	168	46	165	176	18	20	15	18	25	16	15	22	18	125
Mo	5.4	2.0	5.0	6.0	6.5	5.0	7.2	5.2	6.1	9.6	4.7	2.3	2.2	5.7	3.8	1.4	2.4
W	6.0	-	4.2	22	10	19	21	34	16	106	8	11	7	12	18	19	3.2
Sn	8.0	1.8	7.0	6.6	6.5	9.4	10.6	18	18.7	24	18	6	6.8	18	12	16	38
Ta	9.6	-	9	10	9.2	10	16	20	22	40	20	8.3	16	12	20	34	18.5
Nb	90	80	84	92	92	106	150	180	213	568	161	86	94	116	186	212	320
Zr	510	580	610	665	786	844	810	566	1160	2140	950	730	780	868	2850	3260	2170
Y	89	63	67	99	77	70	62	60	94	1100	86	48	86	88	1112	1023	34*
Ce	240	97	180	290	358	300	320	168	416	472	294	120	160	264	460	397	110*
La	168	55	100	170	319	156	186	129	124	103	164	140	156	302	222	192	60*
Nd	120	64	64	96	197	110	124	62	127	158	76	80	88	310	120	97	46*
Σ	617	215	411	655	951	636	692	419	761	1833	620	388	490	964	1814	1709	
TR+Y																	
ИР	500	131	575	388	380	576	660	5843	10133	11250	6098	770	2346	4630	7130	2520	3510
Nb/Ta	9.4	-	9.3	9.2	10	10.6	9.4	9.0	9.7	14.2	8.1	10.4	5.9	9.7	9.3	6.3	16.7
ИНК	5.0	-4.0	0.8	10.3	10.9	9.7	12.7	12.1	15.6	97.3	13.5	-0.5	1.4	13.8	50.0	44.3	11.6

Примечание: 1 - риолиты, 2 - трахиродациты, 3 - трахиты, 4 - сиениты, 5 - гранофиды, 6 - граносиениты, 7 - граниты ралакиты, 8 - лейкограниты, 9 - щелочные граниты, 10 - щелочногранитные пегматиты, 11 - командиты, 12 - бостониты, 13 - селесбергиты, 14 - пантеллериты, 15 - гродуидиты, 16 - рокалиты, 17* - кларки в гранитах ралакиты (Таусон и др., 1982). В скобках - число проб ИР=F(Li+Rb/Ba+Sr) (Козлов, 1987). ИНК=(C₁/K₁+...+C_n/K_n)-n, где C₁ - содержание элементов, K - кларк элемента, n - число элементов.

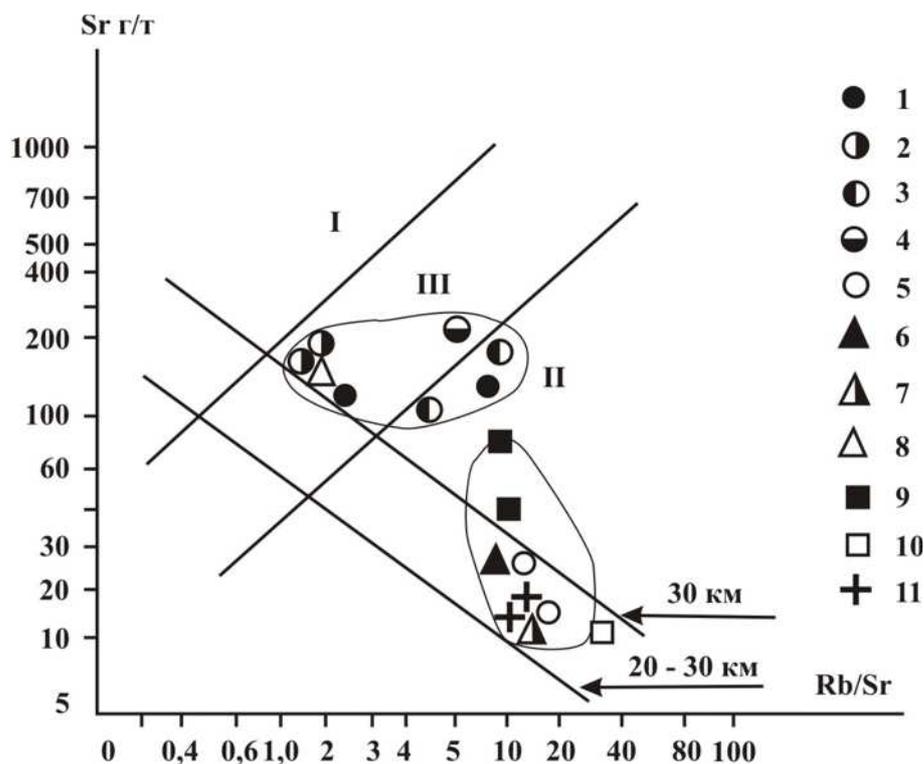


Рис. 3. Диаграмма Sr - Rb/Sr для гранитоидов улканского комплекса.

1 – рапаквиподобные граниты; 2 – граносиениты; 3 – гранофировые граниты; 4 – сиениты; 5 – лейкограниты; 6 – кварцевые порфиры; 7 – гранит-порфиры; 8 – сиенит-порфиры; 9 – щелочные граниты; 10 – щелочногранитные пегматиты; 11 – дайки комендитов и грорудитов. I – поле мантийных магм; II – поле мантийно-корových магм; III – поле типичных корových магм. Прямые – линии глубинности по [22].

диопсид-гельвин-пироксмангитовые метасоматиты с замещающими их гентгельвин-магнетитовыми гидротермалитами.

В центральной части Улканского интрузива в пределах слабо эродированного блока гранитов рапакви изучено около двух десятков рудопроявлений бериллия этого генетического типа, объединяемых в одно рудное поле – Бугундинское. Во всех рудопроявлениях метасоматиты приурочены к участкам пересечения трещин и разрывов северо-западного, юго-восточного и субширотного направлений и образует линейно-крестообразные рудоносные тела протяженностью до 500 м при ширине от 5 до 50 м (рис. 4). Новообразованные минералы в фельдшпатизированных катаклазитах составляют от 50 до 80 % объема и представлены микроклином – 10-35 %, альбитом – 5-35 %, сидерофиллитовой слюдой – до 6 %, кварцем – до 30 %, хлоритом – до 5 %, гематитом – до 5 %, флюоритом – до 3-5 % и аксессуарными минералами до 5 % (сфен, магнетит, циркон, фенакит, касситерит, бертрандит и другие). Главными рудными минералами являются бертрандит и эвклаз, замещающие зерна фенакита в гематит-кварцевых и кварц-флюоритовых прожилках и гнездах. Средние содержания BeO в технологических пробах составляют 0,15-0,17 мас. % (табл. 3). В таблице приведены усредненные химические анализы бериллиеносных фельдшпатитов (средневзвешенные содержания по 19 бороздовым пробам со всех зон рудного поля) и технологической пробы по месторождению Бугундя. Для фельдшпатитовых рудоносных тел характерно резкое

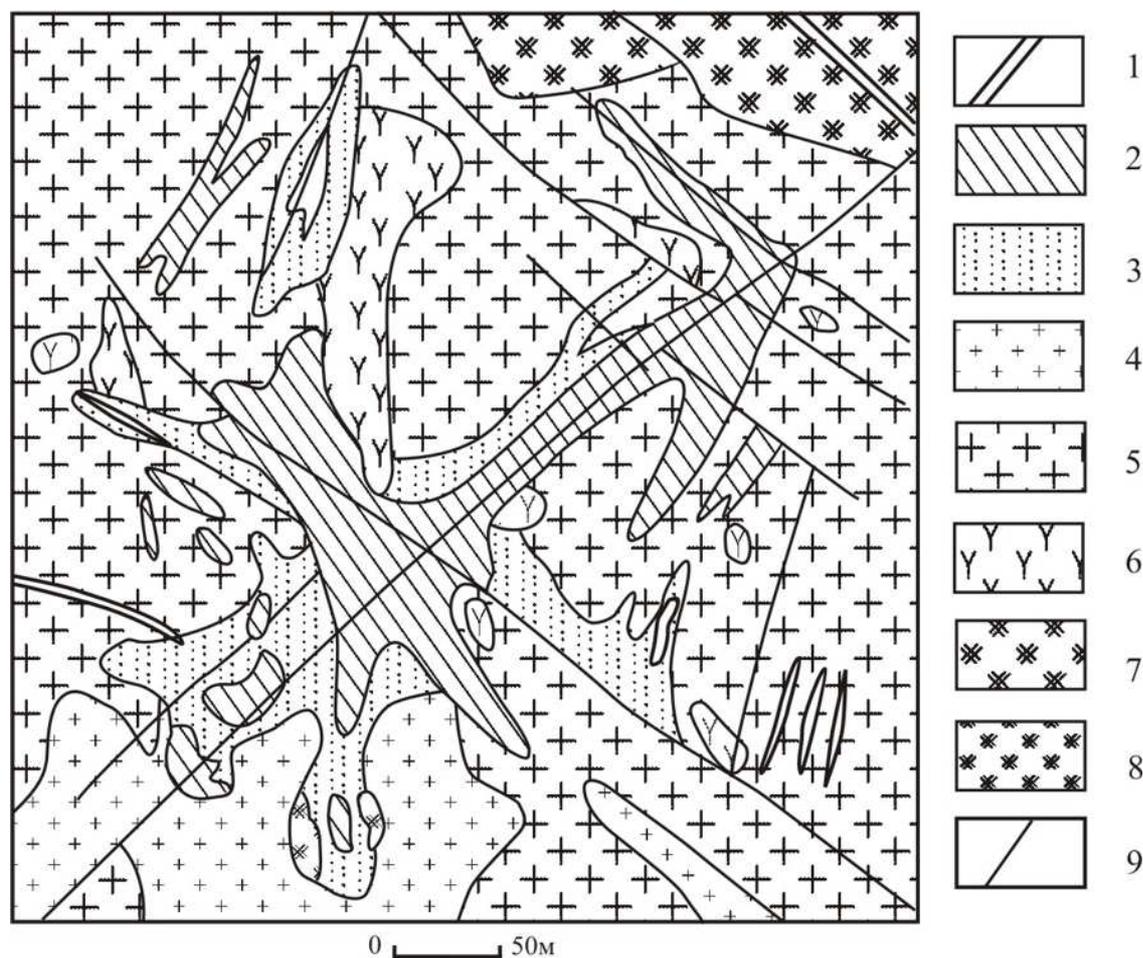


Рис. 4. Геологическая карта бериллиевого месторождения Бугундя.

1 – дайки гранитоидов повышенной щелочности; 2 – кварц-альбитовые метасоматиты; 3 – зоны окварцевания; 4 – мелкокристаллические субщелочные граниты; 5 – рапакивиоподобные граниты; 6 – кварцево-сиенитовые порфириты; 7 – кварцевые сиениты; 8 – сиениты; 9 – разломы.

Диопсид-пироксмангитовые метасоматиты. В наиболее мощных зонах фельдшпатизированных катаклазитов обнаружены линзовидные и изометричные тела протяженностью до 300 м при мощности до 15 м, сложенные розово-черными гельвин-диопсид-пироксмангитовыми метасоматитами, замещаемыми, в свою очередь, гнездово-прожилковыми и массивными рудами сфалерит-гентгельвин-магнетитового состава. Наложение этих минеральных парагенезисов на фельдшпатиты свидетельствует о проявлении второго этапа метасоматического преобразования катаклазированных гранитов, протекавшего также в две стадии. В прогрессивную стадию преобладание калия над натрием ($Na/K=0.18-0.25$) и повышенное содержание фтора (табл. 3). Содержание BeO соответствует классу бедных промышленных руд [13]. По результатам термобарогеохимических исследований полевошпатовый метасоматоз является высокотемпературным замещением трещиноватых гранитов восстановленными субщелочными флюидами в интервале температур $550-200^{\circ}C$ с переотложением выщелоченных компонентов в наиболее пористых участках – в катаклазитах и в контракционных трещинах Улканского интрузива. фельдшпатизированные катаклазиты замещались диопсид-пироксмангитовыми метасоматитами, а на регрессивной – развивался гентгельвин-магнетитовый парагенезис.

Таблица 3.

Химический состав (в мас.%) бериллиеносных фельдшпатитов (1, 2), пироксмангитовых метасоматитов (3), щелочных пегматитов (4, 5, 6), штокшайдеров (7) и альбититов по вулканитам (8)

Окислы	1(19)	2	3(2)	4(9)	5(4)	6	7(5)	8(1)
SiO ₂	65.71	64.20	43.00	70.40	79.16	70.54	71.67	69.65
TiO ₂	0.27	0.11	0.02	0.34	0.46	0.01	0.31	0.17
Al ₂ O ₃	15.91	14.21	0.11	12.23	6.00	12.27	10.75	13.60
Fe ₂ O ₃	2.60	7.85	9.87	5.14	5.12	3.12	5.29	2.38
FeO	0.46	-	-	0.42	1.02	0.46	0.42	1.52
MnO	0.09	0.15	38.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
MgO	0.13	0.10	0.66	0.22	0.24	0.35	0.12	0.40
CaO	0.28	0.40	2.10	0.51	0.31	0.69	0.59	1.19
BeO	0.15	0.17	0.60	0.54	1.36	0.52	0.27	0.22
ZnO	-	-	1.35	сл.	сл.	0.03	-	0.20
ZrO ₂	-	-	-	0.34	0.28	0.82	0.30	0.05
Na ₂ O	1.39	2.23	1.20	8.52	4.45	9.04	8.65	8.40
K ₂ O	12.22	8.10	1.80	0.31	0.33	1.20	0.32	0.36
CO ₂	сл.	0.40	1.00	-	-	-	сл.	0.20
SO ₃	сл.	0.80	0.29	-	-	-	сл.	0.10
P ₂ O ₅	0.07	0.36	сл.	0.07	0.03	0.17	0.03	0.12
H ₂ O	0.71	0.38	0.20	1.00	0.93	0.95	0.93	0.55
F	0.02	0.10	0.50	0.20	0.41	0.40	0.47	0.20
Сумма	100.00	99.56	100.50	100.17	99.94	100.42	99.94	99.37
Na/K	0,18	0,25	0,60	25,2	12,2	11,5	39,4	28,0
K _{Агп.}	0,98	0,87	-	1,17	1,28	1,30	1,33	0,86
f _{общ.}	96,0	98,6	92,0	91,0	96,0	91,2	98,0	0,91

Примечание. 2 и 6 - анализы технологических проб; 2 - по фельдшпатитам и 6 - по жилам щелочных пегматитов; в скобках - количество проанализированных бороздовых проб. Анализы выполнили: А.П.Гречищева, Н.П.Озеран, Н.Г.Чайникова и О.Г.Ольховская (ДВГИ).

Для обоих этапов характерна ведущая роль щелочей (главным образом калия), железа, марганца, цинка, серы и сходных летучих компонентов, что позволяет предполагать, что и фельдшпатиты и пироксмангиты являются фациями общего сера-щелочи-железо-полевошпатового метасоматоза.

Метасоматиты второго этапа сложены пироксмангитом – до 80 %, диопсидом – 5-10 %, гельвином – 1-2 % и аксессуарными монацитом, лепидомеланом, пиррофанитом и сфалеритом. Для пироксмангита характерны коротко-призматические кристаллы размерами 2-4 мм, сростающиеся часто в сноповидные агрегаты желтовато-розоватого цвета. Примесь родонитового (кальциевого) минала в пироксмангите не превышает 4-5 %; присутствует окись цинка – до 0,77 мас. %. Призматические кристаллы диопсида представлены высокомагнезиальной разностью с примесью авгитового минала 2-6 %. Гельвин образует изометрические кристаллы размером до 2 мм, содержит 61 % гельвинового (Mn), 27 % даналитового (Fe) и 12 % гентгельвинового (Zn) миналов. Содержание BeO=0,60 мас %, F=0,50 мас. % (табл. 3).

Кварц-гентгельвин-магнетитовый парагенезис с касситеритом и сфалеритом интенсивно замещает пироксмангитовые метасоматиты вплоть до их полного вытеснения. Образует тонкозернистые массы и гнездово-прожилковые обособления с преобладанием магнетита. По данным микронзондового анализа магнетит содержит 99,69 мас. %

FeO+Fe₂O₃ и примеси (мас. %): TiO₂=0,01, MgO=0,1, Al₂O₃=0,25, Cr₂O₃=0,01 и ZnO=0,03. Гентгельвин образует тонкозернистые агрегаты и отдельные кристаллы размерами 5х3 мм, окрашены в белый, желтый и розовый цвета с постепенными переходами. Переполнен мельчайшими включениями альбита, светлой слюдки, берtrandита, хлорита и кварца.

Разноокрашенные разности гентгельвина характеризуются значительными колебаниями показателя преломления и удельных весов – у темнокрасного N=1,760 и d=0,46 г/см³, у белого N=1,742 и d=3,70 г/см³. Результаты химического и микрозондового анализов показывают, что в изученных минералах присутствуют переходные по составу разности от гельвина к гентгельвину (т.е. от марганцовистой к цинковой разностям изоморфного ряда) при понижающемся содержании даналитового (железистого) минала. Это замещение происходило на фоне резкого повышения активности железа к концу процесса (выпадение магнетита) и снижении содержания даналита.

При замещении фельдшпатизированных гранитоидов пироксмангитовыми метасоматитами приносились значительные количества марганца, железа, серы, магнезия и выносились щелочи, глиноземом и кремнеземом. О высоких температурах процесса свидетельствует развитие магнезиального диопсида и ферропирофанита вместо магнетита. Температура гомогенизации флюидных включений в раннем гельвине составляет 530-570°C, а в флюорите – 270-290°C. В газовой фазе включений CO₂ преобладает над Cl и F.

Минералогический состав технологической пробы, отобранной по рудным телам месторождения Гельвинового представлен (об. %): кварцем – 13,0, полевым шпатом – 8, кальцитом – 2,0, биотитом – 0,9, флюоритом – 0,7, хлоритом – 1,3, апатитом – 0,1 и рудными минералами: магнетитом – 24,0, пироксмангитом – 27,0, родохрозитом – 0,7, берtrandитом – 0,50, фенакитом – 0,3, сфалеритом – 0,70, касситеритом – 0,20, цирконом – 0,20. Среди аксессуарных минералов установлены: пиролюзит, вернадит, пирит, халькопирит, колумбит, галенит, бастнезит. Промышленные концентрации образуют минералы бериллия – фенакит, гентгельвин и берtrandит и минералы цинка – сфалерит и гентгельвин. Определение BeO в рудных телах показали содержание от 0,45 до 4,20 мас. %. В технологической пробе средние содержания составляют BeO=0,60 и ZnO=1,35 мас. % (табл. 3) т.е. средние содержание бериллия в пироксмангит-гельвин-магнетитовых метасоматитах, соответствуют классу богатых промышленных руд.

Грейзеновые рудопроявления приурочены к апикальным участкам, эндо- и экзоконтактовым зонам лейкогранитных штоков Перевальный и Бугундинский, размещающихся среди сильно трещиноватых гранитов рапакиви. Здесь на площади более 6 км² распространены гнездово-прожилковые штокверки мусковит-флюорит-топаз-кварцевого состава среди массивных грейзенов, сложенных реликтами анортоклаза и шахматного альбита (мас. %) до 30, зеленым биотитом – до 25, кварцем – до 25, – флюоритом до 15, топазом – 1-3, мелкочешуйчатый мусковитом – до 1 и аксессуарной вкрапленностью колумбита, касситерита, вольфрамита, молибденита, циркона, сфалерита, ковеллина, ортита, сфена, халькопирита, базовисмутита, арсенопирита. В бороздовых пробах по всем разновидностям грейзенов содержания олова составляет (мас. %) 0,6-3,0, вольфрама – 0,03, молибдена – до 0,1 и лития – до 0,2.

Зеленый грейзеновый биотит содержит (в мас. %): TiO₂=0,94, Li₂O=0,61, Rb₂O=0,28, CaO=0,08 и F=1,70 при общей железистости 96-98 %. Детально грейзеновые рудопроявления не изучены. По мнению Коваленко В.И. [11] грейзены, сложенные высокожелезистыми литийсодержащими слюдами, топазом, кварцем и олово-вольфрамсодержащими минералами, следует называть цвиттеррами. Они формируются до образования кварц-мусковитовых грейзенов в субщелочных условиях. По данным термобарометрии, альбитизация анортоклаза в лейкогранитах протекала в интервале температуры 500-300°C и – pH=9-8, а грейзенизация и окварцевание – при 480-180°C и

pH=7-6, т.е. процесс эволюционировал от высоких температур к низким и от умереннощелочной pH к нейтральной.

Пегматиты. Поле редкометальных щелочно-гранитных пегматитов приурочено к северной приконтактной зоне Ныгваганского интрузива рибекит-астрофиллитовых гранитов и прослежено в широтном направлении почти на 7 км при ширине до 1,5 км. Выявлено более полусотни пегматитовых тел мощностью от 0,2 до 20 метров и протяженностью до 1000 метров. На западном фланге пегматитового поля развиты жильные грубозернистые тела пегматитов, простирающие которых согласуется с линией контакта щелочно-гранитного интрузива. На восточном фланге развиты преимущественно пегматиты сложной морфологии (с раздувами, пережимами и разветвлениями) сильно катаклазированные и интенсивно замещенные метасоматитами и гидротермалитами. В наиболее крупных телах в непосредственном контакте с щелочными гранитами развиты полосы штокшайдеров – перекристаллизованных вмещающих гранитов под воздействием щелочно-пегматитовых расплавов.

Сложены пегматиты и штокшайдеры полевыми шпатами – от 40 до 75 %, кварцем – 15-25 %, рибекитом – 3-8 %, астрофиллитом – до 5 %, эгирином – до 3 % и аксессуарными минералами: цирконом, фенакитом, пироксеном, колумбитом, циртолитом, флюоритом, сфеном, монацитом и др. (всего до 40 видов). По возрастным взаимоотношениям установлена следующая последовательность выделения минеральных парагенезисов: микроклин-пертит + рибекит + астрофиллит + кварц + фенакит → альбит + эгирин + решетчатый микроклин-2 + циркон → кварц-2 + гематит + крокидолит + флюорит + циртолит + берtrandит. Кристаллизация пегматитового расплава начиналась с микроклин-астрофиллит – рибекит-кварцевого парагенезиса, занимающего до 80 % объема пегматитовых тел. Главным рудным минералом этого парагенезиса является фенакит. Второй альбит-эгирин-микроклиновый парагенезис формировался в виде полосчатых приконтактных зон и гнездово-прожилковых обособлений преимущественно в висячих боках пегматитовых и штокшайдеровых тел. Ведущими аксессуарами в них являются берtrandит, колумбит, пироксен и циртолит. Третий кварц-флюорит-гематитовый парагенезис развит лишь в отдельных жилах пегматитов и не характерен для шлировых пегматитов. Перекристаллизация пегматитов и штокшайдеров сопровождалась накоплением бериллия и тантало-ниобатов до промышленных кондиций (мас. %): BeO до 0,52-0,54 и до 1,36, Nb₂O₅ до 1,0, Ta₂O₅ до 1,0 и ZrO₂ – 3,25 (табл. 3).

Альбититы широко распространены в вулканитах вдоль границ с Улканским массивом, в фенитизированных сиенитах, в редкометально замещенных щелочных пегматитах и в автометасоматически измененных дайках грорудитов. Во всех случаях они состоят из альбита, темноцветных щелочных минералов (рибекита, арфведсонита, эгирина, озаннита) и в меньшей степени из астрофиллита, биотита, кварца и микроклина. Состав альбититов, их текстуры и структуры резко изменяются на близком расстоянии и даже в одном образце. Текстуры пород могут быть директивными, полосчатыми, сетчатыми, пятнистыми; структуры мелко-, средне- и крупнокристаллическими. В пределах Бириндинской структуры выявлено 6 крупных ореолов альбититовых метасоматитов с ниобиевой, танталовой и редкоземельной минерализацией. Пример – рудопроявление Альбититовое, в котором рудный ореол приурочен к контакту субвулканического тела сиенитов и экструзивных околожерловых образований. Рудные тела имеют линзовидную форму и находятся в центральной части крупного (до 1,5 км в длину, 150 м в ширину) крутопадающего тела эгирин-рибекит-альбитовых метасоматитов. Метасоматические изменения развиты как по вулканитам, так и по сиенитам. Текстуры руд вкрапленные, рудные минералы представлены колумбитом, цирконом, пироксеном, монацитом, бастнезитом, гагаринитом, ксенотимом. Мощности рудных интервалов от 0,3 до 3,0 м. Содержание (мас. %): ниобия – до 0,25, тантала – до 0,03, циркония – 3,0 иттрия

– 0,2, церия – 0,3, лантана – 0,4. Руды комплексные тантал-ниобий-редкоземельные.

Аргиллизиты Та-Nb месторождения Красная Горка сформировались в рифейский этап тектоно-магматической активизации. Располагаются в верховьях реки Амундали в западной части Улканского прогиба в зоне влияния субширотных разломов. Локализовано в блоке игнимбригов трахитового состава. Околорудными изменениями проявились процессы гематитизации и аргиллитизации. Текстуры руд массивные. Та, Nb, Zr, U, Th концентрируются в гематите (Nb до 1 %), а также в эвксените. Размеры овальной в плане рудной залежи – 500-270 м. Содержания Та и Nb выдержанные, колеблются для Nb 0,06-0,08 %, отношение Та/Nb – 1/10. По прогнозным ресурсам месторождение отнесено к средне-масштабным объектам.

Заключение

Улканский прогиб является древней внутриконтинентальной рифтогенной структурой и характеризуется геохимической редкоземельно-редкометалльной специализацией, что подтверждается большим числом выявленных здесь рудопроявлений и месторождений бериллия, ниобия, тантала, редких земель, урана, золота, парагенетически связанных с протерозойским рапакиви-щелочно-гранитным магматизмом (табл. 1-3). В размещении и локализации улканских рудоносных гранитоидов и ассоциирующихся с ними метасоматитов и гидротермалитов определяющую роль играют разрывные нарушения и развитые вдоль них рудосодержащие метасоматиты магматогенного происхождения, проявившиеся в две металлогенические эпохи – раннепротерозойскую и позднепротерозойскую. Мы поддерживаем предположение А.А.Маракушева [14] о связи платформенных интрузий рапакиви с глубинной дифференциацией щелочно-базальтовых магм при воздействии на них сильно восстановленных трансмагматических флюидов.

Традиционно считается [13], что самые крупные промышленные месторождения бериллия, тантала и ниобия формировались преимущественно в протерозое в парагенетической связи с кислым и щелочно-гранитным магматизмом на стадии активизации платформ в составе пегматитов и щелочных полевошпатовых приразломных метасоматитов. Руды в них комплексные с ведущей ролью Be (фенакит-гентгельвиновые), Та (танталит-микролитовые) и Nb (лопарит-пирохлоровые) и реже редких земель и урана с золотом.

Перечисленные критерии крупных промышленных месторождений присущи редкометалльным месторождениям Улканского рудного района, пока единственного на Дальнем Востоке.

Литература

1. **Бородин Л.С.** Петрохимические тренды магматических серий как основа генетической типизации гранитоидов // Проблема геохимической типизации магматических пород (оперативные информационные материалы). Иркутск: СибГЕОХИ, 1987. С. 29-47.
2. **Гамалея Ю.Н.** Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 3. С. 35-40.
3. **Гурьянов В.А.** Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края // Хабаровск. Труды Дальнедра. 1992. Вып. 2. С. 70-75.
4. **Гурьянов В.А.** Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы) // Автореферат кандидатской диссертации. Хабаровск. 2001. 25 с.
5. **Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л.** Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геол. 1998. № 5. С. 98-105.
6. **Егоров И.Н.** Геолого-минералогические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов // Сов. геол. 1967. № 7. С. 133-138.
7. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия // М.: Недра. 1997. 232 с.

8. **Залищак Б.Л., Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г.** Улканский и Ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур // В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность // М.: Наука. 1966. С. 103-119.
9. **Кириллов В.Е., Бердников Н.В.** Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба // Тихоокеан. геол. 1991. С. 104-108.
10. **Кириллов В.Е., Горошко М.В., Соломатин Г.В.** Тантал, ниобий и бериллий в аргиллизированных вулканитах Улканского прогиба // Хабаровск. Труды Дальнедра. 1992. Вып. 2. С. 86-92.
11. **Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
12. **Козлов В.Д.** Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов в прогнозировании редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов. Иркутск. СибГЕОХИ. 1987. С. 3-28.
13. **Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И., Журкова З.А.** Бериллий России: состояние проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы (Обзорная информация) // М.: АОЗТ «Геоинформмарк». 1996. 739 с.
14. **Маракушев А.А.** Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. с. 31-52.
15. **Недашковский П.Г.** Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты // М.: Наука. 1986. 89 с.
16. **Недашковский П.Г.** Рудоносность рапакивигранитной формации Алданского щита // Проблемы рудоносности гранитоидов (Оперативные информационные материалы) Иркутск. СибГЕОХИ. 1987. С. 29-44.
17. **Недашковский П.Г., Ленников А.М.** Петрология и геохимия алданских рапакиви // М.: Наука. 1991. 134 с.
18. **Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А.** Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба // Владивосток. Дальнаука. 2000. 68 с.
19. **Недашковский П.Г., Пахомова В.А., Залищак Б.Л. и др.** Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край) // Тихоокеан. геол. 1997. Т. 16. № 5. С. 88-95.
20. **Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г., Демченко В.С., Залищак Б.Л.** Зоны с фенакит-бертрандитовой минерализацией среди щелочных гранитов // Геология и геофизика. 1966. № 7. С. 33-45.
21. **Таусон Л.В., Петрова З.И., Собаченко В.Н.** Геохимический тип гранитов рапакиви // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 721-726.
22. **Condie K.C., Vanagar R.A.** Rare-Earth element distributions in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 45. P.P. 237-246.
23. **Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., and Krimsky R. Sh.** The origin of the 1.73-1.70 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic data // An. Acad. Bras. Ci. 1997. Vol. 69. № 3. P.P. 295-312.

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И КСЕНОКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА, ЗИМНИЙ БЕРЕГ, РОССИЯ

Саблукова Л.И.¹, Саблуков С.М.¹, Веричев Е.М.², Головин Н.Н.³

¹ЦНИГРИ, Москва, Россия, e-mail: S.Sablukov@g23.relcom.ru

²ЗАО «Архангельскгеолразведка», Новодвинск, Россия

³ОАО «Архангельскгеолдобыча», Архангельск, Россия

Трубка им. В.Гриба – единственная на Зимнем Берегу трубка с преобладанием плоскогранных алмазов. Она характеризуется высоким содержанием, крупными размерами и относительно слабой степенью вторичных изменений мантийных ксенолитов. Преобладают нодулы пироповых перидотитов и пироксенитов разных фаций глубинности, хромшпинелевые ультрамафиты единичны. Широко распространены эклогитоподобные породы и эклогиты групп А, В, реже С, а среди ультрамафитов Fe-Ti серии наряду с ильменитовыми и пироп-ильменитовыми породами встречены ильменит-рутиловые и пироп-рутиловые разновидности. Особенностью трубки является присутствие мегакristов рутила наряду с «обычными» мегакristами ильменита, граната, флогопита, пироксенов и оливина. Широкое развитие клинопироксен-флогопитовых и флогопитовых пород может указывать на проявление процессов мантийного водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) метасоматоза.

Присутствие разнообразных нодул комбинированных пород указывает на сложную, многоэтапную историю формирования мантийного субстрата, в том числе, на магматическое расслоение кумулусного типа, формирование жильных метасоматических образований, интрузивные взаимоотношения пород с формированием зон «горячего» контактового метасоматоза – «скарноидов». Характер изменения ТР параметров образования изученных нодул перидотитов и эклогитов соответствует кондуктивной геотерме 42-43 мW/m². По спектру разновидностей мантийных пород трубка им. В.Гриба совершенно не похожа на кимберлитовые трубки месторождения им. Ломоносова и наиболее близка трубке Ан-688 Пачугского куста, от которой она отличается более высоким содержанием мантийных нодул, широким развитием клинопироксенитов и клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакristов пироксенов, флогопита и рутила. В целом, по характеристикам мантийных ксенолитов кимберлиты трубки им. В.Гриба принадлежат Fe-Ti серии кимберлитов Зимнего Берега и являются аналогом кимберлитов группы 1 Южной Африки и алмазоносных кимберлитов Южных полей Якутской алмазоносной провинции (кроме Накынского поля).

Введение

Зимний Берег - уникальный алмазоносный район Мира, где имеется два полных, контрастных по строению и составу ряда позднедевонских кимберлитовых пород (Al-серия и Fe-Ti-серия), дифференцированных от высокоалмазоносных кимберлитов до неалмазоносных мелилититов и пикритов, а также одновозрастные им вулканические трубки базальтов. Во всех алмазоносных и убогоалмазоносных кимберлитовых трубках Зимнебережного района резко преобладают округлые кристаллы алмаза «уральского» типа [5] и лишь в трубке им. В.Гриба, открытой в феврале 1996 г. [1, 29], преобладают плоскогранные кристаллы алмаза октаэдрического габитуса [11]. Подобные морфологические различия алмазов могут быть обусловлены разными причинами, однако кимберлитовая трубка Гриба принадлежит к сложной, но единой системе позднедевонского вулканизма района с близким возрастом, тектонической приуроченностью и структурно-текстурными особенностями вулканитов, с закономерно меняющимися петрографическими, минералогическими, геохимическими и изотопными характеристиками вулканических пород [10]. Подобное единство вулканических проявлений Зимнего Берега позволяет предполагать особое (возможно, решающее) влияние на морфологию алмазов особенностей состава и строения мантийного субстрата,

за счёт которого образовались те или иные вулканические породы района. Особенности мантийного субстрата месторождения округлых алмазов им. Ломоносова (кимберлитовых трубок Золотицкого куста) и трубок Пачугского куста были изучены нами ранее [9, 27], поэтому непосредственное изучение фрагментов мантийных пород из месторождения плоскогранных алмазов - трубки им. В.Гриба - представляет несомненный интерес для выяснения возможных причин, влияющих на морфологические особенности алмазов, а также для более детального картирования мантийного субстрата Зимнего Берега – как эталонного алмазоносного кимберлитового района Мира.

Аналитические методы и объекты исследований

Зимнебережный кимберлитовый район расположен на юго-восточном побережье Белого моря, в зоне сочленения Русской плиты с Балтийским щитом. В районе известно 60 вулканических объектов позднедевонского возраста: трубок, даек, силлов [8, 12]. Они образованы кимберлитовыми породами железо-титанистой серии (26 тел), глиноземистой серии (23 тела), а также толеитовыми (9 тел) и субщелочными (3 тела) базальтами (рис. 1). Кимберлитовые породы обеих серий Зимнего Берега варьируют по составу от алмазоносных кимберлитов (Al-серия – месторождение им. Ломоносова, Fe-Ti-серия – месторождение им. Гриба) до убогоалмазоносных и неалмазоносных мелилититов и пикритов [8, 26]. Трубка им. В.Гриба расположена в северо-западной части района и пространственно обособлена от других вулканических проявлений. Отличается она от других вулканитов района и по особенностям мантийных ксенолитов.

Мантийные ксенолиты присутствуют в трубке им. В.Гриба в значительно большем количестве, чем в других трубках Зимнего Берега, они характеризуются крупными размерами и относительно слабой степенью вторичных изменений, что также заметно отличает эту трубку от всех других трубок Зимнего Берега. Концентрация ксенолитов иногда достигает 3-х - 5-ти образцов на один погонный метр керна скважин. Наиболее обогащены нодулями туффизиты жерловой части трубки, в порфириновых кимберлитах жерловой части содержание нодулей понижено, а степень их изменённости значительно выше, чем в туффизитах. В вулканогенных породах кратерной части трубки содержание нодулей очень низкое, размеры их небольшие, они практически полностью сапонитизированы и карбонатизированы.

Форма глубинных включений овальная, овально-уплощённая, реже неправильная и угловатая, иногда они окружены автолитовой оболочкой. Размеры включений колеблются в широком интервале - от 0,5 до 22 см, преобладает размер 3-5 см (рис. 2). Крупные размеры характерны практически для всех петрографических видов ксенолитов, но наибольшей величиной отличаются пироповые перидотиты, форма фрагментов ксенолитов которых в керне скважин (большие радиусы закругления) указывает на то, что истинный их размер мог достигать 50 см и более. Нодули обычно частично серпентинизированы, но в туффизитах на глубине более 250 м часто встречаются свежие (иногда совершенно свежие) образцы.

Наша коллекция мантийных нодулей из трубки Гриба насчитывает более 500 образцов, не считая многочисленных ксенокристов. Эта коллекция нодулей собрана при описании около 6000 метров керна скважин в течение 1996-2002 гг. При изучении глубинных включений выполнено 450 микрозондовых анализов минералов, изучено 60 прозрачных шлифов и аншлифов глубинных пород. Химический состав минералов был определён методом рентгеноспектрального микроанализа на микрозонде "Camebax" (MicroBeam Cameca), при оптимальном режиме: напряжение 15 kV, ток 15 nA. Лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик Борисовский С.Е., 2003 г.

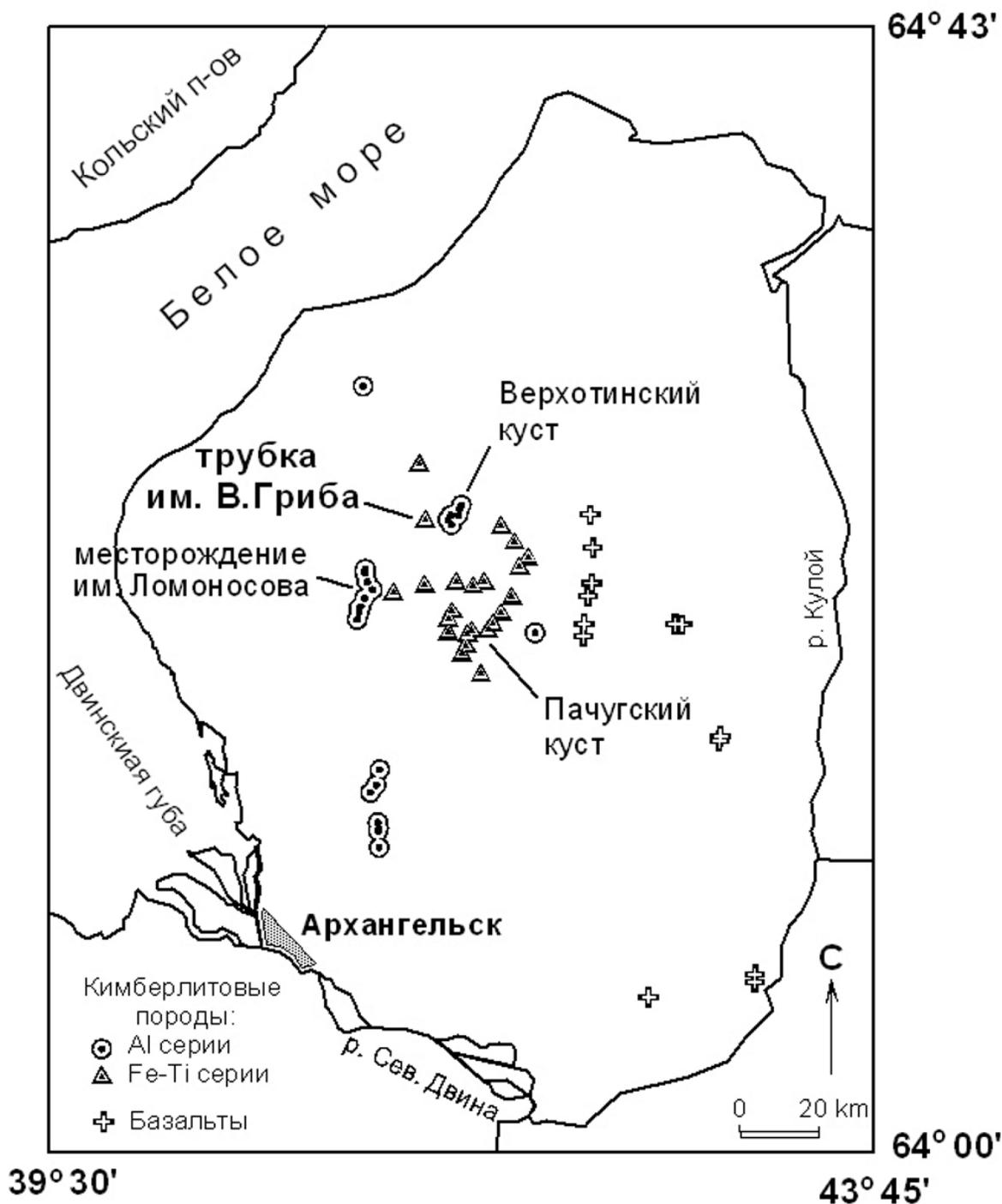


Рис. 1. Расположение вулканических объектов на Зимнем Берегу.

Петрографические разновидности нодулей

Для группировки нодулей (рис. 3) нами использовались классификационные принципы разных авторов [2, 3, 4, 7, 13, 14]. Глубинные включения разделяются на *включения глубинных пород* (в том числе и продукты их дезинтеграции - ксенолиты, микроксенолиты, сростки, ойкокресты, ксенокресты) и *мегакресты*. Спектр разновидностей глубинных включений в кимберлитах трубки им. В.Гриба весьма широк: это разнообразные ультрамафиты (включая метасоматиты и комбинированные породы сложного строения и состава), мафиты, а также ксенокресты и мегакресты.

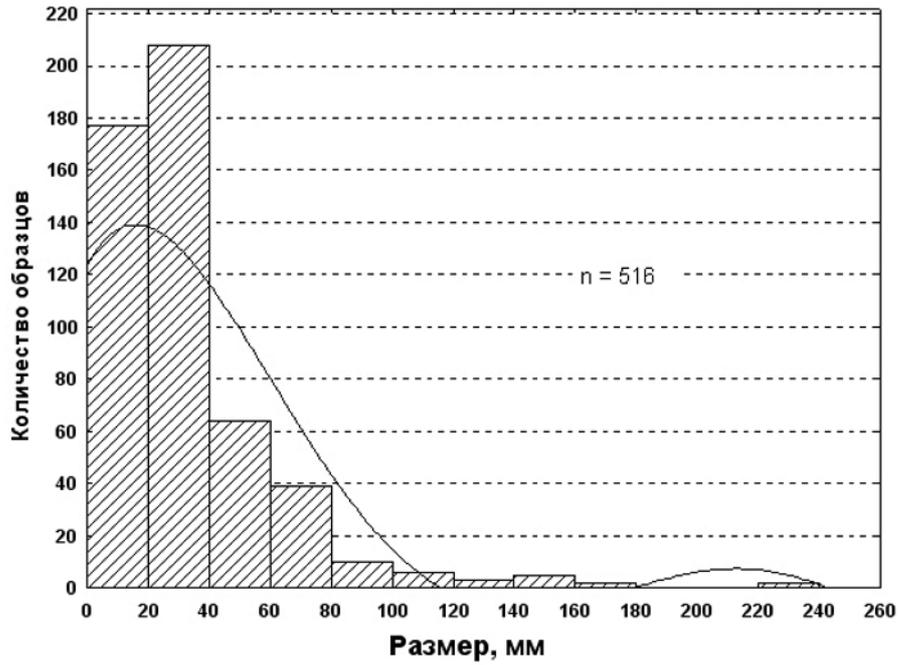


Рис. 2. Распределение по размеру глубинных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В.Гриба.



Рис. 3. Классификация глубинных включений в кимберлитах трубки им. В.Гриба.

Ультрамафиты Mg-Al серии

Безильменитовые ультрамафиты Mg-Al магматической серии [7] представлены практически только пироповыми разновидностями: лерцолитами, дунитами, гарцбургитами, клинопироксенитами, вебстеритами. Резко преобладают породы гроспидитовой субфации глубинности «С₂» (22-34 кбар, по [14]), меньше развиты включения коэситовой субфации глубинности «С₃» (34-40 кбар). Структуры этих пород разнообразны: от мелкозернистых до крупнозернистых, отмечаются аллотриоморфные, гипидиоморфные, панидиоморфные (или протогранулярные) разновидности структур. Типичные катаклазированные породы редки, иногда в них наряду с фиолетовым высокохромистым пиропом встречается пикроильменит. Шпинелевые и хромшпинелевые разности ультрамафитов единичны, они представлены только дунитами и гарцбургитами шпинель-пироксеновой фации «В» (7-17 кбар), гроспидитовой и коэситовой субфаций глубинности. Отмечаются также единичные включения гранатизированных шпинелевых лерцолитов шпинель-пироповой субфации «С₁» (17-22 кбар). В целом, для нодулей Mg-Al серии характерно нередкое присутствие флогопита, в то же время ни в одном из изученных ксенолитов пока не отмечены признаки метасоматической амфиболизации, типичные для ксенолитов аналогичных мантийных ультрамафитов Mg-Al серии из трубок Золотицкого и Пачугского кустов Зимнего Берега.

Ультрамафиты Fe-Ti серии

Весьма разнообразны, хотя и менее распространены, ксенолиты ультрамафитов Fe-Ti серии [7]. Преобладают ильменитовые разновидности пород: оливиниты, лерцолиты, гарцбургиты, ортопироксениты, клинопироксениты. Пироп-ильменитовые оливиниты и лерцолиты отмечаются несколько реже, для них характерно развитие неправильных выделений титанистого, низкохромистого оранжевого пироба группы G1 и G2 [19]. Структуры этих пород так же разнообразны, как и у пород Mg-Al серии, но отмечается более широкое развитие катаклазированных пород, а также пород гипидиоморфнозернистой до сидеронитовой структуры за счёт выделений ильменита неправильной формы. В особую группу можно выделить единичные пока образцы пироп-рутиловых перидотитов панидиоморфнозернистой структуры, в которых вместо ильменита развивается хромистый рутил, а оранжевый пироп идентичен по составу пиропу пироп-ильменитовых перидотитов. Отмечаются также породы смешанного типа – пироп-рутил-ильменитовые перидотиты, а также рудные оливиниты, образованные среднекристаллическим панидиоморфнозернистым агрегатом ильменита и рутила и более крупными выделениями изменённого оливина.

Метасоматиты

Отдельную, широко распространённую группу ультрамафитов образуют ксенолиты, предположительно, метасоматических, преимущественно клинопироксен-флогопитовых пород. Резко преобладают глиммериты (флогопитовые, клинопироксен-флогопитовые, оливин-флогопитовые), а также флогопитовые клинопироксениты. Реже эти породы содержат небольшое количество ильменита, рутила, хромшпинелида или пироба. Структуры пород от мелкозернистых до крупнозернистых, аллотриоморфные, гипидиоморфные, панидиоморфные, пойкилитовые, редко графические. Текстуры неоднородные, иногда такситовые.

Комбинированные породы

Крупные размеры нодулей обусловили обнаружение включений комбинированных (комплексных) пород сложного строения [21]. Эти включения имеют зональное, полосчатое строение, они образованы несколькими (обычно двумя) петрографическими разновидностями пород. По характеру различий набора и состава минералов в разных зонах ксенолита, а также по характеру контакта между этими зонами можно выделить три типа комплексных пород.

а) расслоенные однотипные породы

Разные зоны ксенолитов этого типа сложены однотипными породами, петрографические различия между которыми имеют количественный характер, а контакт между ними имеет неотчётливый облик. Обнаружено две разновидности этого типа комплексных пород. 1) массивный пироповый дунит + зона параллельного переслаивания пироповых клинопироксенитов и пироп-оливиновых вебстеритов, или пироповый дунит + зона пироповых вебстеритов; 2) пироповый ортопироксенит + оливин-пироповый клинопироксенит, а также пироповый клинопироксенит (вебстерит?) полосчатого строения с резко различным соотношением пироба и клинопироксена в разных полосах. Соответствующие минералы в разных зонах этих образцов практически не различаются ни по облику, ни по составу. Комплексные породы этого типа похожи на фрагменты пород кумулусного происхождения из расслоенных плутонов (интрузивов) или на фрагменты метаморфизованных пород такого типа.

б) разнотипные породы с резким, «холодным» характером контакта

Разные зоны ксенолитов этого типа сложены качественно разными по петрографическому составу и составу минералов породами, причём одна из зон (а иногда и обе) сложена метасоматической породой. Контакт между разными зонами резкий, чёткий, «холодный» - изменений строения и состава пород обеих зон по мере удаления от контакта не отмечается. Обнаружено две разновидности этого типа комплексных пород. 1) массивный пироповый лерцолит + флогопитовый клинопироксенит, расслоенный субпараллельно линии контакта на слои с преобладанием флогопита или клинопироксена; массивный оливинит + рутил-оливин-флогопитовый глиммерит; 2) массивный мелкокристаллический пироп-оливин-флогопитовый глиммерит + флогопитсодержащий клинопироксенит друзоподобного строения. Комплексные породы этого типа похожи на фрагменты жилков и (или) обособлений разнообразных метасоматических пород, в том числе, вместе с сохранившимся фрагментом замещаемой (или прорываемой) породы.

в) разнотипные породы с постепенным, «горячим» характером контакта

Разные зоны ксенолитов этого типа сложены качественно разными по петрографическому составу и составу минералов породами, причём по мере удаления от контакта происходит постепенная смена и набора, и состава минералов. Обнаружена одна разновидность этого типа комплексных пород: протогранулярный пироповый верлит Mg-Al серии + ильменит-пироповый клинопироксенит Fe-Ti серии. 4-х см зона вдоль контакта образована оливин-клинопироксен-пироповой породой (с элементами субпараллельной полосчатости), в которой малиновый умереннохромистый пироп группы G9 [19] переходит в оранжевый низкохромистый титанистый пироп группы G1, а изумрудно-зелёный клинопироксен обогащается FeO, TiO₂, обедняется Cr₂O₃ и меняет цвет на травяно-зелёный. Комплексные породы этого типа похожи на фрагменты пород, подвергшихся «горячему» контактовому метасоматозу – своеобразные «скарноиды». В данном случае, вероятно, зафиксирован процесс активного воздействия интрузии ильменит-пироповых ультрамафитов на массив пироповых ультрамафитов. В другом

крупном (около 15 см) образце пироп-ильменитового лерцолита большая часть минералов (ильменит, пироп, оливин, клинопироксен) имеет обычный для ильменитовых пород состав, в то же время энстатит по составу типичен для пироповых перидотитов, а внутри зёрен оранжевого титанистого пироба иногда сохраняются реликты фиолетового пироба. В большинстве нодулей такого типа фиксируется лишь отдельные элементы аналогичных преобразований пород в виде постепенного замещения малинового пироба оранжевым пиропом или одновременного присутствия малинового и оранжевого пироба в разных зонах одного образца. Все эти признаки указывают на разную интенсивность проявления процесса железо-титанистого метасоматоза: от высокоградиентного контактового метасоматического замещения («скарнирования») до достаточно равномерной медленной «пропарки».

Мафиты

Среди мантийных нодулей основного состава широко развиты типичные биминеральные магнезиально-железистые эклогиты, характеризующиеся средне-крупнокристаллической структурой (с размером зёрен до 3 см) и состоящие из красно-оранжевого, оранжевого или оранжево-жёлтого пироп-альмандин и светло-зелёного омфациита или омфациит-диопсида. Судя по составу минералов (см. ниже) присутствуют эклогиты всех трёх групп [17, 28]: А, В, и С, с преобладанием более магнезиальных эклогитов группы А, образующих постепенные переходы к пироповым клинопироксенитам. Для эклогитов нередко характерно присутствие переменного количества флогопита. Реже отмечаются рутилсодержащие и ильменитсодержащие разности эклогитов.

Большим распространением среди мафитов пользуются эклогитоподобные породы и гранулиты, состоящие из оранжевого граната, бледно-зеленого клинопироксена, плагиоклаза и переменных количеств биотита, амфибола, рудного минерала (рутила, ильменита). Ксенолиты этих пород характеризуются нередко отчетливо полосчатой текстурой и самым разным соотношением породообразующих минералов: от почти биминеральных гранат-пироксеновых пород (с небольшой примесью плагиоклаза) до гранат- и пироксенсодержащих существенно плагиоклазовых пород. Отмечаются также габброиды (оливиновые вебстериты) «чёрной серии», образованные мелкокристаллическим агрегатом табачно-зелёного диопсида и бронзита с примесью оливина, амфибола, магнетита, иногда плагиоклаза. В значительной части эти включения являются, вероятно, обломками пород кристаллического фундамента и нижнекоровых горизонтов и не имеют отношения к мантийным образованиям.

Ксенокристы и мегакристы

Ксенокристы и мегакристы встречаются в породах трубки в значительном количестве. Они представлены обычно овальными, угловато-сглаженными зёрнами крупного размера: фиолетовым и малиновым пиропом (до 2 см), пироп-альмандином (до 2 см), хромдиопсидом (до 3 см), пикроильменитом (до 4 см), оранжевым титанистым пиропом (до 5 см), флогопитом (до 5 см), рутилом (до 2 см), бледно-зеленым диопсидом (до 7 см) и омфациитом (до 6 см), бледно-жёлтым ортопироксеном (до 5 см), желтоватым оливином (до 3 см). Отмечаются включения пикроильменита в оранжевый гранат и включения оранжевого граната в пикроильменит, а также взаимные вросстки граната, клинопироксена, флогопита и рутила.

Четкую границу между ксенокристами и мегакристами в трубке им. В.Гриба установить трудно. Минералы глубинных включений и минералы, встречающиеся в виде отдельных зёрен в кимберлитовом цементе: оливин, пироп, хромдиопсид, пикроильменит, диопсид, флогопит, рутил - идентичны по химическому составу, внешнему облику и представляют собой, вероятно, образования разной степени дезинтеграции и плавления глубинных пород.

Химия минералов

Относительно хорошая сохранность мантийных ксенолитов позволяет провести изучение и сопоставление состава минералов в большинстве петрографических разновидностях пород, что для других трубок Зимнего Берега выполнимо лишь в небольшой части типов ксенолитов.

Реликты *оливина* прозрачны, наиболее магнезиальные разновидности бесцветны, с увеличением железистости появляется слабый зеленовато-жёлтый оттенок. Оливины с максимальной магнезиальностью (Fo_{91-94}) характерны для зернистых (coarse) хромшпинелевых и пироповых перидотитов (табл. 1, рис. 4), несколько меньшая магнезиальность (Fo_{90-91}) свойственна оливинам из катаклазированных пироповых перидотитов, пироповых вебстеритов, а также мегакристов. Порфириобласты оливина в катаклазированных перидотитах менее магнезиальны, чем рекристаллизованный оливин мозаичной матрицы (Fo_{90} против $Fo_{91,5}$). Относительно низкомагнезиальными являются оливины из ильменитовых и пироп-ильменитовых перидотитов (Fo_{87-90}), они содержат заметную примесь TiO_2 (до 0,07%). В то же время наиболее железистые (Fo_{86}) оливины из оливиновых вебстеритов (габброидов) «чёрной серии» отличаются отсутствием примеси титана при повышенном содержании NiO (0,53%), это подчёркивает их принадлежность к самостоятельной серии магматических пород.

Реликты *ортопироксена* бесцветны, реже имеют бледно-желтоватый цвет. По составу ортопироксены изученных нодулей в целом разделяются на две группы. Наиболее магнезиальные энстатиты (4-5,4% FeO) присутствуют в зернистых (coarse) хромшпинелевых и пироповых перидотитах (табл. 2, рис. 5), для них характерны пониженные содержания примесей, в том числе Al_2O_3 , содержание которого поднимается выше 0,8% только в гранатизированном шпинелевом лерцолите (1,2%). Другая группа ортопироксенов – железистые энстатиты, с содержанием FeO 5,5-7,3% , с повышенной примесью CaO (0,55-0,7%), Na_2O (0,09-0,34%) и TiO_2 (0,12-0,18%) характерны для самых разных типов пород: катаклазированных пироповых перидотитов, ильменитовых и пироп-ильменитовых перидотитов, а также мегакристов. Бронзиты из оливиновых вебстеритов (габброидов) «чёрной серии» (9,66% FeO) резко выделяются также высоким содержанием Al_2O_3 (2,64%), небольшой примесью CaO (0,37%), TiO_2 (0,03%), Cr_2O_3 (0,1%) и отсутствием примеси Na_2O .

Клинопироксен встречается в большинстве типов изученных нодулей, состав его изменяется в значительных пределах (табл. 3, рис. 6, 7). Для пироповых перидотитов Mg-Al серии [7] характерны хромдиопсиды с высокой кальциевостью (Ca# обычно 47-50%), субкальциевые пироксены (Ca# 43-44%) отмечаются только для единичных образцов коэситовой субфации S_3 . Содержание хрома в этих клинопироксенах высокое (1-3% Cr_2O_3), отношение Al_2O_3/Na_2O низкое (рис. 6), примесь железа умеренная. Глинозёмистые пироксены низкобарических фаций глубинности (фаций В и C_1) не встречены. Клинопироксены из ильменитовых перидотитов - преимущественно субкальциевые диопсиды (Ca# 42-44%, реже до 47%), характеризуются повышенным содержанием FeO и пониженным Cr_2O_3 . Клинопироксены мегакристов по большинству параметров аналогичны низкохромистым кальциевым диопсидам из ильменитовых перидотитов. Клинопироксены из метасоматических клинопироксен-флогопитовых пород представлены кальциевыми хромдиопсидами, они характеризуются широкими вариациями состава, в значительной степени перекрывающими интервалы содержаний оксидов в клинопироксенах из пироповых и ильменитовых перидотитов. Это может подчёркивать более поздний, наложенный характер их образования при замещении разнообразных глубинных пород. Отличительной их особенностью является пониженное содержание Al_2O_3 и Na_2O .

Таблица 2.
Химический состав ортопироксена из мантйных ксенолитов трубки им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	пироповый вебстерит	114/277.7	57,50	0,06	0,50	0,00	5,93	0,11	34,82	0,26	0,06	0,02	99,26
2	хромшпинелевый гарцбургит	102/498.4	57,51	0,02	0,74	0,28	4,45	0,13	36,13	0,32	0,01	0,01	99,60
3	хромшпинелевый гарцбургит	114/291.5	57,79	0,00	0,77	0,30	4,40	0,13	36,42	0,36	0,04	0,00	100,21
4	гранатизированный шпинелевый лерцолит	122/234.5	56,79	0,08	1,28	0,29	5,15	0,19	35,43	0,15	0,00	0,00	99,36
5	пироповый клинопироксенит	102/490.1	58,28	0,07	0,49	0,16	4,49	0,08	36,30	0,25	0,09	0,00	100,21
6	пироповый лерцолит	73/205	57,50	0,07	0,82	0,24	5,00	0,10	35,62	0,17	0,04	0,00	99,56
7	пироповый лерцолит	102/356	57,86	0,17	0,57	0,16	5,58	0,10	34,61	0,62	0,19	0,00	99,86
8	катаклизированный пироповый лерцолит	102/489.4	57,56	0,15	0,65	0,21	6,18	0,14	34,08	0,58	0,22	0,00	99,77
10	катаклизированный пироповый гарцбургит	85/213.1	57,61	0,18	0,42	0,20	5,62	0,10	34,61	0,62	0,19	0,00	99,55
11	ильменитовый гарцбургит	92/374	57,74	0,15	0,59	0,19	5,74	0,13	34,33	0,63	0,15	0,00	99,65
12	пиrop-ильменитовый лерцолит	106/454	58,38	0,02	0,68	0,18	4,61	0,14	36,31	0,18	0,04	0,00	100,54
13	пиrop-ильменитовый лерцолит	114/272.1	57,31	0,13	0,64	0,23	6,29	0,17	33,83	0,54	0,13	0,00	99,27
14	мегакрист	106/436.1	57,61	0,15	0,57	0,16	5,73	0,10	34,29	0,62	0,15	0,00	99,38
15	мегакрист	106/454.4	57,81	0,15	0,57	0,16	5,55	0,14	34,64	0,54	0,20	0,00	99,76
16	габбронд	106/421	55,65	0,03	2,64	0,10	9,66	0,19	31,69	0,37	0,01	0,00	100,34

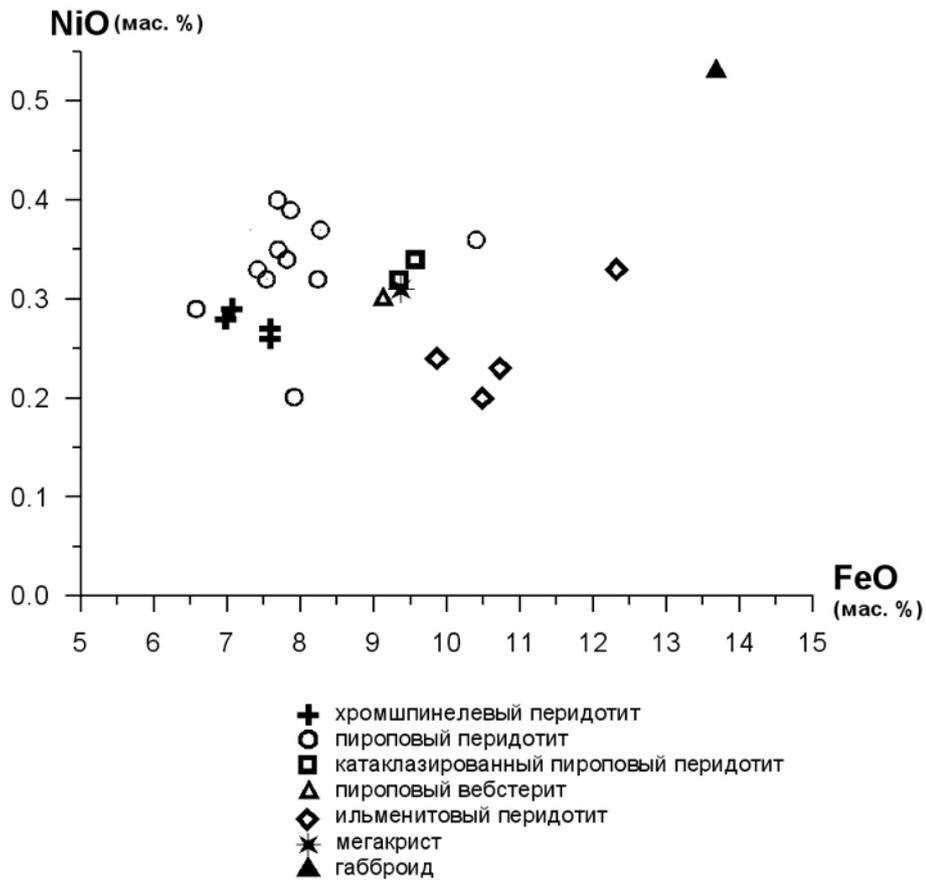


Рис. 4. Особенности состава оливина из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба

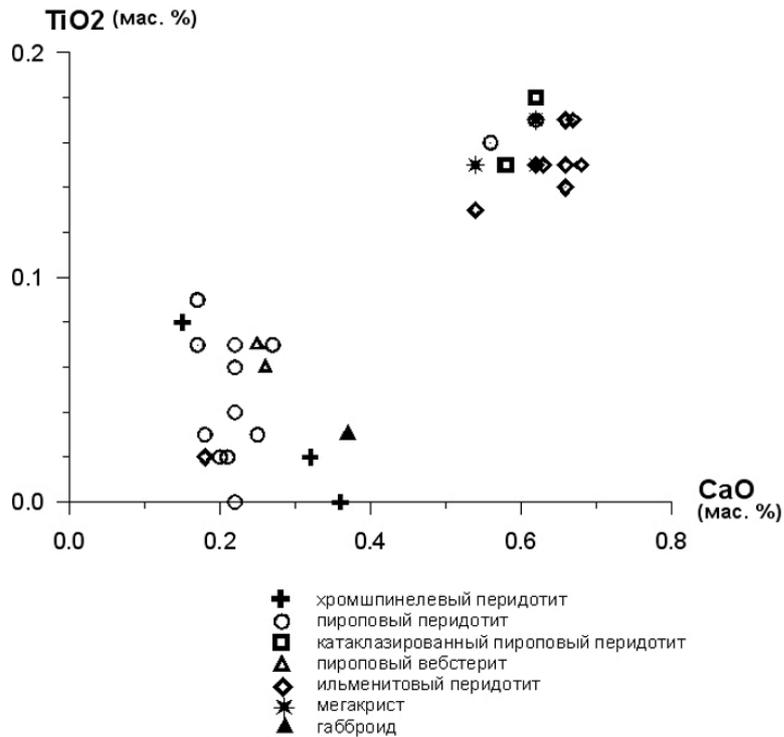


Рис. 5. Особенности состава ортопироксена из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба

Таблица 3.
Химический состав клинопироксена из мантийных ксенолитов трубки им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	пироповый вебстерит	114/277.7	55,35	0,12	2,02	0,25	2,23	0,09	17,74	20,94	1,40	0,00	100,14
2	гранатизированный шпинелевый лерцолит	122/234.5	54,55	0,18	3,18	1,25	1,35	0,10	16,24	20,91	1,77	0,00	99,53
3	пироповый клинопироксенит	102/490.1	55,19	0,18	2,83	1,77	1,62	0,06	15,64	20,34	2,44	0,00	100,07
4	пироповый лерцолит	73/205	54,68	0,25	3,55	2,24	1,81	0,05	14,22	19,79	2,76	0,00	99,35
5	пироповый лерцолит	102/356	55,06	0,05	1,87	2,02	1,46	0,07	16,01	21,78	1,65	0,01	99,98
6	катаклазированный пироповый лерцолит	102/489.4	54,93	0,27	2,21	2,39	2,69	0,10	15,14	19,39	2,37	0,02	99,51
7	ильменитовый клинопироксенит	79/274.5	55,65	0,35	2,69	0,38	3,66	0,12	16,00	19,31	2,26	0,01	100,43
8	пироп-ильменитовый лерцолит	106/454	55,73	0,39	2,50	0,96	3,76	0,12	16,63	18,01	2,26	0,02	100,38
9	пироп-ильменитовый лерцолит	114/272.1	54,67	0,35	2,44	0,88	3,67	0,15	17,36	17,80	2,46	0,00	99,78
11	эклолит группы А	134/285.2	54,55	0,23	2,63	0,41	3,42	0,09	15,80	20,08	2,20	0,02	99,43
13	эклолит группы А	79/226.5	54,79	0,20	3,10	0,13	3,34	0,06	15,09	20,60	2,31	0,00	99,62
12	эклолит группы В	43/234.5	55,51	0,38	7,75	0,16	5,38	0,07	11,04	13,77	5,86	0,04	99,96
10	эклолит группы С	106/460.1	56,38	0,32	13,15	0,22	1,85	0,01	8,87	12,48	7,36	0,05	100,69
14	эклолитоподобная порода	47/207	52,41	0,34	3,85	0,07	8,47	0,03	12,44	20,32	1,67	0,00	99,60
15	мегакрист	106/393.5	54,95	0,30	2,29	0,41	3,33	0,10	16,18	19,73	1,91	0,02	99,22
16	мегакрист	106/398.1	55,40	0,31	2,57	0,49	3,67	0,12	16,08	19,18	2,23	0,01	100,06
17	мегакрист	9ц/578.0	56,60	0,37	10,52	0,65	3,57	0,13	9,97	10,33	7,52	0,00	99,66
18	клинопироксен-флогопитовая порода	106/464.4	54,56	0,19	1,61	2,56	2,30	0,09	15,96	20,16	2,09	0,02	99,54
19	клинопироксен-флогопитовая порода	106/466.4	54,63	0,12	2,23	1,34	2,54	0,11	16,24	20,83	1,90	0,00	99,94
20	пироп-клинопироксен-флогопитовая порода	47/181.2	54,60	0,13	1,98	0,95	2,29	0,09	16,10	21,37	1,75	0,00	99,26
21	габброид	106/421	53,25	0,07	2,15	0,07	3,30	0,10	15,97	23,88	0,27	0,01	99,07

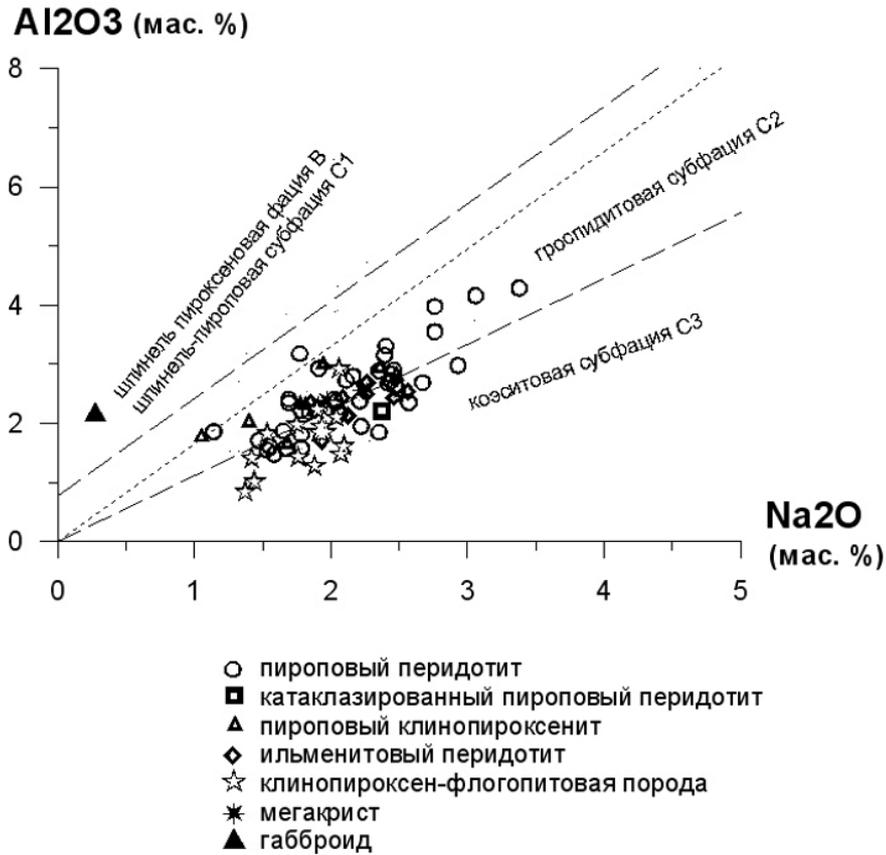


Рис. 6. Особенности состава клинопироксена из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (диаграмма [6] с дополнениями авторов).

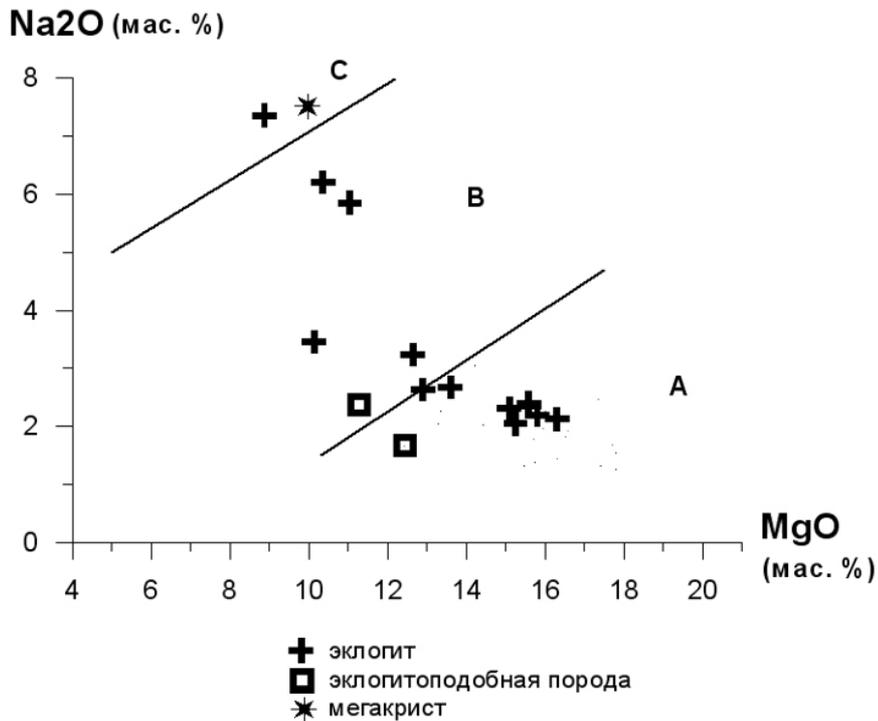


Рис. 7. Особенности состава клинопироксена из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (диаграмма [28]).

Клинопироксены нодулей мафитов также разнообразны по составу (рис. 7). Среди клинопироксенов из включений пород эклогитовой серии преобладают умереннонатриевые омфациты, по составу приближающиеся к малохромистым натриевым диопсидам, отмечаются также типичные омфациты и омфацит-жадеиты [15] с очень высоким содержанием Al_2O_3 (13,15%) и Na_2O (7,36%). Встречен также крупный (6 см) мегакристалл омфацит-жадеита (10,52% Al_2O_3 и 7,52% Na_2O). (Эти высоконатровые и высокоглинозёмистые клинопироксены имеют некоторое сходство и с клинопироксенами из гроспидитов). Судя по составу клинопироксенов, в трубке им. В.Гриба встречены эклогиты всех трёх выделенных главных типов [17, 28]: групп А, В и С, с преобладанием относительно более магнезиальных эклогитов группы А.

Диопсиды из оливиновых вебстеритов (габброидов) «чёрной серии» отличаются высокой кальциевостью ($Ca\#$ 52%), несколько повышенным содержанием Al_2O_3 (2,64%) и FeO (3,3%) и практически не содержат примеси Na_2O , Cr_2O_3 и TiO_2 .

Гранаты из пироповых перидотитов содержат переменное количество Cr_2O_3 (от 1 до 11%), подавляющее большинство их принадлежит лерцолитовому парагенезису, лишь единичные зёрна – к верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезисам (табл. 4, рис. 8). Пироп из катаклазированного ильменитсодержащего перидотита содержит около 10% Cr_2O_3 , но практически не содержит TiO_2 . Гранаты клинопироксенитов и вебстеритов характеризуются низким содержанием Cr_2O_3 (до 1%), при повышенном содержании FeO и TiO_2 . В некоторых образцах пироповых клинопироксенитов состав разных зёрен граната различается по содержанию Cr_2O_3 в 2,5 раза. Оранжевые пиропы ильменитовых и рутиловых перидотитов отличаются умеренным содержанием Cr_2O_3 (2,2-3,6%) и примесью TiO_2 (0,6-1,0%), аналогичный состав имеют и мегакристаллы оранжево-красного пироба. Розовый пироп из клинопироксен-флогопитовых метасоматитов имеет типичный для пиропов гроспидитовой субфации S_2 состав с содержанием Cr_2O_3 (2,31%) и несколько повышенным содержанием FeO (10%).

Гранаты из пород эклогитовой серии характеризуются в целом повышенной магнезиальностью и соответствуют по составу гранатам из эклогитов группы А и В, в том числе и гранат из парагенезиса с омфацит-жадеитом группы С (возможно, часть гранатов приближается по составу к гранатам из гроспидитов, хотя дистен в этих образцах не встречен). Гранаты из эклогитоподобных пород отличаются резко повышенной железистостью ($f=45-50\%$).

Ильменит из разных типов гипербазитов Fe-Ti серии [7]: пироповых и беспироповых ильменитовых перидотитов, клино- и ортопироксенитов, ильменит-рутиловых гипербазитов характеризуется довольно однообразным составом - высокой магнезиальностью (12-16% MgO) и хромистостью (0,7-4% Cr_2O_3) (табл. 5, рис.12). Аналогичный состав имеют мегакристаллы ильменита, а также ильменит, встречающийся в катаклазированных пироповых перидотитах. Ильменит из клинопироксен-флогопитовых и оливин-флогопитовых метасоматитов отличается повышенным содержанием Cr_2O_3 , которое может достигать 6% и даже 9%. В эклогитах встречается безхромовый пикроильменит (около 8% MgO), в эклогитоподобных породах – обычный низкомагнезиальный ильменит. Ламмели распада в выделениях рутила из ильменит-рутиловых перидотитов образованы умеренномагнезиальным (7-10% MgO) высокохромистым ильменитом.

Рутил достаточно широко представлен в кимберлитовых породах трубки им. В.Гриба, прежде всего в виде мегакристаллов чёрного цвета, не очень сильно отличающихся внешне от зёрен пикроильменита. Для рутила мегакристаллов характерно высокое содержание хрома (3-7% Cr_2O_3) и железа (0,4-1,7% FeO), а также небольшая примесь алюминия, магния, ниобия и тантала (табл. 6). Аналогичный состав имеют и крупные выделения рутила в мегакристаллах флогопита. Рутил рутиловых и ильменит-рутиловых

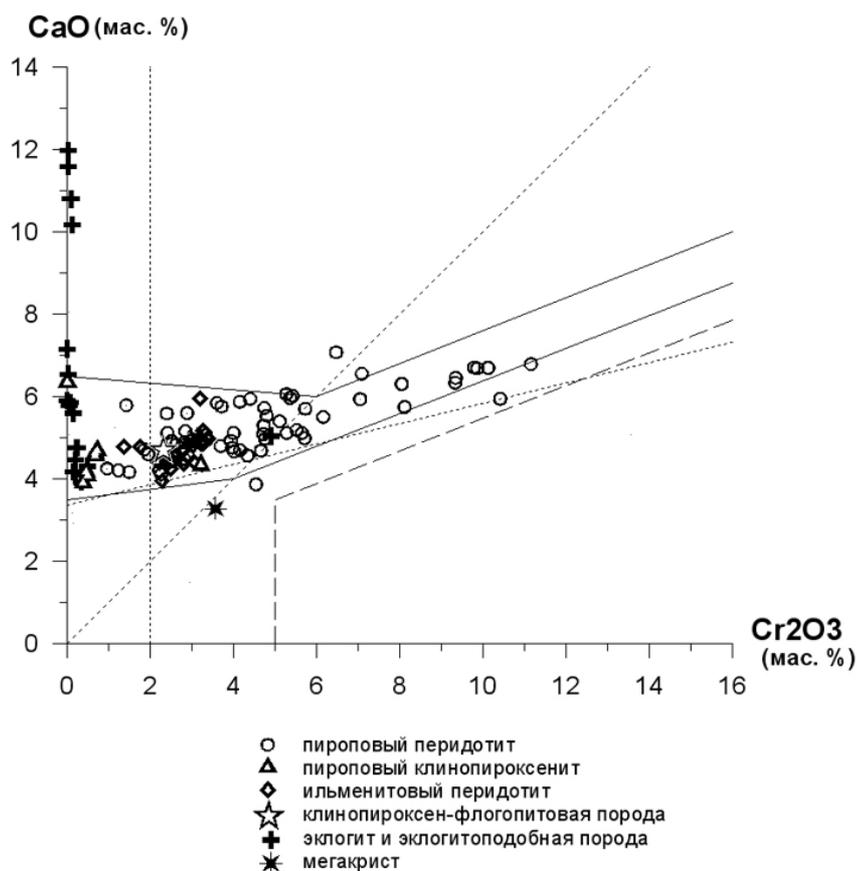


Рис. 8. Особенности состава пирона из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (диаграмма [13,20]).

гипербазитов содержит 2-3% Cr₂O₃ и 0,3% FeO, для него характерно наличие структур распада твёрдого раствора с выделением ламмелей пикроильменита (см. выше). Призматические выделения рутила из оливин-флогопитовых метасоматитов также содержат повышенную примесь хрома (4% Cr₂O₃), в то время как в эклогитах развивается чистый рутил, практически не содержащий примесей.

Хромшпинелид встречается в редких нодулях шпинелевых и хромшпинелевых гарцбургитов и дунитов, а также нодулях пироповых перидотитов. Для состава хромшпинелидов в целом характерен непрерывный изоморфный ряд Cr³⁺ ⇌ Al³⁺ от магнезиального пикотита из нодуля шпинель-пироксеновой фации В до магнезиальных хромитов коэситовой субфации С₃ (табл. 7), а также низкое содержание титана (до 0,8% TiO₂). Аналогичный в целом состав характерен для хромшпинелида из зон плавления нодулей гипербазитов. В то же время у высокохромистых хромшпинелидов из пироп-флогопитовых верлитов и из флогопит-клинопироксеновых метасоматитов понижено содержание Al₂O₃ (до 5%) и повышено содержание FeO (25%) и особенно TiO₂ (до 3%). Близкий к ним состав имеет хромшпинелид и из келифитовой каймы пирона, что может указывать на наложенный характер образования зёрен хромшпинелидов трёх последних типов.

Флогопит очень широко развит в нодулях трубки им. В.Гриба, как в виде отдельных мегакристов и в парагенезисе с первичными минералами пироповых

Таблица 4.

Химический состав граната из мантийных ксенолитов габбро им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	гранатизированный шиннелевый лерцолит	122/234.5	41,56	0,06	21,72	1,86	10,12	0,76	19,28	4,72	0,00	100,08
2	пироповый клинопироксенит	102/490.1	41,72	0,12	22,22	2,53	7,44	0,40	20,38	4,44	0,05	99,30
3	пирон-хромшиннелевый гарцбургит	106/291.3	41,22	0,07	19,83	5,27	8,27	0,57	18,16	6,06	0,05	99,50
4	пироповый вебстерит	114/277.7	41,83	0,12	22,87	0,38	9,37	0,43	20,91	3,91	0,05	99,87
5	пироповый лерцолит	73/205	42,05	0,24	21,91	2,82	9,03	0,52	19,40	4,49	0,07	100,53
6	пироповый лерцолит	102/356	41,34	0,10	18,74	7,09	8,47	0,55	17,65	6,56	0,04	100,54
7	пироповый лерцолит	47/207.6	41,52	0,21	19,25	5,71	6,32	0,29	21,03	4,99	н.о.	99,32
8	пироповый лерцолит	47/226.4	40,61	0,11	16,50	9,35	7,09	0,34	19,55	6,46	н.о.	100,01
9	катаклазированный пироповый лерцолит	102/489.4	40,80	0,05	16,32	9,79	7,00	0,42	18,17	6,71	0,01	99,27
10	пирон-ильменитовый лерцолит	106/454	41,84	0,81	21,20	2,49	9,33	0,38	19,80	4,25	0,12	100,22
11	пирон-ильменитовый лерцолит	114/272.1	41,75	0,85	19,35	2,81	9,72	0,40	20,15	4,37	0,19	99,59
12	гранатит	79/223.7	41,86	0,76	20,17	3,57	8,07	0,33	21,31	3,28	0,05	99,40
13	катаклазированный пироповый гарцбургит	85/213.1	41,18	0,97	18,97	4,90	8,56	0,34	19,78	5,04	0,11	99,85
15	эклогит группы А	134/285.2	41,50	0,53	22,90	0,15	9,88	0,43	18,49	5,60	0,08	99,56
17	эклогит группы А	79/226.5	40,88	0,12	23,28	0,19	13,68	0,39	16,52	4,46	0,04	99,56
16	эклогит группы В	43/234.5	40,90	0,36	22,19	0,23	14,93	0,26	15,90	4,76	н.о.	99,53
14	эклогит группы С	106/460.1	41,35	0,23	23,30	0,09	9,91	0,19	13,86	10,80	0,11	99,84
18	эклогитоподобная порода	47/207	39,05	0,03	20,96	0,00	25,00	0,75	8,60	5,91	н.о.	100,30
19	мегакрист	106/351.21	41,52	1,18	19,89	2,91	9,49	0,37	19,50	4,89	0,11	99,86
20	мегакрист	43/219.1	41,61	0,75	20,37	2,19	8,86	0,27	20,00	4,55	н.о.	98,60
21	мегакрист	48/297.5	41,87	0,90	19,82	3,11	8,31	0,34	20,56	4,99	н.о.	99,90
22	пирон-клинопироксен-флогопитовая порода	47/181.2	41,27	0,13	21,92	2,31	10,01	0,54	18,61	4,70	0,05	99,54

Таблица 5.

**Химический состав ильменита из мантийных ксенолитов трубки
им. В.Гриба (мас. %)**

№№ п.п.	Порода	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	катаклазированный пироповый лерцолит	102/489.4	53,84	0,60	1,26	28,50	0,28	14,36	98,84
2	ильменитовый клинопироксенит	79/274.5	52,88	0,43	0,90	31,09	0,32	13,23	98,85
3	ильменитовый гарцбургит	92/374	53,78	0,58	2,62	27,01	0,28	14,83	99,10
4	ильменит-рутиловый перидотит	48/248	54,60	0,62	2,16	29,59	0,27	13,29	100,53
5	пироп-ильменитовый лерцолит	106/454	53,03	0,28	2,57	29,44	0,27	13,36	98,95
6	пироп-ильменитовый лерцолит	114/272.1	53,36	0,49	2,30	30,54	0,28	12,56	99,53
7	гранатит	79/223.7	52,44	0,98	4,09	26,70	0,23	14,39	98,83
8	эклогит группы А	106/404	51,17	0,38	0,10	39,01	0,27	8,00	98,93
9	гранулит	47/179	53,22	0,20	0,00	44,22	0,24	1,89	99,77
10	мегакрист	43/219.1	53,99	0,91	2,29	26,98	0,36	14,04	98,57
11	мегакрист	43/250	52,78	0,68	2,21	27,76	0,27	14,58	98,28
12	клинопироксен - флогопитовая порода	106/404.2	52,70	0,03	1,39	32,71	0,31	12,45	99,59
13	оливин-флогопитовая порода	106/184	51,82	0,31	6,02	26,82	0,36	14,67	100,00

перидотитов, пироксенитов и эклогитов, так и в виде наложенного, метасоматического минерала, замещающего первичные минералы нодулей и являющегося порообразующим минералом оливин-флогопитовых и клинопироксен-флогопитовых пород (метасоматитов?). Подавляющая часть ксенокристов и мегакристов флогопита характеризуется умеренными содержаниями Al₂O₃ (11-14%), TiO₂ (0,3-1%), Cr₂O₃ (до 1%) (табл. 8) и по составу аналогична первичному флогопиту лерцолитов и мегакристов [18,23] (рис. 10, 11). Аналогичный состав характерен для флогопита из пироп-флогопитовых клинопироксенитов, вебстеритов и верлитов, а также оливин-флогопитовых и клинопироксен-флогопитовых пород (предположительно метасоматитов), которые по этому признаку – соответствуют первичным, а не метасоматическим породам. Флогопит из рутил-оливин-флогопитовых метасоматитов, а также из флогопит-клинопироксеновых метасоматитов с железистым диопсидом имеет более высокое содержание TiO₂ и Cr₂O₃, что, вероятно, может указывать на его наложенное (вторичное) происхождение. Явно вторичные флогопиты из зон плавления нодулей и келифитовых кайм на пиробах характеризуются высоким содержанием TiO₂ и Cr₂O₃ (до 3,2%). Флогопит из эклогита имеет повышенное содержание TiO₂ (2,2%) и умеренное Cr₂O₃ (0,7%), в то время как слюда из эклогитоподобной породы является высокотитанистым (5,5% TiO₂) безхромовым флогопитом.

Таблица 6.

Химический состав рутила из мантийных ксенолитов трубки им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
1	ильменит-рутиловый перидотит	48/248	97,19	0,24	2,39	0,29	0,00	0,00	0,21	0,31	0,04	100,67
2	пироп-рутиловый перидотит	46/239.6	96,02	0,05	3,16	0,43	0,00	0,01	0,00	0,53	0,17	100,37
3	эклогит группы В	85/274.5	99,51	0,19	0,00	0,22	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	100,03
4	мегакрист	106/454.11	93,91	0,01	5,17	0,39	0,00	0,07	0,03	0,84	0,05	100,47
5	мегакрист	57-1/428	90,07	0,36	7,21	1,68	0,01	0,34	0,00	0,90	0,12	100,69
6	мегакрист	89/172.2	95,28	0,25	2,94	1,30	0,03	0,02	0,13	0,40	0,22	100,57
7	включение в мегакрист флогопита	86/182.6	88,68	0,25	6,85	1,98	0,03	0,45	0,11	0,15	1,18	99,68
8	рутил-оливин-флогопитовая порода	102/500.4	95,36	0,03	3,86	0,07	0,02	0,00	0,00	0,83	0,06	100,23

Таблица 7.

Химический состав хромшпинелида из мантийных ксенолитов трубки им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма
1	шпинелевый дунит	43/243	0,07	42,24	25,30	14,33	0,15	16,88	н.о.	98,97
2	хромшпинелевый гарцбургит	102/498.4	0,20	13,58	55,44	19,70	0,38	9,52	0,06	98,88
3	хромшпинелевый гарцбургит	114/291.5	0,11	15,50	54,06	18,54	0,37	10,37	0,51	99,46
4	хромшпинелевый дунит	79/252.5	0,12	17,59	49,35	18,24	0,30	11,89	0,20	97,69
5	хромшпинелевый дунит	89/235	0,09	29,65	39,91	16,15	0,27	13,29	0,00	99,36
6	гранатизированный шпинелевый лерцолит	122/234.5	0,23	28,28	39,77	17,35	0,22	13,07	0,41	99,33
7	пироп-хромшпинелевый гарцбургит	106/291.3	0,48	14,31	54,33	17,52	0,32	12,13	0,15	99,24
8	пироповый лерцолит	102/356	0,50	14,72	53,70	17,70	0,37	12,19	0,15	99,33
9	хромшпинелевый дунит	106/448.1	0,25	6,22	61,08	19,73	0,31	11,54	0,10	99,23
10	клинопироксен-флогопитовая порода	114/497	3,24	3,91	54,58	26,11	0,45	10,38	0,09	98,76

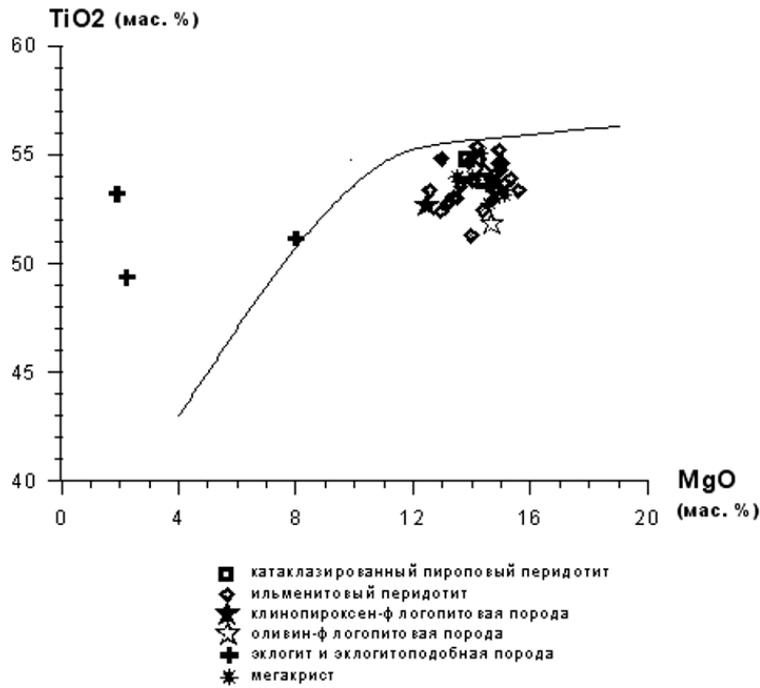


Рис. 9. Особенности состава ильменита из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба.

Линия показывает границу между кимберлитовыми и некимберлитовыми ильменитами (неопубликованная диаграмма И.П. Илупина)

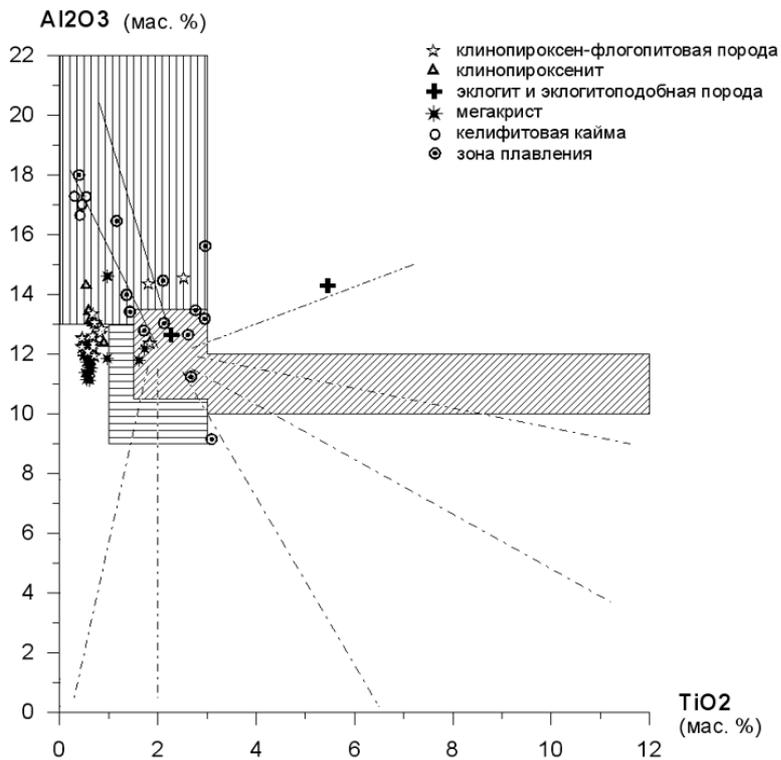


Рис. 10. Особенности состава флогопита из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (диаграмма [13,20]).

Таблица 8.

Химический состав флогопита из мантйных ксенолитов трубки им. В.Гриба (мас. %)

№№ п.п.	Порода	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Сумма
1	пироповый верлит	102/485	39,56	0,61	13,10	0,86	3,30	0,00	23,47	0,01	0,25	9,99	0,90	92,05
2	пироповый клинопироксенит	102/490.1	41,37	0,80	12,96	0,58	2,44	0,03	24,16	0,00	0,63	9,30	2,69	94,96
3	пироповый вебстерит	114/277.7	40,25	0,54	14,30	0,14	3,25	0,06	25,66	0,00	0,46	8,95	2,42	96,03
4	zone fusion in Crx	79/274.5	41,27	2,12	13,04	0,95	4,02	0,01	23,56	0,01	0,29	10,23	0,07	95,57
5	эклогит группы А	134/285.2	40,91	2,27	12,65	0,73	4,41	0,01	22,51	0,01	0,30	10,65	0,18	94,63
6	эклогитоподобная порода	47/207	38,68	5,45	14,29	0,09	10,84	0,03	16,81	0,00	0,08	9,97	н.о.	96,24
7	мегакрист	86/182.6	40,90	0,97	14,61	0,98	3,84	0,00	24,09	0,01	0,66	9,63	0,53	96,22
8	мегакрист	43/241	42,03	0,59	11,63	0,63	3,35	0,06	25,32	0,00	0,05	10,66	н.о.	94,32
9	мегакрист	43/260	42,10	0,49	11,98	0,68	2,95	0,03	25,46	0,00	0,09	10,56	н.о.	94,34
10	мегакрист	43/285	42,35	0,50	11,95	0,61	2,99	0,06	25,38	0,00	0,90	10,72	н.о.	95,46
11	клинопироксен- флогопитовая порода	106/354.4	41,29	0,45	12,24	0,35	3,24	0,02	24,14	0,00	0,42	11,10	н.о.	93,25
12	клинопироксен- флогопитовая порода	106/404.2	40,45	0,68	12,23	0,47	3,40	0,02	24,72	0,05	0,85	10,24	н.о.	93,11
13	клинопироксен- флогопитовая порода	106/441	41,42	0,82	12,70	0,23	3,44	0,04	24,40	0,03	0,61	11,06	н.о.	94,75
14	клинопироксен- флогопитовая порода	106/464.4	41,14	0,70	11,94	0,74	3,14	0,01	25,78	0,00	0,26	11,39	н.о.	95,10
15	клинопироксен- флогопитовая порода	114/497	42,35	0,67	12,60	0,71	3,39	0,00	24,99	0,01	0,10	10,77	0,08	95,67
16	оливин-флогопитовая порода	106/184	39,89	0,67	13,34	0,37	3,67	0,02	24,65	0,00	0,20	10,77	н.о.	93,58
17	рутил-оливин-флогопитовая порода	102/500.4	41,04	1,80	14,35	1,54	3,58	0,04	23,63	0,00	0,32	10,08	0,04	96,42

ТР-параметры образования нодулей

Для расчёта ТР параметров образования мантийных ксенолитов использовался состав минералов из наиболее распространённых в разных типах нодулей минеральных парагенезисов: $S_{rx}+Ga$ и $O_{rx}+Ga$. Для парагенезиса $S_{rx}+Ga$ температура определялась по геотермометру NS94T, давление – по барометру NS94P [24] в соответствующих модификациях метода для перидотитов и эклогитов; для парагенезиса $O_{rx}+Ga$ использовался геотермометр NI92T и геобарометр NI92P. Достаточно хорошая сходимости полученных разными методами результатов и непротиворечивость их петрографическим особенностям ксенолитов подтверждает корректность применения этих методов (рис. 12).

Среди ультрамафитов Mg-Al серии [7] наименьшие температура и давление свойственны гранатизированным шпинелевым перидотитам шпинель-пироповой субфации C_1 (713°C, 22,6 кбар), а наибольшие – перидотитам коэситовой субфации C_3 (1234°C, 49 кбар). Большая часть пироповых перидотитов и разнообразных пироповых клинопироксенитов и вебстеритов образовалась в интервале 800-1150°C и 25-45 кбар. Ильменитовые перидотиты Fe-Ti серии [7] в целом характеризуются более высокими ТР параметрами образования (1000-1250°C и 40-53 кбар), так же как и комбинированные породы из зон «горячего» контакта, в которых иногда фиксируется резкая неравновесность минеральных парагенезисов. Так, в упомянутом выше образце пироп-ильменитового лерцолита (№ 106/464) параметры образования парагенезиса $O_{rx}+Ga$ и $S_{rx}+Ga$ очень резко различаются (737°C, 29.9 кбар и 1206°C, 49.9 кбар, соответственно), что подчёркивает метасоматизированный характер этой породы. В то же время широко развитые клинопироксен-флогопитовые «метасоматиты» (иногда пиропсодержащие) характеризуются умеренными ТР параметрами образования (945°C, 33.9 кбар), характерными для гроспидитовой субфации глубинности [14]. Породы эклогитовой серии также разнообразны по условиям образования. Наиболее высокотемпературными и высокobarными (1170°C, 54 кбар) являются эклогиты группы В [28], интервал ТР параметров образования эклогитов группы А: 900-1080°C и 27-44 кбар, изученных эклогитоподобных пород: 838-873°C и 28,5-29,7 кбар. В целом, характер изменения параметров образования изученных нодулей разных типов хорошо соответствует кондуктивной геотерме 42-43 мW/m².

Обсуждение результатов

Трубка Гриба содержит повышенное количество разнообразных глубинных ксенолитов, в том числе ксенолитов, которые отличаются крупными размерами и слабой степенью вторичных изменений. Непосредственное петрографическое изучение таких ксенолитов вместе с изучением особенностей химического состава слагающих их минералов позволяет более объективно и детально выявлять особенности состава и строения различных мантийных пород, а значит, и расшифровывать особенности процессов их образования, преобразований и взаимоотношений.

Признаки магматического происхождения пород

Из ксенолитов ультрамафитов в трубке Гриба резко преобладают нодули пород Mg-Al магматической серии [7]: разнообразных пироповых перидотитов и пироксенитов гроспидитовой и коэситовой субфаций глубинности (« C_2 » и « C_3 » по [14]), в то время как нодули хромшпинелевых ультрамафитов этих субфаций чрезвычайно редки и представлены только дунитами и гарцбургитами, а нодули типичных низкobarических шпинелевых перидотитов единичны. Эти породы характеризуются аллотриоморфными, гипидиоморфными, протогранулярными, редко мозаично-порфиробластовыми структура-

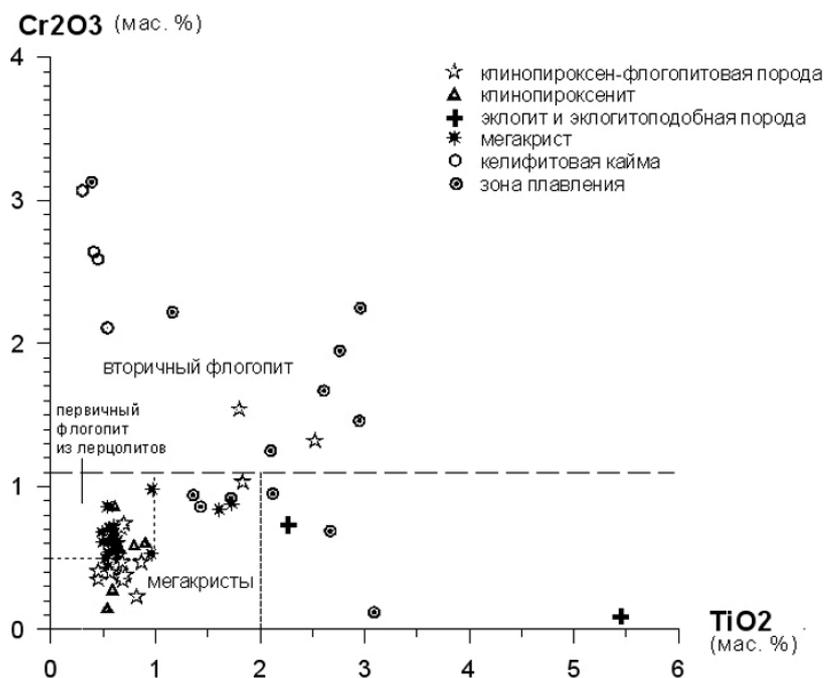


Рис. 11. Особенности состава флогопита из глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба (диаграмма [16,18]).

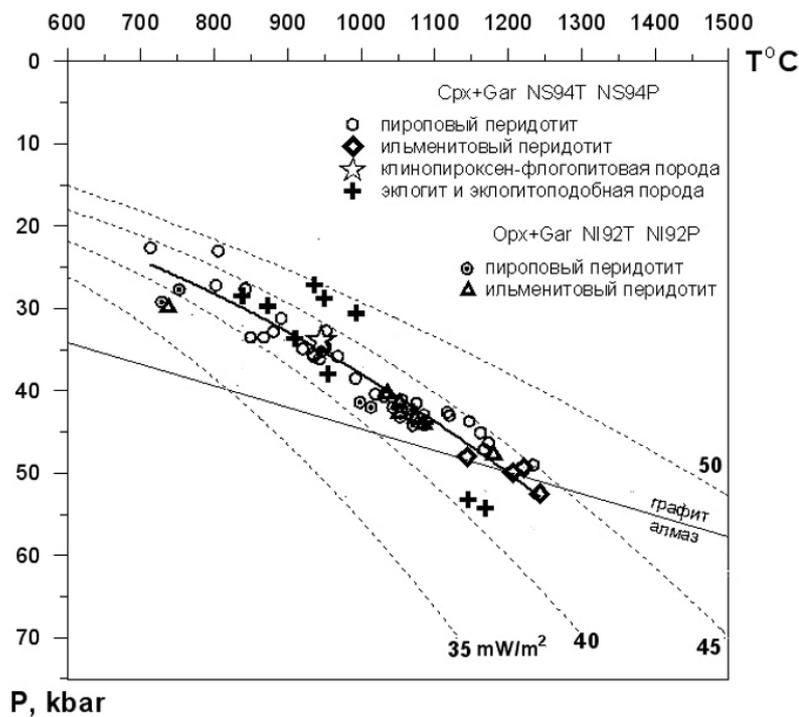


Рис. 12. Условия образования глубинных ксенолитов трубки им. В.Гриба.

ТР параметры рассчитаны по [24]. Линия графит-алмаз по [22]; линии кондуктивных геотерм по [25].

ми, что указывает на их возможное магматическое происхождение и различную степень метаморфических преобразований. Более того, комплексные породы этого типа (перидотиты и пироксениты) с характерными параллельно-полосчатыми текстурами похожи на фрагменты магматических пород кумулюсного происхождения из расслоенных интрузивов. Присутствуют также редкие гранатизированные шпинелевые (хромшпинелевые) лерцолиты, в которых замещение хромшпинелида пиропом могло происходить в результате повышения давления (при погружении отдельных блоков пород на глубину) или, что более вероятно, при остывании этих пород при постоянном давлении [4]. Основной объём мантии на интервале глубин 70-130 км под трубкой Гриба образован в разной степени метаморфизованными пироповыми перидотитами, вероятно, магматического происхождения.

Среди ультрамафитов Fe-Ti магматической серии [7] можно выделить две группы пород, различающиеся вероятно по особенностям образования. Большая часть этих пород представлена ильменитовыми, пироп-ильменитовыми (реже своеобразными рутиловыми, пироп-рутиловыми и ильменит-рутиловыми) оливинитами, перидотитами, пироксенитами аллотриоморфной, гипидиоморфной до сидеронитовой, иногда мозаично-порфиробластовой структуры, что (также как и для нодулей пород Mg-Al серии) указывает на их возможное магматическое происхождение и различную степень метаморфических преобразований. В целом, эти породы являются более высокотемпературными и высокобарическими, чем пироповые перидотиты (по расчётам - 1000-1250°C и 40-53 кбар). Это хорошо согласуется с характером взаимоотношений пород этих двух серий в уникальных образцах комплексных пород, в которых зафиксирован процесс активного, «горячего» контактного метасоматического воздействия интрузии ильменит-пироповых клинопироксенитов на массив пироповых верлитов с образованием в зоне контакта полосчатых пироп-клинопироксеновых пород с переменным составом минералов – своеобразных «скарноидов». В данном уникальном случае проявлен процесс высокоградиентного контактового метасоматического замещения. Чаще процесс железо-титанистого метасоматоза проявлен в виде частичных преобразований пироповых перидотитов (в виде постепенного замещения малинового пироба оранжевым пиропом или одновременного присутствия малинового и оранжевого пироба в разных зонах одного образца), вплоть до практически полного замещения пироповых перидотитов минералами ильменитовой ассоциации с сохранением лишь редких реликтов фиолетового пироба и энстатита. При полном замещении образуются пироп-ильменитовые перидотиты и пироксениты (по сути – метасоматиты с типичным для ильменитовых перидотитов набором минералов), которые видимо можно считать второй группой ильменитовых пород, образованных в результате метасоматического воздействия магматических ильменитовых перидотитов (первой группы) на вмещающие породы (то есть в результате достаточно равномерной, медленной их «пропарки»). Характерным признаком таких пород является наличие элементов прожилковых и пойкилитовых структур. Судя по рассчитанным ТР-параметрам пироп-ильменитовые перидотиты развиты на глубинах 120-150 км.

Мантийный метасоматоз

Широкое развитие разнообразных клинопироксен-флогопитовых, оливин-флогопитовых и флогопитовых пород может указывать на интенсивное проявление процессов мантийного водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) метасоматоза в породах материнского глубинного субстрата кимберлитов трубки им. В. Гриба. Однако, отсутствие видимых признаков замещения этими минералами минералов заведомо первичных мантийных пород, наличие типичных деформированных зёрен клинопироксена и флогопита с полосами излома или «псевдодвойникованием» вдоль Z-x

систем трещин отдельности, а также особенности состава минералов таких пород (и клинопироксен, и флогопит, и пироп идентичны по составу соответствующим первичным минералам) указывают на то, что по крайней мере значительная часть таких оливин- и клинопироксен-флогопитовых пород может иметь первично-магматическое, а не метасоматическое происхождение. Такие породы, возможно, могли образоваться из остаточных, обогащённых летучими компонентами расплавов в виде жильных (жилоподобных) тел, аналогично пегматитовым и лампрофировым образованиям (телам) апикальных частей коровых интрузивов. Судя по рассчитанным TP -параметрам ($945^{\circ}C$, 33.9 кбар) такие клинопироксен-флогопитовые пиропсодержащие породы образовались на глубине около $100-110$ км, в зоне гроспидитовой субфации глубинности. Зафиксирован единственный пока случай резкого «холодного» контакта аналогичного типа породы с пироповым перидотитом, что подтверждает жилообразный характер их образования (внедрения), правда состав минералов этой жилки несколько отличается от состава минералов типичных клинопироксен-флогопитовых пород (более железистый и менее хромистый клинопироксен, более хромистый и титанистый флогопит), что, возможно, требует выделения этой породы в отдельную разновидность. Тем не менее, сам факт резкого, секущего, «холодного» характер контакта между мантийными породами показателен.

В то же время отчётливые признаки явного водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) метасоматоза (с развитием, прежде всего мелких выделений флогопита и клинопироксена) проявлены очень широко в разных типах пород (и в пироповых и хромшпинелевых перидотитах, и в пироп-ильменитовых перидотитах, и в эклогитах, и даже в упомянутых выше клинопироксен-флогопитовых породах). Структурные особенности образованных при этом агрегатов минералов и взаимоотношения их с первичными минералами (постепенное замещение первичных минералов ксенолитов агрегатом новообразованного флогопита и клинопироксена в «зонах плавления» и флогопитом в келифитовых каймах), а также особенности их состава однозначно указывают на наложенный характер этого типа метасоматоза и на вторичность образованных им минералов.

Признаки отчётливой наложенной метасоматической флогопитизации подобного типа проявлены и в ксенолитах мантийных пород (перидотитах фаций B , C_1 и C_2) из кимберлитовых трубок Золотицкого и Пачугского кустов Зимнего Берега, однако гораздо более широко в них проявлены процессы водно-щелочного (калий-натрового) метасоматоза в виде наложенной амфиболизации - постепенного замещения диопсида и пироба хромистым паргаситом. В то же время пока ни в одном из ксенолитов трубки им. В.Гриба не зафиксированы признаки этого типа водно-натрового метасоматоза (мантийные породы под трубкой им. В.Гриба, вероятно, не подверглись воздействию метасоматической амфиболизации).

Породы эклогитовой серии и другие мафиты.

Наряду с ксенолитами разнообразных ультрамафитов, в трубке им. В.Гриба широко распространены и нодулы мафических пород разного происхождения и условий образования. Наибольшим распространением пользуются эклогитоподобные породы, по составу образующие постепенные переходы с гранулитами. Эти породы слагают, вероятно, нижнекоровые горизонты и частично – верхи мантии (судя по рассчитанным TP -параметрам $838-873^{\circ}C$ и $28,5-29,7$ кбар). Возможно, с ними связаны и габброиды (оливиновые вебстериты) «чёрной серии». Весьма разнообразны и ксенолиты эклогитов: наряду с наиболее распространёнными эклогитами группы A [17], прослой которых характерны для массивов ультрамафических пород, отмечаются также эклогиты группы B , характерные для мигматитизированных гнейсовых комплексов, а также эклогиты

группы С, которые обычно образуют зоны и линзы внутри комплексов альпинотипных метаморфических пород (голубых глаукофановых сланцев). Ксенолиты эклогитов группы С могут интерпретироваться как фрагменты древней океанической коры, которая была пододвинута под материковую плиту в зоне субдукции [4] (т.е. как фрагмент вещества из зоны субдукции Русской материковой плиты.).

Мегакристы

Разнообразие широко распространённых в трубке Гриба мегакристов хорошо соответствует разнообразию присутствующих в ней типов ксенолитов мантийных пород. Наиболее широко развитые мегакристы ильменита, рутила, титанистого пиропса по составу являются аналогами соответствующих минералов ильменитовых и рутиловых перидотитов; мегакристы клинопироксена, ортопироксена и оливина близки по составу минералам из ильменитовых и катаклазированных пироповых перидотитов; мегакристы хромдиопсида и флогопита идентичны по составу минералам клинопироксен-флогопитовых метасоматических(?) пород. Даже для очень редких в трубке эклогитов группы С обнаружено соответствие в виде мегакрита омфацит-жадеита размером 6 см. Поэтому четкую границу между ксенокристами и мегакристами в трубке им. В.Гриба установить трудно. Минералы глубинных включений и минералы, встречающиеся в виде отдельных зёрен в кимберлитовом цементе представляют собой, вероятно, продукты разной степени дезинтеграции и плавления глубинных пород.

Отличия от ксенолитов других трубок Зимнего Берега

Характер распределения разновидностей глубинных ксенолитов в кимберлитах трубки им. В.Гриба показан на рис. 13. По спектру разновидностей мантийных пород трубка им. В.Гриба совершенно не похожа на кимберлитовые трубки месторождения им. М.Ломоносова (кимберлиты Al-серии Зимнего Берега) и наиболее близка трубке Ан-688 Пачугского куста (кимберлиты Fe-Ti-серии Зимнего Берега). Причём трубка Гриба отличается от трубок месторождения им. Ломоносова не только тем, что содержит ксенолиты ильменитовых и рутиловых перидотитов, клинопироксен-флогопитовых пород («метасоматитов»(?)), эклогитов и разнообразные мегакристы (неизвестные или очень редкие типы включений в кимберлитах месторождения им. Ломоносова), она отличается даже характеристиками в целом однотипных безильменитовых ультрамафитов. В отличие от месторождения им. Ломоносова, в трубке им. В.Гриба резко преобладают пироповые перидотиты и практически отсутствуют шпинелевые и хромшпинелевые перидотиты – то есть соотношение пироповых и хромшпинелевых разновидностей прямо противоположное (практически зеркальное!). От кимберлитов трубок Пачугского куста трубка Гриба отличается по характеру мантийного материала скорее на количественном уровне (большее количество и размеры ксенолитов определяют и большее их разнообразие), но кроме того она отличается широким развитием клинопироксенитов и клинопироксен-флогопитовых пород, а также присутствием мегакристов рутила, деформированного флогопита, клинопироксена и ортопироксена. Присутствие рутила в самых разных видах (в виде мегакристов, в виде порообразующего минерала перидотитов и акцессорного минерала самых разных глубинных пород) может быть одна из самых ярких и интересных особенностей мантийного материала трубки Гриба. Но, вероятно это особенность мантийного субстрата не только этой трубки: в кимберлитах Fe-Ti серии всех трубок и силлов Зимнего Берега (им. В.Гриба, Ан-688, 693, 751, 748, 734) идиоморфные фенокристы оливина второй генерации, кристаллизовавшиеся из кимберлитового расплава, очень часто содержат микровключения кристаллов рутила. В то же время во всех пикритах и кимпикритах Fe-Ti серии Зимнего Берега включения в фенокристы

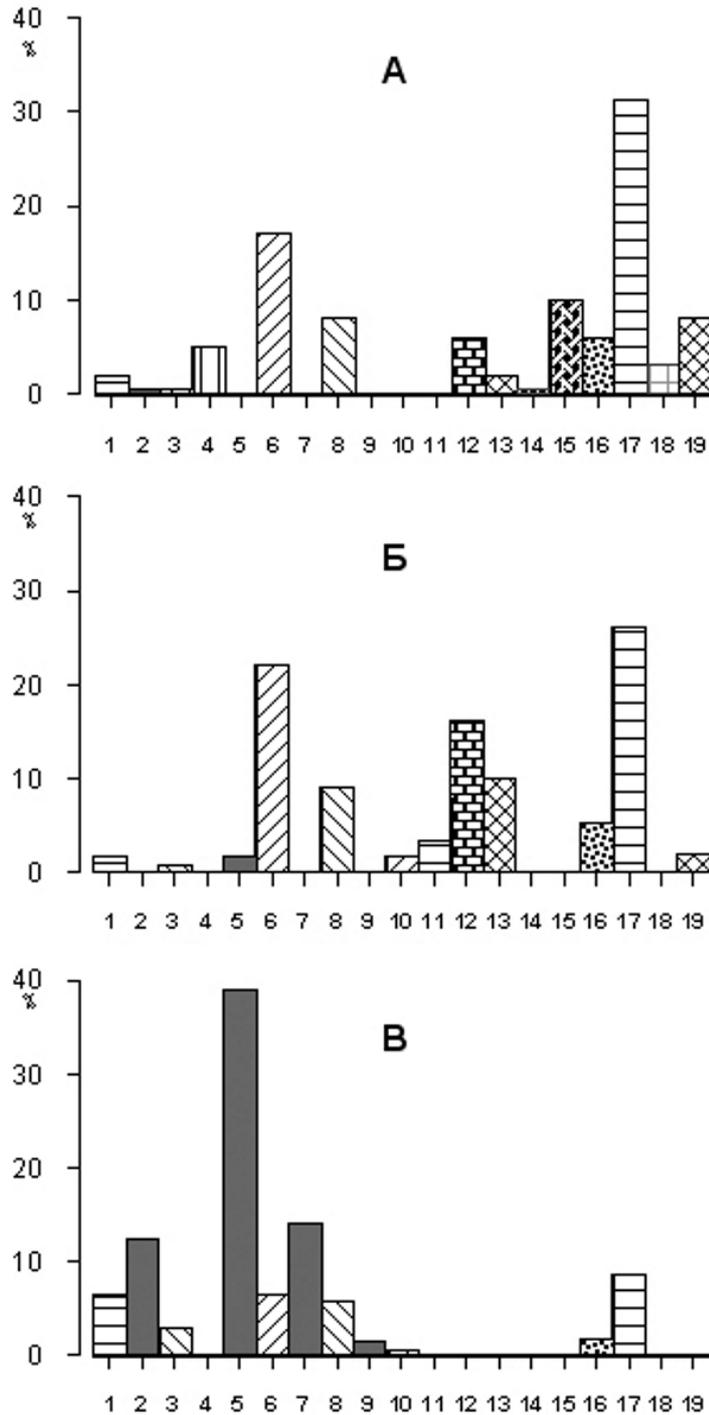


Рис. 13. Распределение типов глубинных ксенолитов в кимберлитах трубки им. В.Гриба (А) по сравнению с трубкой Ан-688 (Б) и трубками месторождения им. М.Ломоносова (В).

1 - дуниты, 2-10 - ультрамафиты Mg-Al магматической серии [7]: 2 - шпинель-пироксеновой фации глубинности "В" [14], 3 - шпинель-пироповой субфации "С₁", 4 - пироповые клинопироксениты; 5, 6 - гроспидитовой субфации "С₂", 7, 8 - коэситовой субфации "С₃", 9, 10 - алмаз-пироповой фации "D"; 11 - гранатизированные ортопироксениты распада (3, 4, 6, 8, 10, 11 - пиропсодержащие разновидности); 12-14 - ультрамафиты Fe-Ti магматической серии [7]: 12 - ильменитовые породы, 13 - пироп-ильменитовые породы, 14 - рутиловые породы; 15 - клинопироксен-флогопитовые метасоматиты; 16 - эклогиты, 17 - эклогитоподобные породы и гранулиты; 18 - габброиды; 19 - мегакриты.

оливина представлены только непрозрачным титанистым хромшпинелидом, а в фенокристах оливина всех кимберлитов и мелилититов Al-серии Зимнего Берега включения представлены только прозрачным коричневым глинозёмистым хромшпинелидом. Присутствие микровключений рутила в фенокристах оливина может являться косвенным признаком присутствия в мантийном субстрате кимберлитовых трубок Fe-Ti серии района рутиловых перидотитов.

Другим яркой и возможно, принципиальной особенностью трубки им. В.Гриба является отсутствие признаков мантийной метасоматической амфиболизации перидотитов, чрезвычайно характерной для нодулей из кимберлитов месторождения им. Ломоносова и кимберлитов трубок Пачугского куста, подавляющее большинство алмазов в которых представлено округлыми, растворёнными кристаллами «уральского» типа [5]. Возможно, отсутствие привноса в кимберлитовый расплав трубки им. В.Гриба высокоактивного растворяющего натриевого компонента могло способствовать сохранению большей части её кристаллов алмаза в виде плоскогранных октаэдров

Выводы

В трубке им. В.Гриба преобладают нодули разнообразных пироповых перидотитов и пироксенитов разных фаций глубинности, в то время как хромшпинелевые ультрамафиты единичны. Широко распространены эклогитоподобные породы и эклогиты групп А, В, реже С, а среди ультрамафитов Fe-Ti серии наряду с обычными ильменитовыми и пироп-ильменитовыми породами встречены своеобразные ильменит-рутиловые и пироп-рутиловые разновидности. Особенностью трубки является также присутствие мегакристов рутила наряду с «обычными» мегакристами ильменита, граната, флогопита, пироксенов и оливина. Широкое развитие разнообразных клинопироксен-флогопитовых и флогопитовых пород может указывать на проявление процессов мантийного водно-известково-щелочного (калий-кальциевого) метасоматоза, или на кристаллизацию из обогащённых летучими компонентами остаточных расплавов. Присутствие разнообразных нодулей комбинированных пород указывает на сложную, многоэтапную историю формирования мантийного субстрата, в том числе, на магматическое расслоение кумулусного типа, формирование жильных метасоматических образований, интрузивные взаимоотношения пород с формированием зон «горячего» контактового метасоматоза – «скарноидов». В целом характер изменения TP параметров образования изученных нодулей перидотитов и эклогитов разных типов соответствует кондуктивной геотерме $42-43 \text{ mW/m}^2$.

По спектру разновидностей мантийных пород трубка им. В.Гриба совершенно не похожа на кимберлитовые трубки месторождения им. Ломоносова (кимберлиты Al-серии Зимнего Берега) и наиболее близка трубке Ан-688 Пачугского куста (кимберлиты Fe-Ti-серии Зимнего Берега). От трубки Ан-688 трубка им. В.Гриба отличается более высоким содержанием мантийных нодулей, широким развитием клинопироксенитов и клинопироксен-флогопитовых пород, а также мегакристов клинопироксена, ортопироксена, деформированного флогопита и рутила.

В целом, по набору типов мантийных ксенолитов, их крупным размерам и высокому содержанию, резкому преобладанию пироповых разновидностей (а также по геохимическим и Nd-Sr изотопным характеристикам [1]) кимберлиты трубки им. В.Гриба принадлежат Fe-Ti серии кимберлитов Зимнего Берега и являются аналогом кимберлитов группы 1 Южной Африки и алмазоносных кимберлитов Южных полей Якутской алмазоносной провинции (кроме Накынского поля). Преобладание среди алмазов трубки им. В.Гриба плоскогранных октаэдров также сближает её породы с кимберлитами Якутии.

Проведённое петрографо-минералогическое изучение мантийных ксенолитов позволило в общих чертах нарисовать картину (макет) состава и строения верхней мантии

под трубкой Гриба, обозначить особенности формирования и взаимоотношений разных типов мантийных пород, то есть создать необходимую фактологическую основу и наметить систему рабочих гипотез для дальнейшего их подтверждения и детализации более тонкими методами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (№ 01-05-64257).

Литература

1. **Веричев Е.М., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Журавлев Д.З.** Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Доклады РАН. 1999. Т.368. № 2. С. 226-229.
2. **Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.** Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. Москва: Наука. 1976. 284 с.
3. **Глубинные ксенолиты и верхняя мантия** (Под ред. Соболева В.С., Добрецова Н.Л., Соболева Н.В.) Новосибирск: Наука. 1975. 272 с.
4. **Доусон Дж.Б.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир. 1983. 300 с.
5. **Захарченко О.Д., Блинова Г.К., Ботова М.М., Бойдало М.А., Галимов Э.М., Лапушков В.М., Махин А.И., Медведева М.С., Соболев Е.В., Юрьева О.П.** Алмазы из трубок Архангельской алмазоносной области // Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания «Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы». Иркутск. 1990. С. 282-284.
6. **Илупин И.П.** Находки «кимберлитовых» минералов в некимберлитовых изверженных горных породах // Труды ЦНИГРИ. Вып. 188. 1984. С. 46-51.
7. **Маракушев А.А.** Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 МГК. Петрология. Секция С.09. Доклады. Т.9. М.: Наука. 1984. С. 153-161.
8. **Саблуков С.М.** О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР. 1990. Т.313. № 4. С.935-939.
9. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология. 2000. Т. 2. № 5. С.525-554.
10. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Веричев Е.М.** Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазоносная провинция) // Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» (г. Владивосток). Изд. Института геохимии им. А.П. Виноградова РАН. Иркутск. 2002. С. 134-149.
11. **Сергеева О.С.** Морфологические особенности алмазов трубки им. В.Гриба. // В кн.: Очерки по геологии и месторождениям Архангельской области. Архангельск. С. 97-102.
12. **Синицын А.В., Дауев Ю.М., Гриб В.П.** Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геол. и Геофиз. 1992. № 10. С. 74-83.
13. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
14. **Соболев, В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геол. и Геофиз. 1972. № 12. С. 37-42.
15. **Удовкина Н.Г.** 1985. Эклогиты СССР. М.: Наука. 285 с.
16. **Carswell, D.A.** Primary and secondary phlogopites in garnet lherzolite xenoliths. Phys. Chem. Earth 1975. V. 9. P. 417-430.
17. **Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B. and Brannock, W.W.** Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. № 3. P. 483-508.
18. **Dawson J.B. and Smith J.V.** Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite. Nature. 1975. V. 253. P. 336-338.
19. **Dawson J.B. and Stephens W.E.** Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. J. Geol. 1975. V. 83. P. 589-607.
20. **Gurney J.J.** A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. //In: J.E. Glover and P.G. Harris (Eds.), Kimberlite occurrence and origin. University of Western Australia, Geol. Dept., Publ. 1984. V. 8. P. 143-166.
21. **Harte B., Cox K.G. and Gurney J.J.** Petrography and geological history of upper mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe. // In: Physics and chemistry of the Earth, vol. 9 (First Int. Kimb. Conf. Cape Town, 1973). Pergamon Press, New York. 1973. P. 477-506.

22. **Kennedy C.S. and Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond. *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 2467-2470.
23. **Mitchell R.H.** Compositional variation of micas in kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophires. *Extended Abstracts 6 IKC. Novosibirsk. Russia.* 1995. P. 390-392.
24. **Nikitina L.P. and Simakov S.K.** *TERRA nova. Fifth International EMPG Symposium.* 1994. V. 6. P. 34.
25. **Pollack H.N. and Chapman D.S.** On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics.* 1977. V. 38. P. 279-296.
26. **Sablukov S.M.** Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk Province // 6-th IKC. Russia. Novosibirsk. 1995. *Exstented Abstracts.* P.481-483.
27. **Sablukova L.I.** Mantle nodules in kimberlite rocks of Arkhangelsk // 6-th IKC. Russia. Novosibirsk. 1995. *Exstented Abstracts.* P. 484-486.
28. **Taylor L.A. and Neal C.R.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography and whole rock chemistry. *J. Geol.* 1989. V. 95. P. 551-567.
29. **Verichev E.M., Sablukov S.M., Sablukova L.I., Zhuravlev D.Z.** A new type of diamondiferous kimberlite of the Zimny Bereg area (pipe named after Vladimir Grib) // 7th International Kimberlite Conference. South Africa. Kape Town. 1998. *Exstented Abstracts.* P. 940-942.

УДК 551.22 +552.11

ТРУБКА «ЮБИЛЕЙНАЯ»: ОТ МИНЕРАЛОГИИ К СТРУКТУРЕ И ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Логвинова А.М.¹, Николаева И.В.¹,
Палесский С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, e-mail: vlad@igc.irk.ru

³ЦНИГРИ, АК АЛРОСА, Мирный, Россия

Концентрат из кимберлитовой трубки Юбилейная (800 анализов), Алакитское поле, Якутия, был использован для определения химического состава температурных условий, и структуры мантии с использованием мономинеральной термобарометрии [4-6,25]. Клинопироксеновые и гранатовые геотермы обнаруживают раздел на уровне 35 кбар. Два термобарометрических подхода, основанные на Al [6] и Cr [25] дают разные модели строения нижней части разреза – для граната слоистый разрез с повторением последовательности дунит-гарцбургит-лерцолит с использованием Cr в гранатовой термобарометрии [5] и постепенное истощение с использованием Al-Cr модели. Обнаружен изменение характера геотермы от 40 - 35 мВ/м² и перегиб на уровне 65 кбар к конвективной ветви. Слоистая структура (по крайней мере 7 горизонтов), по-видимому, пересекается сквозными метасоматическими парагенезисами с амфиболом (<35 кбар паргаситы, а ниже содержащими катафориты-рихтериты) и флогопитом. TRE для расплавов, кристаллизовавшихся амфиболы, близки к кимберлитам, тогда как те, из которых росли Crх, обогащены LREE. Cr -Sp (8 группы) обогащены TiO₂ в нижней и верхней частях мантийной колонны. Глубинные хромиты различаются по окислительным условиям для разных горизонтов. Ильменитовый тренд состоит из двух главных (и 8 мелких кластеров) единиц >49% TiO₂ ильмениты обогащены Al₂O₃ (~ 0.7 %), а более железистые дуниты обеднены Al. Мегакристаллы ильменита, по-видимому, трассируют систему питающих каналов, формирующихся перед извержением, в которых фракционируют протокимберлитовые и карбонатитовые расплавы. Обогащение Cr ильменитов и рост Ti в шпинелях подразумевает механизм взаимодействия AFC типа расплавов с вмещающими перидотитами, что доказывается близостью спектров REE - W-типа у ильменитов и шпинелей. Разделение на 35-40кбар соответствует линии дегидратации перидотитов [37] на субдукционной стадии. Высокая степень метасоматоза в мантии соответствует высокой степени серпентинизации кимберлитов данной трубки. Количество горизонтов, определенных для трубки Юбилейная близко к числу мантийных горизонтов под тр. Удачная, но для последней больше характерно присутствие эклогитов и меньшее- метасоматитов. Обогащенные Ni –хромиты и оливины из включений в алмазах подтверждают существенно перидотовую структуру мантийной колонны.

Наиболее обогащенные LREE составы клинопироксена обогащены Th-U но беднее Rb-Cs и Nb. Гранаты варьируют по форме REE спектров от S-типа до горбатых в средней части спектра составов и все обнаруживают высокие пики Pb и небольшие Ta. Слюды богаты TRE. Геохимия минералов подразумевает флюидные потоки связанные с субдукцией континентального типа.

Введение

Расшифровка структуры мантийных колонн под кимберлитовыми трубками дает мантийной петрологии запись процессов древней субдукции [7, 27, 35]. Для алмазной геологии также необходима детальная информация о структуре мантии, поскольку сопоставление с составами включений в алмазах может показать источник алмазов и продуктивные горизонты в мантии [9, 10, 31]. Термобарометрические методы с использованием мономинеральной термобарометрии может быть применима для трубок с почти полной серпентинизацией. В Далдынском районе ксенолиты из кимберлитов более сохранены по сравнению с Алакитским, где свежие ксенолиты редки [18] и кроме граната

Cr-шпинели, ильменитов и более редкого клинопироксена все изменено. Для получения концентрата с клинопироксеном и амфиболом были разработаны методики разделения протолок и шлихов в ИГХ СО РАН, Иркутск. Выделенные минералы были использованы для мономинеральной термобарометрии, геохимии и реконструкции процессов, протекавших в мантии по крупнейшей трубкой Алакитского поля – Юбилейная. Более 800 мелких зерен минералов (~800) были проанализированы на микрозонде, а наиболее интересные методом LAM ICP MS (24), что позволило реконструировать слоистую структуру и показать геохимические особенности минералов, их материнских расплавов и кимберлитов.

Геологическое положение

Алакитское поле локализовано в бассейне рек Алакит и Марха в пределах Вилуйско – Котуйской зоны глубинных разломов, где насчитывается 56 кимберлитовых трубок. Трубка Юбилейная локализована в 15 км к СВ от п. Айхал и является крупнейшей~ 850м в диаметре [18]. Рядом локализован отдельный фрагмент кимберлитов – отторженец, который возможно является фрагментом кратерного вала или выбросом палящей тучи. В сечении это воронка с атолитовыми кимберлитами в средней части и порфировым кимберлитом стадии 1 в краевой части и краевыми дайками. Она перекрыты вулканогенными осадками, туфами и брекчиями в верхней части. Степень карбонатизации и серпентинизации очень велика, особенно в верхней части. [18].

Методы исследований

Концентрат использованный при добыче алмазов (фракция -0.25-0.1) был посредством электромагнитной сепарации разделен на 8 фракций. Клинопироксены, обычно в серпентинитовой массе, часто в сростках с амфиболом были обнаружены в основном в немагнитной фракции совместно с пиритом, слюдой и серпентином. Зерна минералов – клинопироксена (200), амфибола (30), разнообразных гранатов (200), октаэдрической Cr шпинели - (80), ильменитов (90), слюд(40) и других были проанализированы на микроанализаторе Camebax Micro в Аналитическом Центре (аналитик О.С. Хмельникова). Наиболее характерные зерна были проанализированы LAM ICP MS (аналитики Палесский В.С., Николаева С.В. Сапрыкин А.И.) сканированием лазером (UV Laser Probe, частота 266 nm) на масс-спектрометре Finigan Element.

Минералогия главных фаз

Гранаты из трубки Юбилейная розового пурпурного и фиолетового цвета, реже оранжевые были разделены на 10 кластеров (Рис.1). Бесхромистые гранаты MgO- FeO типа ~10-11% FeO типичны для мегакристовой ассоциации тогда как 12- 16% более типичны для эклогитов. Низкохромистые гранаты Cr₂O₃ >1% обогащенные TiO₂ до 2% принадлежат к пироксенитовой и также мегакристаллической ассоциации. Гранаты с 1-2 % Cr₂O₃ типичны для лерцолитов, а Fe- Ti –обогатенные пироксениты обнаружены в интервале found in 2-4 Cr₂O₃. Перидотитовые гранаты 3 групп с хромистостью более Cr₂O₃>4 отделены от дунит- гарцбургитовых парагенезисов почти непрерывным трендом трассирующим нижнюю часть лерцолитового поля. Редкие (среди крупной фракции) дунит- гарцбургитовые гранаты разделяются на 3 кластера с постепенным уменьшением содержания CaO. Обогащение TiO₂ для высокохромистых гранатов коррелируется с повышенным TiO₂ для наиболее хромистых шпинелей. Cr-Гранаты с содержанием >25% FeO не принадлежат к мантийным парагенезисам. Эклогитовые оранжевые 12-15% FeO гранаты не столь часто встречаются в концентрате.

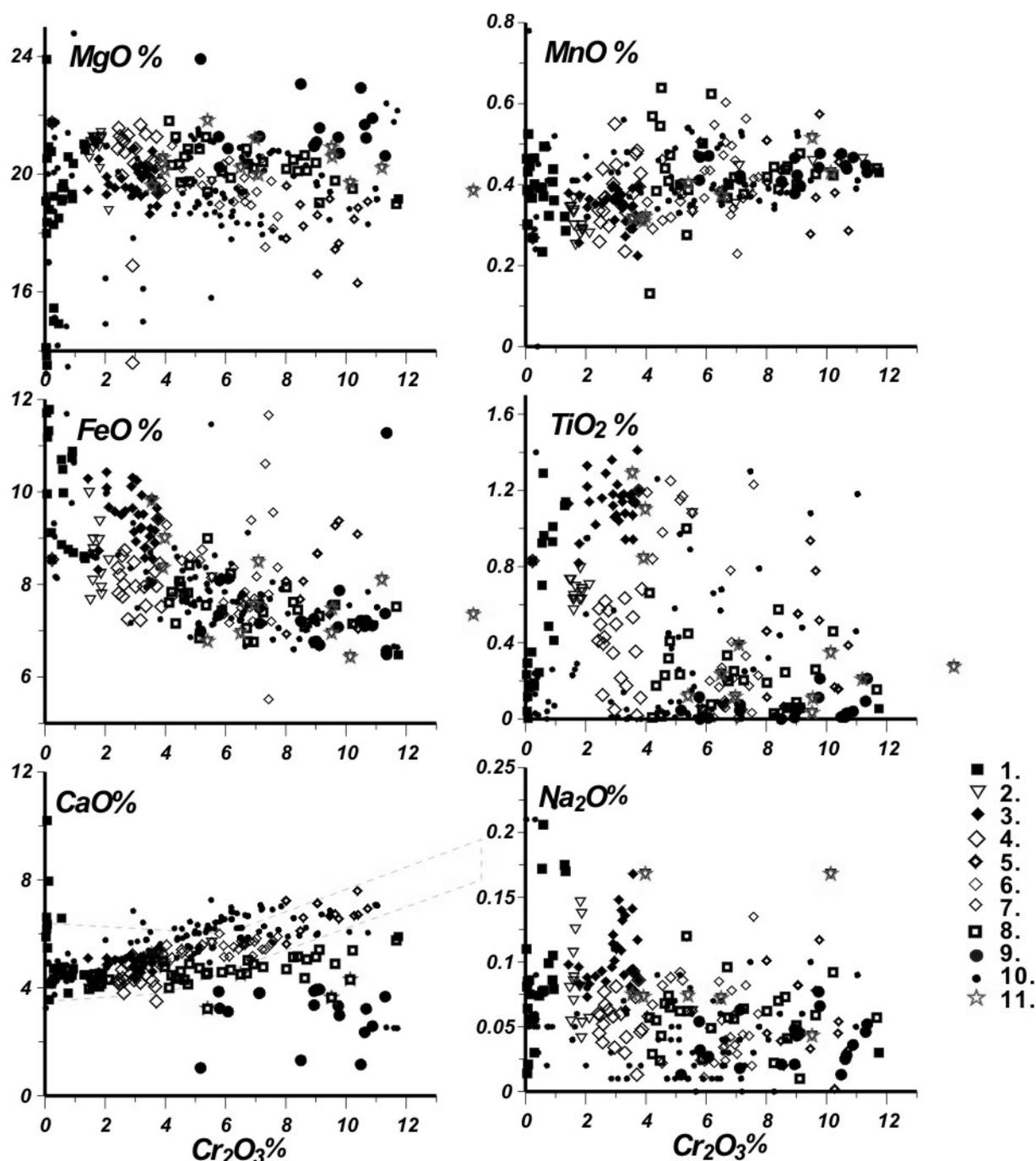


Рис.1. Вариационная диаграмма для гранатов из концентрата трубки Юбилейная.

1. мегакритсы, эклогиты, Fe-пироксениты; 2. Ga-Sp –перилотиты; 3. Ga-Sp – пироксениты; 4. Ga- пироксениты; 5. Ga- перидотиты; 6. Ga – пироксениты; 7. перидотиты алмазной фации; 8. истощенные лерцолиты; 9. Суб. -Ca гранаты; 10. гранаты из трубки Удачная; 11. гранаты проанализированные методом LAM ICP.

Клинопироксены из трубки Юбилейная обогащены Na_2O , Cr_2O_3 . Содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 близки замещая друг друга в изоморфных парах (Рис.2) . Такие пироксены типичны для метасоматизированных перидотитов [3,13,14,20,29,36]и обычны для многих местонахождений: Колорадо – Вайоминг кратон [11,20], киберлитоподобных пород поля Чомполо на Алдане [2,7] и обычно содержат приблизительно равные концентрации Fe, Cr, Na, Al. Разбиение основанное на Al_2O_3 кажется более надежным, чем на Cr_2O_3 , так как

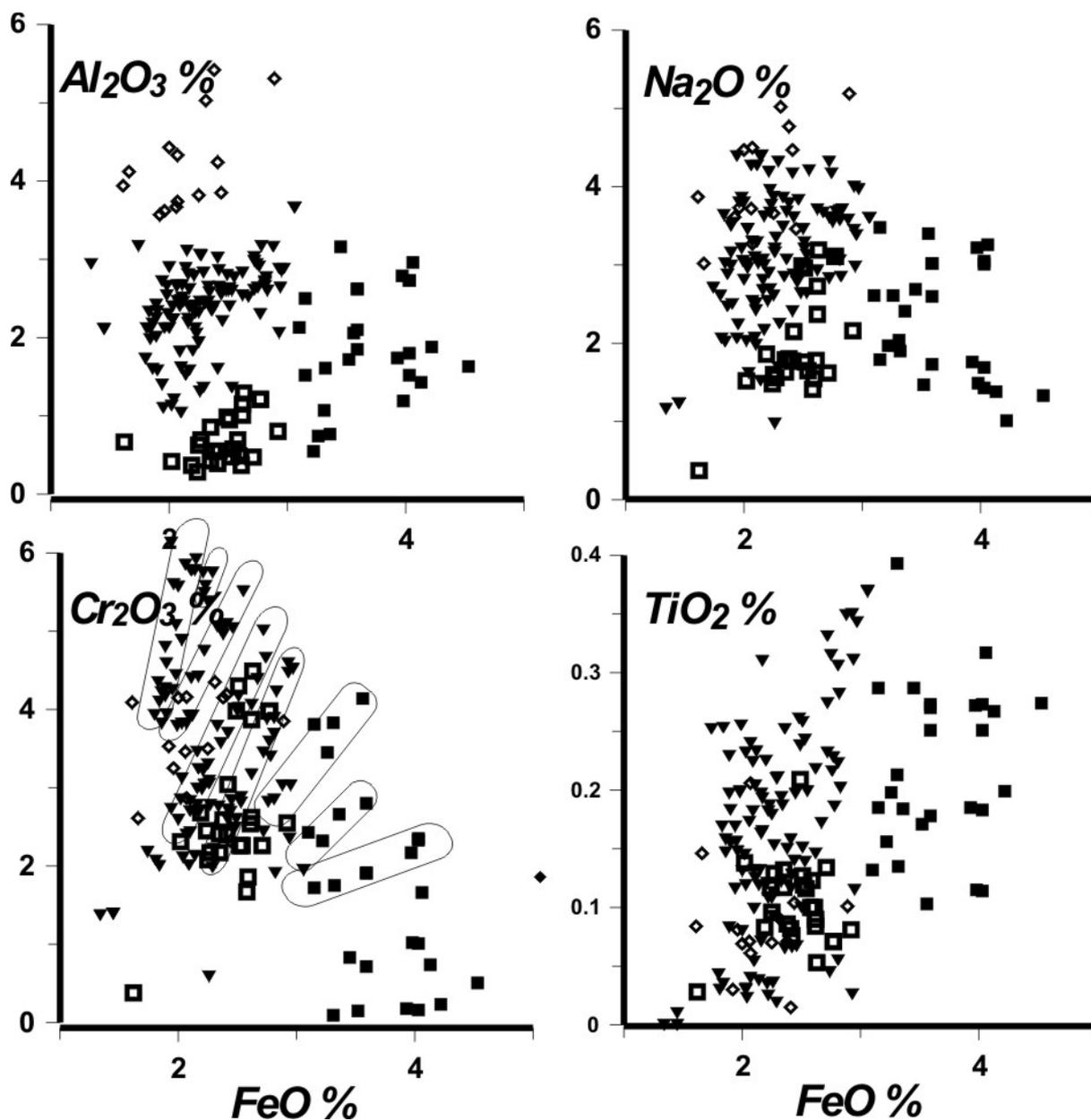


Рис.2. Вариации составов клинопироксенов из концентрата трубки Юбилейная.

Условные обозначения см. на рис. 1.

побразуют линии положительных корреляций с Fe и вероятно повышение хромистости связано с Fe и водным метасоматозом. На вариационных диаграммах Fe-Na,Cr,Al для некоторых трубок Далдыно – Алакитского района (рис. 3) они занимают центральную позицию на диаграмме между истощенными глубинными гранатовыми и обогащенными Al шпинелевым перидотитами из трубки Удачная. [7, 19, 26] (рис.3). Не менее 4-х корреляционных FeO and Na₂O линий (рис. 2, 3), вероятно, отражают несколько уровней или этапов мантийного метасоматоза или взаимодействия с расплавами. Хорошие прямые корреляции Fe –Ti , Fe --Al и -Cr –для двух больших кластеров пироксенов из трубки Юбилейная определенно отличаются от других Cr- диопсидовых клинопироксенов кимберлитов Далдыно –Алакитского региона.

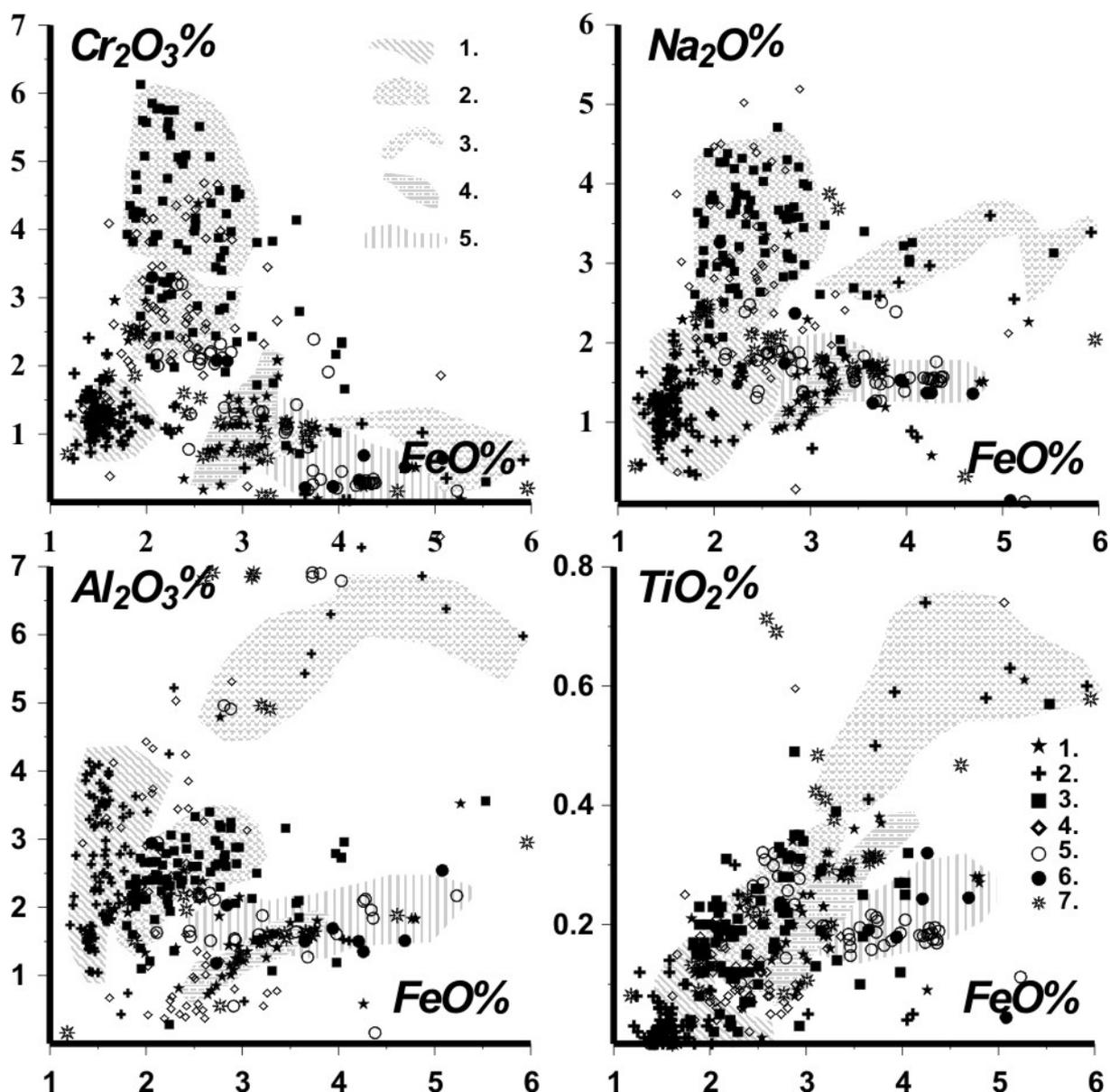


Рис. 3. Сравнительная вариационная диаграмма для составов клинопироксенов из разных кимберлитовых трубок Далдыно – Алакитского района.

1. Удачная- алмазная фация; 2. Удачная, 3. Юбилейная- алмазная фация;. 4. Юбилейная – гранатовая фация, 5. Иреляхская; 6. Долгожданная; 7. Зарница. Заштрихованы поля. 1- первичных истощенных перидотитов; 2. эклогитов и гибридных пироксенитов; 3. метасоматитов; 4. деформированных перидотитов; 5. продуктов реакций с расплавом.

Амфиболы из концентрата обычно находятся в сростании с Cr- диопсидами могут быть подразделены на 5 групп. (рис. 4) (Mg- рихтерит – катафорит - паргаситовая роговая обманка - паргасит - керсутит) с ростом содержаний Fe-Ca-Ti что к тому же отражает в целом последовательность составов от глубинных зон мантийной колонны в верхнюю часть и степень дифференциации метасоматизирующих агентов при подъеме (рис. 4). В целом Fe-положительно коррелирует с K_2O отрицательно с Na_2O . Поведение TiO_2 и Cr_2O_3 отличается для этих двух групп возрастая вместе с кремнеземом для щелочных амфиболов, для Ca- разновидностей Al_2O_3 снижается с ростом SiO_2 . MgO растет в глубинных амфиболах.

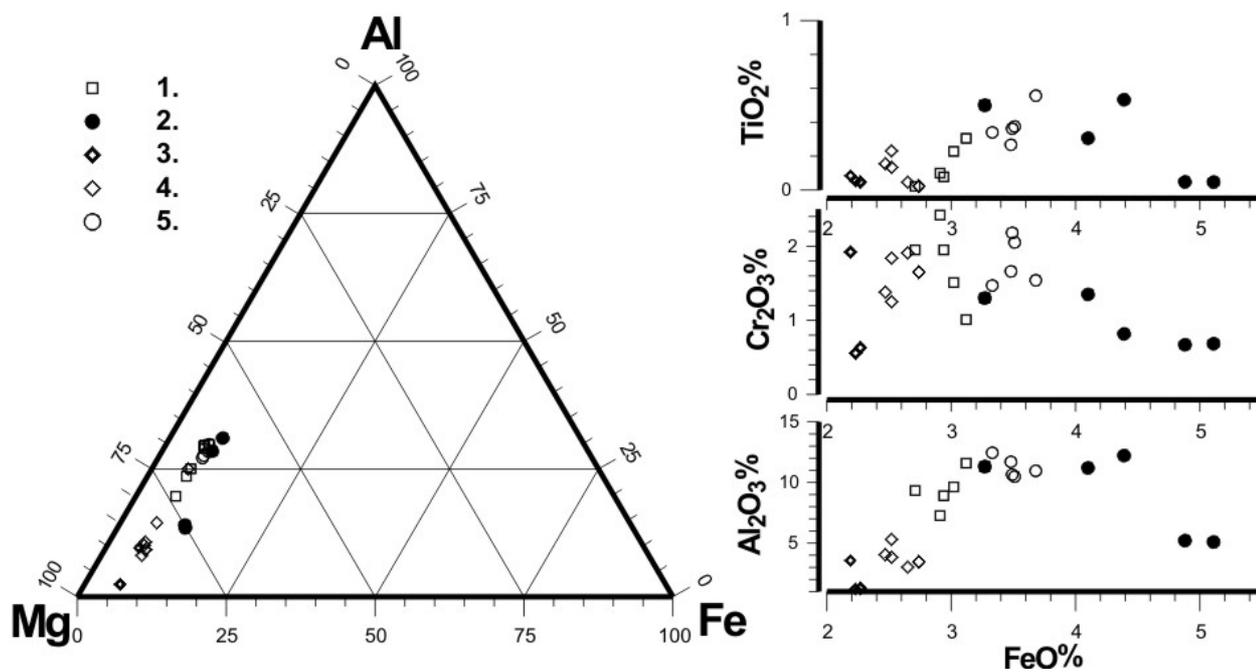


Рис. 4. Вариации составов амфиболов трубки Юбилейная.

1. паргаситовая роговая обманка 2. керсутит 3. рихтерит 4. катафорит; 5. паргасит.

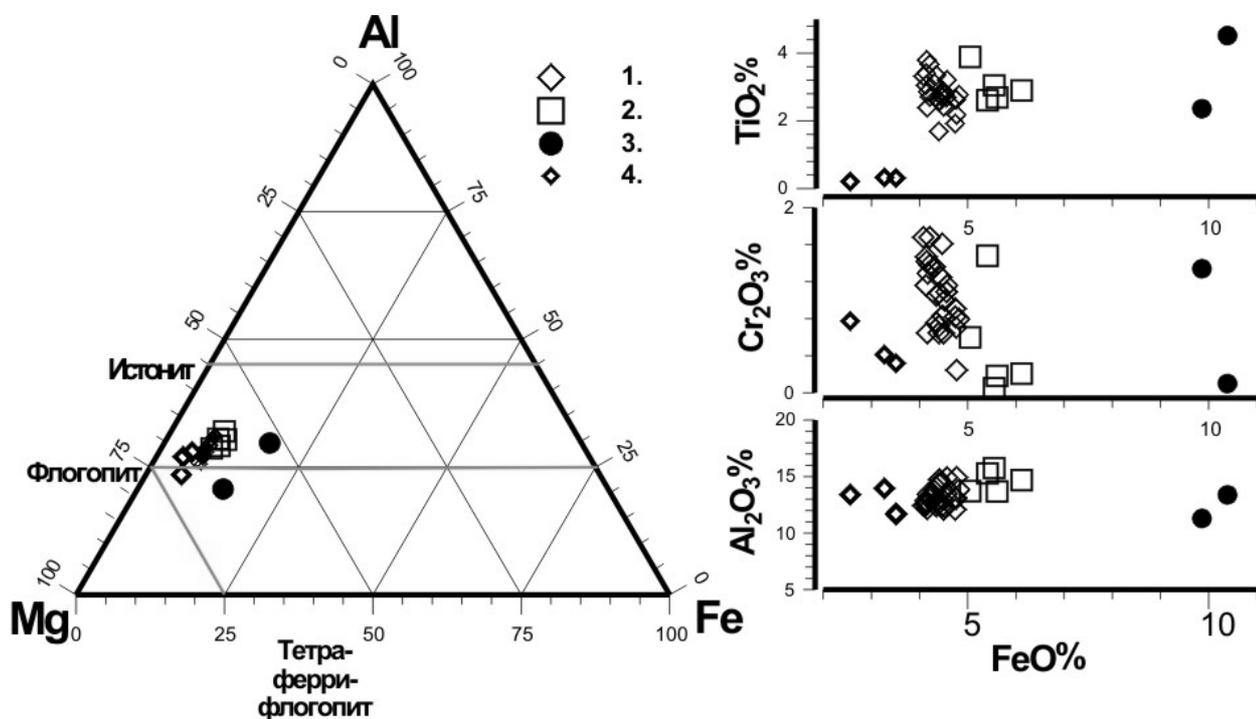


Рис.5. Вариации составов слюд трубки Юбилейная.

1. Mg- флогопит, 2. Cr-Ti содержащий – флогопит; 3. истонит; 4. Ti- биотит.

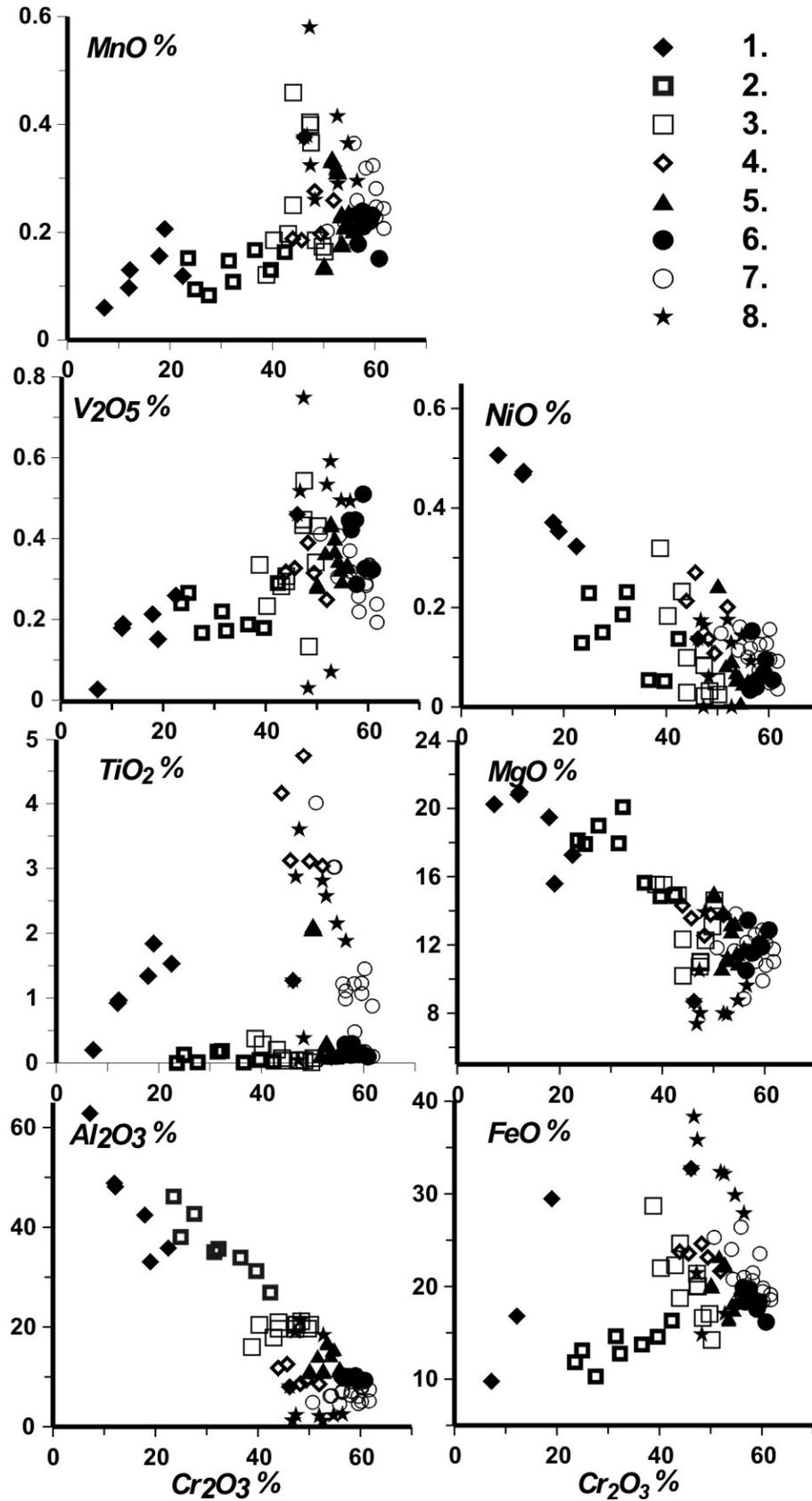


Рис.6. Вариации составов шпинелидов трубки Юбилейная.

Подразделение на группы как на рис.1.

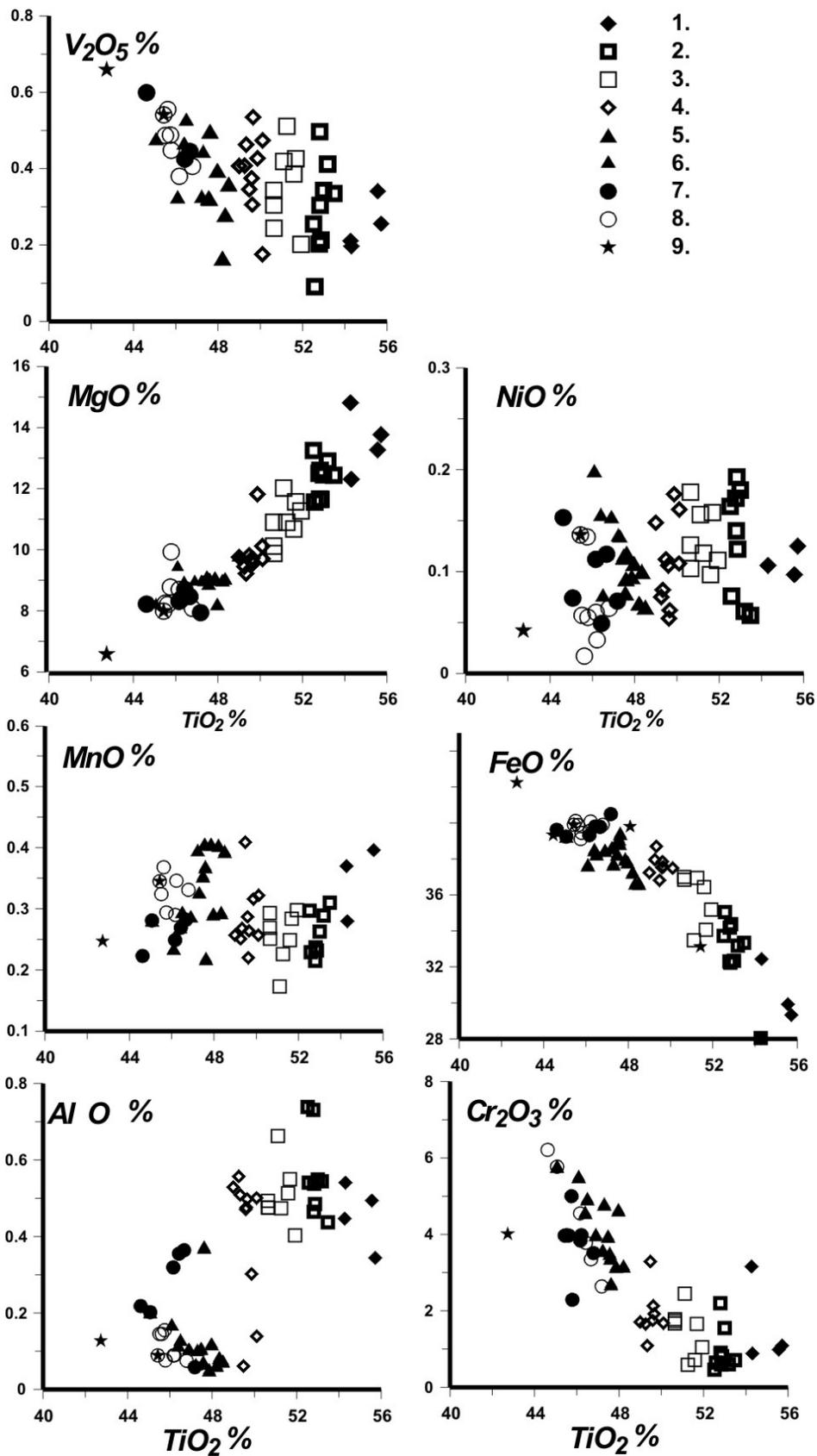


Рис.7. Вариации составов ильменитов трубки Юбилейная.

Подразделение на группы как на рис. 1.

Слюды из концентрата принадлежат к трем группам, Ti- биотитам – отражающих жильные парагенезисы Cr – содержащие флогопиты (to 2%) с включениями рутила и богатые Mg-низкотитанистые флогопиты из перидотитов большая часть слюд попадает на границу между истонитами и флогопитами [23] (рис. 5).

Cr-шпинелиды. Наиболее обогащенные Cr- составы обнаруживают (рис. 6) отклонение от мантийного луча с разным типом изоморфных замещений для отдельных групп. Обогащение ульвошпинелевым компонентом характерно для Cr хромитов тогда как в средней части тренда обычен FeCr – MgAl изоморфизм V_2O_5 в целом коррелирует с концентрацией TiO_2 , а NiO с MgO. Вся линия составов Cr шпинелидов подразделяется на 7 скорее всего отражая слоистость в мантии

Ильмениты, составы которых отклоняются от обычных непрерывных трендов составов и схем фракционирования описанных для пикроильменитов Южной Африки [14,23] и некоторых других кимберлитов мира (рис. 7). Обычные положительные TiO_2 -MgO и отрицательные FeO- TiO_2 корреляционные связи для данной популяции ильменитов имеют более сложный характер. Несколько субпараллельных линий обогащения Cr_2O_3 подразумевают механизм AFC взаимодействия с перидотитами и для магнезиальных составов предполагается серия метасоматических трендов. Резкое падение Al, вероятно, предполагает начало совместной кристаллизации граната. Постепенное уменьшение Al из-за разных пропорций кристаллизующихся ассоциаций также заметно на диаграмме. Тренд концентраций V_2O_5 , который растет вместе с FeO, также может быть разделен на 2 отрезка.

Термобарометрия

Из-за отсутствия сохранных полиминеральных ксенолитов за исключением нескольких гибридных эклогитов [18, 36] (Cr –содержащих, но обогащенных Na, Al) близких к некоторым нодулям из трубки Обнаженная [36] мы для расчетов использовали в основном наиболее достоверные методы клинопироксеновой термобарометрии применимой для кимберлитовых Cr-диопсидов [4, 5, 24]. Здесь мы используем новый вариант термобарометра [6], разработанный, чтобы учесть влияние TiO_2 , Fe_2O_3 для метасоматических ассоциаций. Два варианта барометров, основанных на Cr и Al которые связаны с Na и изоморфно конкурируют в структуре. Оба метода дают диаграммы, которые подразумевают расслоенность в пределах верхнемантийной колонны (Рис. 8 а, б) которая представлена сверху 5 существенно пироксенсодержащими горизонтами и более глубинными гарцбургитовыми и, по-видимому, разогретым дунитовым в основании разреза [9]. Лишь одна точка представляет конвективную ветвь как для тр. Удачная [9] и Южной Африки [9, 26] и соответствует по химизму деформированным перидотитам. Клинопироксеновые термобарометры дают относительно разогретую геотерму (~ 40 мв/м2). Общее количество горизонтов близко к установленному для тр. Удачная [2].

Недавно разработанный метод гранатовой термобарометрии [5] с двумя вариантами уравнений основанными на Cr и Al-Cr также дают два варианта TP диаграмм с отчетливой слоистостью в нижней части разреза согласно Cr – варианту и с постепенным увеличением степени истощения согласно Al-Cr варианту (Рис. 8 в, г).

Геохимия

Анализы методом LAM ICP 20 минералов на 30 компонентов (рис.9) (табл.1) обнаружило достаточно специфическое распределение TRE для клинопироксенов. Обогащение LREE для клинопироксенов настолько велико, что графики распределения

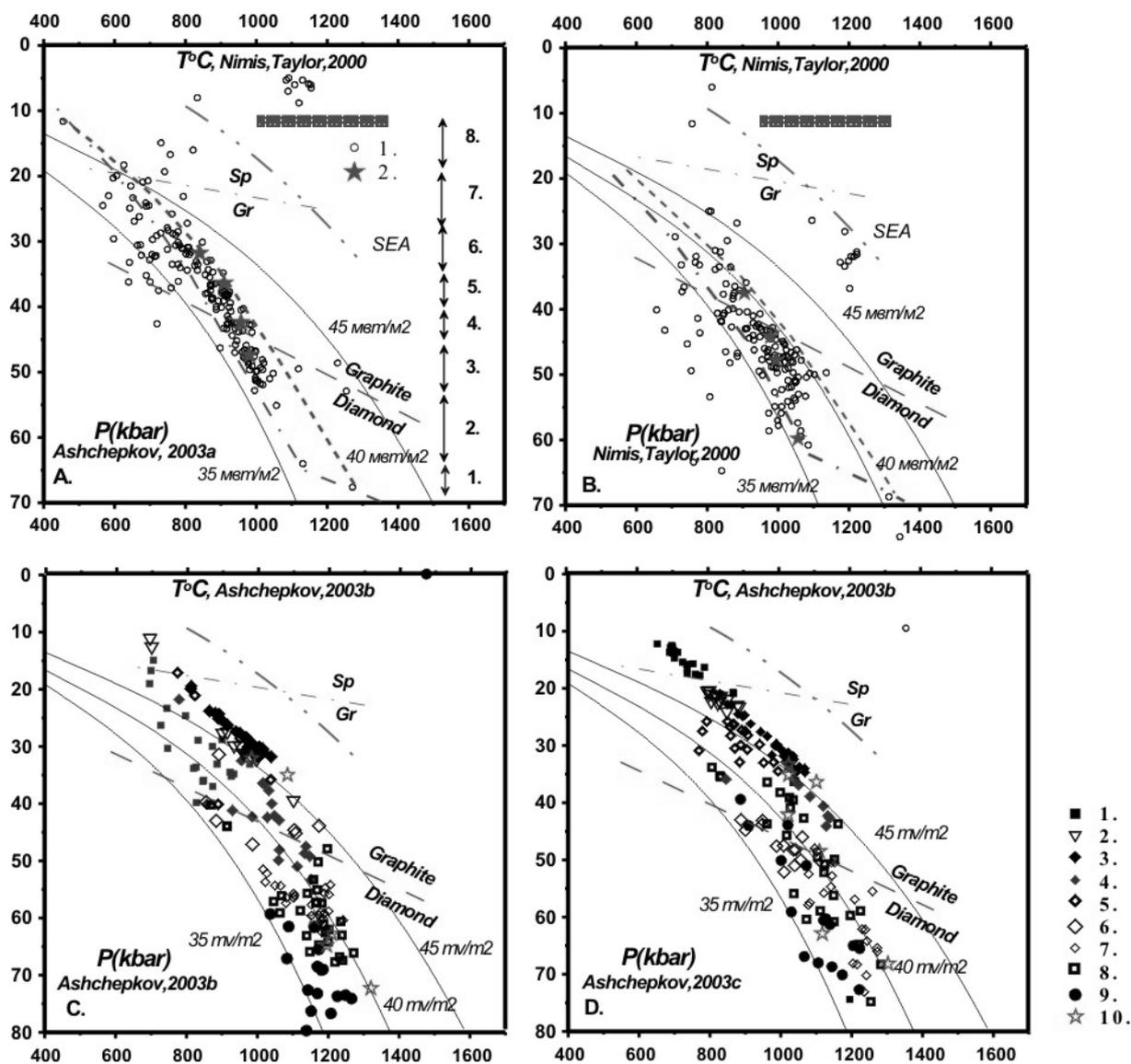


Рис 8. *TP* оценки для трубки Юбилейная: А-Б по клинопироксену, В-Г по гранату.

REE почти линейные, причем наиболее обогащенные составы характерны для глубоких пироксенов (рис. 9). И лишь паргаситовый амфибол имеет выпуклый график распределения REE, близкий по типу к клинопироксеновым из гранатовой фации мантии. Рассчитанный состав материнского расплава для амфибола практически не отличается от анализа кимберлита из трубки Юбилейная выполненного также лазерным методом по мелкозернистому участку породы. Гранатовые спектры резко различаются от S- типа, что типично для наиболее обогащенных Gr гранатов, до более обычных округлых с обогащением - HREE, с присутствием Se минимума и без него, у одного из пироксенитовых гранатов выявлен даже спектр с горбиком в средней части графика REE. Клинопироксены имеют минимумы Ti- Pb для наиболее LREE обогащенных составов, но приподнятые концентрации Th, Nb, U. Гранаты напротив имеют пики Pb, Ti (иногда возможно из – микровключений сульфидов и рутила)

У шпинелей и ильменитов весьма специфические спектры REE, соответствующие W-типу. Спайдердиаграммы для ильменитов имеют весьма значительные пики Nb-Ta-Ti увеличивающиеся при падении концентрации редкоземельных элементов.

Таблица 1.

Содержания главных и редких элементов в минералах из концентрата
трубки Юбилейная

Состав	GrY1	GrY2	GrY3	GrY4	GrY5	GrY6	GrY7	Am1Y	YCpx1	Yb Cpx2
SiO ₂	41.00	41.21	41.63	40.65	41.30	41.09	41.47	46.62	54.61	54.64
TiO ₂	0.03	0.24	0.84	1.10	1.29	0.12	0.35	0.50	0.03	0.27
Al ₂ O ₃	16.34	18.30	19.28	18.33	18.87	19.36	15.56	11.31	2.23	2.62
Cr ₂ O ₃	9.52	6.50	3.92	3.98	3.55	5.40	10.14	1.30	4.89	1.91
FeO	6.95	6.95	8.36	9.00	9.81	6.77	6.43	3.27	2.03	3.59
MnO	0.52	0.37	0.31	0.32	0.32	0.40	0.43	0.02	0.09	0.11
MgO	20.90	20.22	20.55	20.13	19.61	21.82	19.70	18.74	14.83	14.67
CaO	3.64	4.50	4.99	4.78	5.25	3.23	4.31	10.40	16.66	17.81
Na ₂ O	0.04	0.07	0.07	0.17	0.08	0.07	0.17	3.65	3.46	3.02
K ₂ O					0.01			1.51	0.03	0.01
Сумма	98.94	98.36	99.96	98.46	100.08	98.27	98.56	97.33	98.85	98.66
Ba	0.89	0.45	0.79	0.81	0.22	0.43	0.67	79.1	385	35
La	0.15	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.16	4.8	150	15
Ce	0.61	0.14	0.10	0.10	0.07	0.11	0.29	15.2	261	22
Pr	0.13	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.08	2.6	26.8	4.3
Nd	1.00	0.41	0.23	0.29	0.17	0.27	0.47	13	86	15
Sm	0.37	0.27	0.20	0.26	0.17	0.16	0.51	2.7	10.2	2.4
Eu	0.10	0.10	0.07	0.11	0.08	0.07	0.27	0.8	2.6	0.6
Gd	0.25	0.44	0.30	0.51	0.32	0.21	1.14	2.1	6.3	1.6
Tb	0.01	0.07	0.05	0.09	0.06	0.04	0.20	0.2	0.6	0.18
Dy	0.08	0.42	0.31	0.87	0.36	0.15	1.12	1.1	2.7	0.7
Ho	0.01	0.10	0.06	0.18	0.09	0.02	0.18	0.1	0.4	0.10
Er	0.04	0.29	0.15	0.56	0.27	0.05	0.35	0.3	0.8	0.2
Tm	0.01	0.05	0.02	0.08	0.03	0.005	0.04	0.03	0.1	0.02
Yb	0.07	0.25	0.17	0.48	0.23	0.06	0.26	0.2	0.4	0.1
Lu	0.01	0.05	0.03	0.07	0.03	0.02	0.04	0.02	0.1	0.0
Hf	0.17	0.10	0.22	0.35	0.32	0.10	0.31	1.7	2.1	1.4
Ta	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	3.1	0.3	0.4
Pb	0.30	0.16	0.27	0.14	0.03	0.10	0.33	0.50	0.59	12.2
Th	0.068	0.017	0.019	0.022	0.005	0.011	0.08	0.10	13.3	1.0
U	0.025	0.006	0.005	0.006	0.003	0.007	0.02	0.015	0.424	0.07
V	27	45	39	58	44	36	73	165	267	140
Sc	28.8	24.3	16.5	25.0	15.7	22.1	51.1	27.3	32.2	24.6
Co	29.8	27.7	22.7	24.8	20.0	19.5	23.2	28.2	24.6	25.7
Cu	7.0	6.6	6.6	6.5	7.9	6.7	7.1	9.8	8.4	17.8
Rb	40.0	20.0	5.12	4.60	3.90	0.33	0.38	5.0	1.17	1.95
Sr	1.80	1.09	0.96	0.74	0.59	0.72	3.65	171	664	0.57
Y	0.30	2.73	1.61	4.84	2.59	0.59	4.72	3.92	10.02	2.25
Zr	2.2	3.7	7.9	14.1	10.3	6.0	24.5	67	38	29
Nb	0.21	0.10	0.10	0.10	0.14	0.07	0.25	30	4	3
Cs	0.008	0.008					0.004	0.01	0.05	0.02

Таблица 1 (окончание).

Comp.	YCrp3	YCrp4	YIlm1	YIlm2	YIlm3	YChr2	YChr3	YChr1	YbMic1
SiO2	54.86	54.73				0.04	0.10		40.39
TiO2	0.37	0.01	48.09	51.42	44.45	0.06	0.38	0.04	3.41
Al2O3	3.66	2.11	0.45	0.65	0.16	18.37	21.27	19.05	12.49
Cr2O3	1.95	1.39	0.91	0.78	5.53	52.76	48.28	47.25	1.47
FeO	3.06	1.45	39.80	33.12	39.32	17.05	14.81	21.43	4.14
MnO	0.08	0.01	0.27	0.30	0.28	0.29	0.26	0.58	0.01
MgO	14.88	16.25	9.21	12.19	8.13	11.25	13.91	10.51	22.46
CaO	16.28	22.32	0.02	0.04	0.01	0.00	0.06	0.00	0.02
Na2O	3.60	1.23				0.07	0.03		0.36
K2O			0.05	0.10	0.13			0.08	9.88
Сумма	98.74	99.50	98.81	98.60	98.00	99.89	99.11	98.95	94.62
Ba	194	59	0.44	0.48	0.20	1.1	0.54	0.83	291
La	60	36	0.03	0.02	0.00	0.33	0.024	0.05	2.1
Ce	102	51	0.04	0.04	0.01	0.16	0.052	0.25	5.7
Pr	14.2	7.3	0.01	0.01	0.00	0.01	0.009	0.01	0.52
Nd	54	31	0.06	0.04	0.01	0.05	0.035	0.14	1.7
Sm	8.2	5.0	0.06	0.03	0.02	0.01	0.025	0.07	0.26
Eu	2.3	1.37	0.03	0.01	0.01	0.02	0.024	0.02	0.11
Gd	5.4	3.5	0.07	0.05	0.02	0.05	0.081	0.09	0.20
Tb	0.7	0.41	0.02	0.01	0.00	0.007	0.010	0.01	0.02
Dy	3.1	1.7	0.07	0.02	0.02	0.014	0.025	0.07	0.13
Ho	0.4	0.24	0.01	0.00	0.00	0.003	0.006	0.01	0.02
Er	0.9	0.45	0.03	0.01	0.003	0.004	0.025	0.02	0.02
Tm	0.1	0.06	0.004	0.001	0.001	0.003	0.003	0.004	0.01
Yb	0.7	0.25	0.02	0.02	0.01	0.007	0.014	0.02	0.03
Lu	0.1	0.03	0.00	0.01	0.004	0.002	0.004	0.01	0.01
Hf	1.8	1.73	4.1	5.0	7.7	0.010	0.017	0.07	0.32
Ta	0.6	0.26	58.1	72.9	110	0.027	0.038	0.74	2.2
Pb	10.7	0.48	0.12	0.10	0.002	0.04	0.06	0.20	0.37
Th	2.0	2.3	0.006	0.004	0.002	0.049	0.003	0.005	0.47
U	0.1	0.277	0.014	0.006	0.011	0.054	0.009	0.004	0.32
V	308.4	174	628	363	595	314	294	240	219
Sc	25.4	18.8	14.8	11.9	17.0	2.0	3.9	5.7	6.2
Co	34.0	18.8	82.7	53.8	60.9	108	70	65.0	59
Cu	9.5	8.5	14.1	10.3	9.6	7.5	8.5	7.2	11.0
Rb	3.0	3.810	0.44	0.009	0.004	0.167	0.167	0.56	289
Sr	502	278	0.69	0.78	0.54	1.2	1.3	1.35	11.0
Y	13.26	7.29	0.338	0.034	0.036	0.06	0.17	0.430	0.57
Zr	64.7	37	126	155	228	0.46	0.85	3.0	11.61
Nb	15.3	4	415	541	887	0.82	0.42	4.7	20.52
Cs	0.2	0.17	0.002	0.004					2.04

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск. Главные компоненты определены на приборе CamebaxMicro (аналитик О.С. Хмельникова, январь 2003). Редкие элементы определены с использованием прибора ICP MS "ELEMENT" (Finnigan) с лазерной приставкой UV Laser Probe (аналитики С.В. Палесский, И.В. Николаева, А.И. Сапрыкин, февраль 2003).

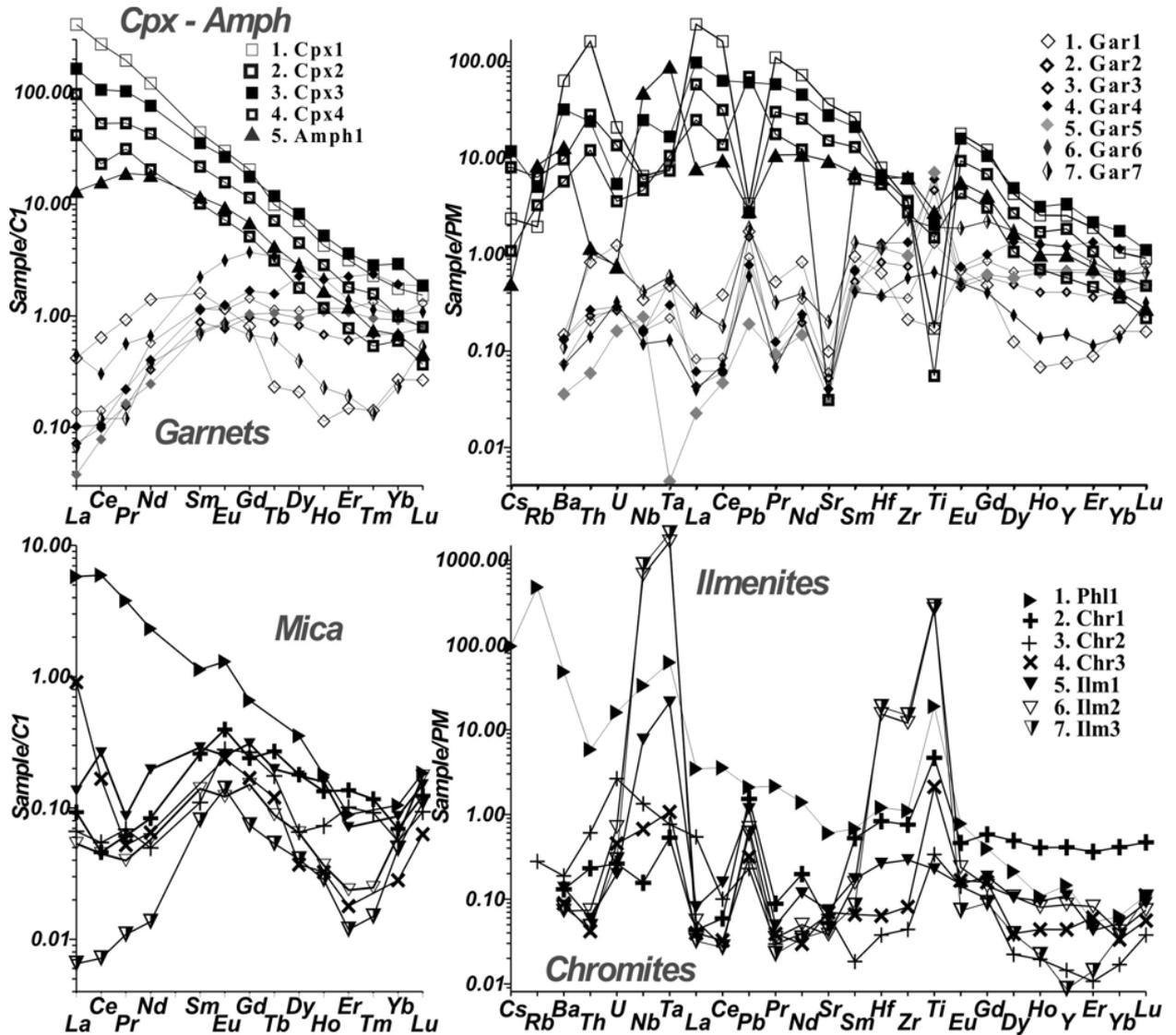


Рис. 9. TRE составы для минералов из трубки Юбилейная.

В шпинелях Nb –Ta положительно коррелируют с LREE отрицательно. Слюда обнаруживает высокие для этого минерала и резко фракционированные REE графики и TRE спайдердиаграмму высокими концентрациями LILE и HFSE, что соответствует сокристаллизации рутила, обнаруженному в сростках.

TRE составы трех образцов кимберлита, проанализированные сканированием участков без вкрапленников (1-2 мм²), обнаруживают распределения близкие к другим кимберлитам сибирской платформы [1] с минимумами Zr-Ti Hf. Существенно серпентинизированные разновидности имеют более низкий уровень TRE и особенно уменьшение LILE.

Дискуссия

Строение мантийной колонны. Сравнивая особенности минералогии трубки Юбилейная с большим объемом данных по минералам, опубликованных в литературе [7-21, 24, 26, 28, 32-36, 41] и проанализированных для других трубок можно получить представление о составе пород слагающих мантийный разрез. Богатые Na₂O обогащенные Cr - пироксены и перидотитовые ассоциации типичны для мантии кратона Вайоминг [3,

12, 21], преобладают в концентрате из кимберлитоподобных пород Алдана [1, 6], встречаются в трубке Обнаженная, более глиноземистые [36], в кимберлитах Никос, Канада, Финляндии, среди включений в алмазах тр. Спутник [34] в россыпях кимберлитового поля Молодо [18]. Породы, в которых они встречаются, варьируют от крупно зернистых лерцолитов и гарцбургитов до пироксенитов. Частые сростки с Са – и щелочными амфиболами встречаются также среди перидотитов Намибии [13], кимберлитов Зимнего берега. Подобные особенности минералогии и петрографии соответствуют пестрому составу мантийного разреза с широким распространением метасоматитов, анатектических пироксенитов и гарцбургитов и дунитов. Для трубки К1-1 кратон Вайоминг [12] предполагается участие связанных с субдукцией расплавов и флюидов что типично для мантийного кия кратона.

Согласно данным *термобарометрии* на РТ диаграмме 5 выделяется 5 обогащенных клинопироксеном горизонтов в мантийной колонне под трубкой Юбилейная. Истощенный разогретый горизонт присутствует в основании колонны, отделяя астеносферные перидотиты. В шпинелевой фации должны присутствовать железистые гранатовые пироксениты. Термобарометрические модели, основанные на Ст дают схожую и даже более выраженную слоистость. Изменение характера разреза в средней части мантийной колонны на уровне 35 кбар отражает изменение литологии и соответствует излому лерцолитового тренда вблизи 4 % of Cr₂O₃. Этот уровень в мантии (варьирующий от 35 до 40 кбар на РТ диаграммах соответствует пересечению ТР траектории субдуцируемой плиты 35 kbar 750°C) и линии дегидратации перидотитов и близкой линии водосодержащего солидуса перидотита [37, 38, 40]. Присутствие обогащенного H₂O горизонта способствует сравнительно низкотемпературному плавлению и образованию анатектических расплавов (с примесью элогитового материала). Но судя, присутствию рихтерита, в низах гранатовой фации водный метасоматоз начинается в самом основании мантийной колонны на уровне 60 кбар, как установлено для метасоматитов из Кимберли [14]. Мантийная колонна под трубкой Юбилейная была подвержена взаимодействию с флюидами и К – метасоматозу на самом глубинном уровне, вероятно в результате субдукции континентального типа с разложением флогопита.

Причины расслоенности, как и в других случаях, объясняются субдукцией [27]. Слоистость является обычной чертой литосферной мантии. Как было доказано литосферный киль растет снизу за счет приращения субдуцируемых пластин. Мантийная конвекция имеет цикличность кратную 16 (32), что заметно, например по периодам активности Гавайского плюма. Количество горизонтов в мантии под трубкой Удачная [8] и Юбилейная одинаково, что скорее всего определяется циклами мантийной конвекции и близким расположением районов. Другой возможной, но менее вероятной, причиной могут быть цикличность и волнообразный характер просачивания флюидных потоков, возникающих на глубине, как, например, для массива Хороман, Ронда и т.п. Мощность литосферного кия определяется физико – химическими причинами скачком плотности ультраосновного расплава на уровне 65 кбар [2].

Метасоматоз, определяемый по широкому распространению водных фаз в мантии и протяженному тренду для большинства мантийных минералов может быть объяснен взаимодействием с мантийными перидотитами субдукционных щелочных и богатых кремнеземом флюидов и других агентов. Fe-К метасоматоз, вероятнее всего, связан с субдукционными процессами и разложением флогопита. Источником Na-Са глубинные карбонатитовые расплавы или также специфический Na метасоматоз, характерный для задуговых бассейнов или возникающий при плавлении субдукционных эклогитов.

Состав TRE также свидетельствует о различной природе метасоматических агентов. Реконструируемые с помощью КД спектры материнских расплавов (рис.10) для клинопироксена [16], граната [17], шпинелей, ильменитов [41] и слюды обнаруживает

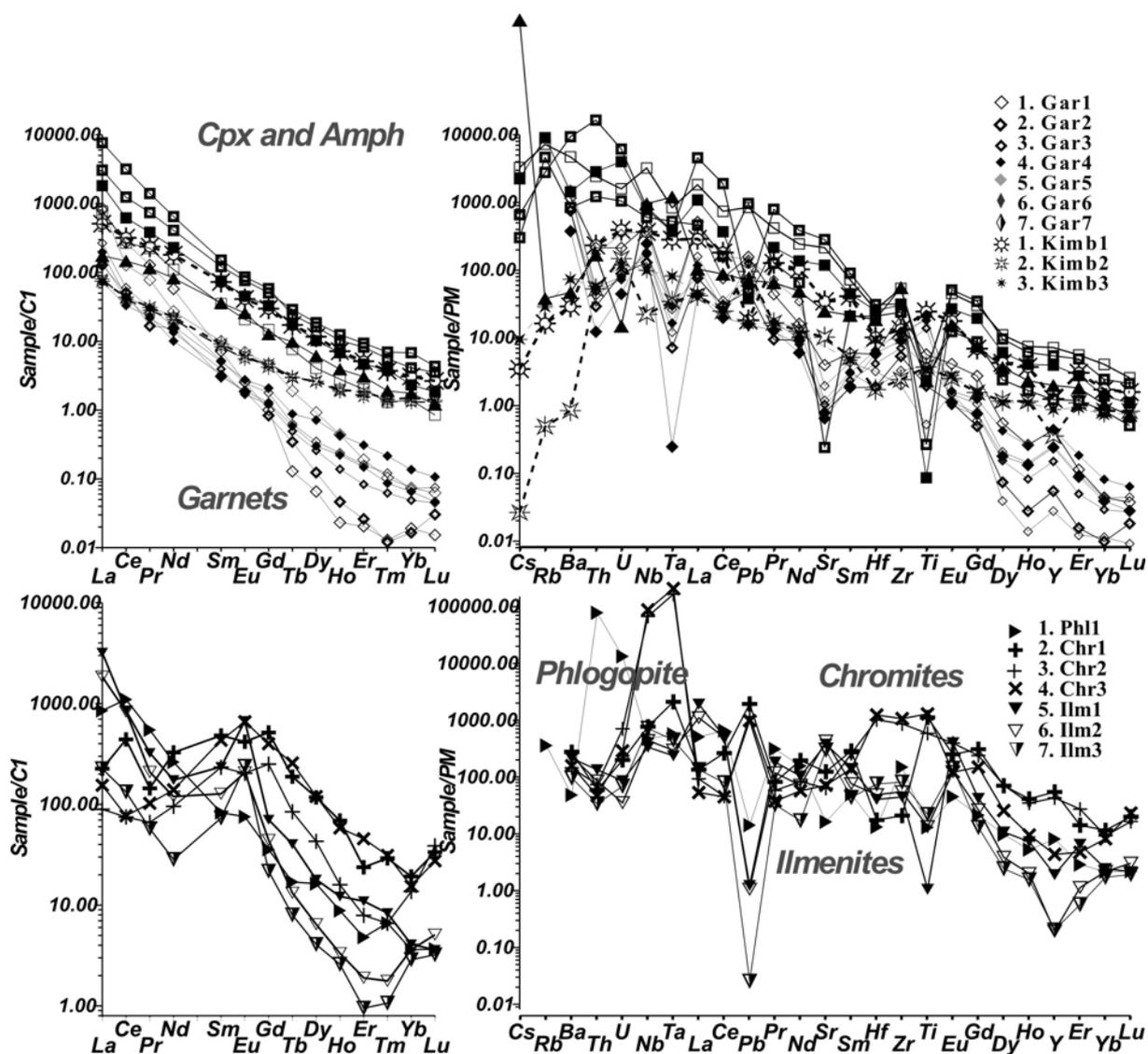


Рис.10. TRE составы для расплавов равновесных с минералами из трубки Юбилейная.

существенную разницу в составе для разных минеральных видов, что может быть объяснено стадийностью образования отдельных минеральных видов, как для многих метасоматических. Проанализированные щелочные пироксены были сформированы из расплавов на порядок более обогащенных REE другими компонентами по сравнению с материнскими для гранатов и даже пересчеты с учетом температурной зависимости KD для гранатов не может нивелировать эту разницу. Расплавы, из которых кристаллизовались ильмениты и хромиты имеют близкие характеристики, причем для ильменитов расплавы менее обогащены. Слюды кристаллизовались из расплавов, существенно обогащенных HFSE возможно за счет растворения ранее образованного ильменита. По-видимому, процессы растворения ранних фаз свойственные многим метасоматическим процессам в эволюции протокимберлитовых расплавов и окружающей перидотитовой колонны играли существенную роль.

Высокощелочные флюидонасыщенные расплавы, такие как кимберлиты или карбонатиты могли также прозволить существенные изменения во вмещающей перидотитовой колонне и сами менять состав за счет реакций. Контактный орел, вероятнее всего, представлен обогащенными Ti ассоциациями. Волны просачивания

такого типа заметны по трендам обогащения Ti, а в отдельных случаях и CaO. При подъеме протокимберлитовых расплавов титанистые ассоциации накладываются на ранее образованные парагенезисы с субдукционными признаками. Вполне вероятен вариант, когда плюмовые в большинстве своем кимберлитовые расплавы воздействуют в начальный момент на метасоматические горизонты в основании палеосубдукционных пластин вызывая плавления предшествующих метасоматитов и волны просачивания высокощелочных расплавов. Отдельные субдукционные единицы могут иметь разную природу и быть причиной K-Fe либо Na метасоматоза.

Совместная эволюция расплавов формировавших мегакристовую и перидотитовые ассоциации отражает процессы, происходящие в развивающейся системе подводных каналов для протокимберлитовых расплавов и контактовых ореолов этих тел. Это наглядно видно на спектрах мегакристаллов ильменитов и Cr-шпинелидов. Некоторые силикаты, включая гранаты, могут быть результатом кристаллизации в контактовых зонах, а их внешние каймы отражать изменения минералообразующей среды таких процессов. В некоторых редких включениях, к примеру, из концентрата кимберлитов Колорадо [3] можно обнаружить ассоциации Cr-Ti гранатов, ильменитов и обогащенных ульвошпинелиевым миналом хромшпинелидов. Рост некоторых хромистых Cr-гранат – Na-Cr клинопироксеновых сростков в мантии из расплавов, которые образовали слюдистые кимберлиты, предполагается С.И. Костровицким (в печати). Это может быть верно лишь отчасти - поскольку TRE спектры минералов отличаются от кимберлитовых и такие ассоциации не отражают всего разнообразия составов минералов из кимберлитовых трубок. В целом мегакристаллические ассоциации кимберлитов как и щелочных базальтов отражают процесс формирования подводных каналов для кимберлитовых извержений. Некоторые высокотемпературные жилы и апофизы могут нести черты гибридности.

Сравнение с составами минералов из концентрата трубки Удачная [8] показывает, что минералы из трубки Юбилейная резко отличаются. Гранаты Юбилейной относительно обогащены MgO и беднее CaO. Тренд составов для гранатов значительно более протяжен и сложен большим количеством независимых групп.

Ti-пироксены для трубки Удачная нехарактерны <1%, а глиноземистые эклогитовые пироксены более распространены в концентрате. Для хромитов из тр. Удачная ульвошпинелиевый минал и многочисленные субтренды, характерные для хромитов тр. Юбилейная, не так выражены. В целом эклогиты субдукционного типа не характерны, так же как обогащенные Fe-гранатовые вебстериты, которые многочисленны в верхних горизонтах мантии трубки Удачная [20], тогда как метасоматические ассоциации совершенно не типичны. Ильменитовый тренд трубки Юбилейная подразумевает интенсивный обмен материнской магмы с перидотитовой колонной. Различия также выражаются в присутствии богатой Ti-Na популяции пиропов для Юбилейной из анатектических вебстеритов, тогда как для трубки Удачная более характерно присутствие железистых гарцбургитов и эклогитов в верхних горизонтах мантии. Мантийная колонна под трубкой Юбилейная и Алакитского региона сформирована под воздействием флюидов и расплавов континентального типа а под трубкой Удачная, Зарница – под воздействием субдукции океанического типа.

Выводы

1. Мантия под трубкой Юбилейная расслоена, так же как и под трубкой Удачная расслоена. Степень истощения растет с глубиной. Средняя часть разреза концентрирует анатектические пироксениты. Тепловой поток соответствует 35-40 мВ/м²
2. Перидотиты представляют собой в основном метасоматические ассоциации, причем многие минералы неравновесны. Тип метасоматоза меняется от Fe-K нижней > 35 кбар к Na- Al типу в верхней части колонны.

3. Ильменитовые тренды – продукт фракционирования протокимберлитовых расплавов в протяженной по вертикале системе подводящих каналов перед кимберлитовым извержением, а тренды обогащения Ti минералов перидотитов – результат взаимодействия в контактовых ореолах.

Благодарности

Авторы благодарят сотрудников лаборатории ICP MS ОИГГиМ СО РАН. д.г.-м.н. Н.П. Похиленко, С.С. Кулигину и Е.В. Малыгину за выполнение анализов минералов из трубки Удачная.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 03-05-64146 и интеграционного проекта № 67 СО РАН.

Литература

1. **Агашев А.М., Орихаша И., Ватанабе Т.** Изотопно- геохимические характеристики кимберлитов Сибирской платформы и проблемы их образования. Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90-99.
2. **Ashchepkov I., Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Yu., Afanasiev V., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S. Tolstov A., Khmel'nikova O., Pokhilenko L, Logvinova A.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton // Extended Abstracts of the 8 International Kimberlite Conference. 2003.
3. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Г. Куперсмит Г., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н.** Мантийная эволюция плато Колорадо Температурный градиент и строение литосферного кия: интерпретация изучения минералов концентрата из трубки KL-1 Юго- Восточного края Сибирского кратона- реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита. // Доклады Академии Наук .2002. Т. 385. № 4. С. 721-726.
4. **Ashchepkov I.V.** Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // Experiment in Geosciences. 2001. V.10. №1. P. 137-138.
5. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites // Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
6. **Ashchepkov I.V.** More precise equation of the Jd-Di Barometr // Herald of the Earth department RAS. 2003/ № 1. P. 45-46.
7. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.** Composition and thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton // Revista Brasileira de Geociencias. 2001. 31(4). P. 527-636.
8. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Герасимов П.А., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н.** Температурный градиент и строение литосферного кия Юго- восточного края Сибирского кратона- реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 378. № 4. С. 495-499.
9. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from southern Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P/ 352-366.
10. **Boyd F.R. & Finnerty A.A.** Conditions of origin of natural diamonds of peridotite affinity // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 6911-6918.
11. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol 1990. V. 31. P. 1353-1378.
12. **Eggler D.H., Mccallum M.E.** A geotherm from megacrysts in the Sloan kimberlite pipes, Colorado // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1976. V. 75. P. 538-541.
13. **Franz L, Brey GP, Okrusch M.** Reequilibration of ultramafic xenoliths from Namibia by metasomatic processes at the mantle boundary // J. Geol. 1996. V.104. P. 599-615.
14. **Gregoire M., Bell D.R.; Le Roex A.P.** Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 142(5). P. 603-625.
15. **Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T.** Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // Russian Geol. Geophys. 1997. V. 38(2). P. 398-419/
16. **Hart S.R., Dunn T.** Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P.1-8.
17. **Harte B. M.B., Kirkley M.B.** Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet: data from

- mantle eclogites // *Chem. Geol.* 1997. V. 136. P. 1-24.
18. **Харькин А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Месторождения алмазов Мира. Москва: Недра. 1998. 545 с.
 19. **Kuligin S.S., Pokhilenko N.P.** Mineralogy of xenoliths of garnet pyroxenites from kimberlite pipes of Siberian platform // *Extended Abstracts 7IKC.* Cape Town. 1998. P. 480-482.
 20. **Leost I., Stachel T., Brey G.P., Harris J.W., Ryabchikov I.D.** Diamond formation and source carbonation: mineral associations in diamonds from Namibia // *Contrib Mineralog Petrol.* 2003. V. 145. P. 12-24.
 21. **Mccallum M.E. & Eggler, D.H.** Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in southern Wyoming // *Science.* 1976. V. 192. P. 253-256.
 22. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂-Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. // *Am. Miner.* 1974. V. 59. P. 110-119.
 23. **Mitchell R.H.** Kimberlites, orangeites and related rocks. /New York: Plenum, 500 P
 24. **Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al.** Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // *Lithos.* 1995. V. 29. P. 1-18.
 25. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.
 26. **Nixon, P.H., Boyd, F.R.** Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites // *In Lesotho Kimberlites (P.H. Nixon, ed.).* Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho. 1973. P. 48-56.
 27. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P.** Are lithospheres forever? // *GSA Today.* 2001. V. 11. P. 4-9.
 28. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin, S. S., Shimizu, N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference.* 2000. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
 29. **Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds // *Carnegie Inst. Wash.* 1991. Yearb. 90: P. 11-18.
 30. **Rudnick G., McDonough W.F., Chappell B.W.** Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 114. 1993. P. 463-475.
 31. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *J. Geophys. Res. B.* 1996. V. 101. P. 5611-5625.
 32. **Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle // *Am. Geophys. Union.* Washington, D.C. 1977.
 33. **Sobolev N.V., Botkunov A.I., Lavrent'ev Y.G. & Usova L.V.** New data on the minerals associated with the diamonds in the "Mir" kimberlite pipe in Yakutia // *Sov. Geol. Geophys.* 1976. V. 17. P. 1-10.
 34. **Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G. & Botkunov A.I.** Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. // *Lithos.* 1997. V. 39. P. 135-157.
 35. **Taylor L.A., Gregory A., Snyder A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 145. P. 424-443.
 36. **Van Achterberg E., Griffin W.L., Steinfenhofer J.** Metasomatism in mantle xenoliths from Letlhakane kimberlites estimation of element fluxes // *Contrib. Mineralog Petrol.* 2001. V. 141. P. 397-414.
 37. **Van Keken P. E. , Kiefer B., Peacock S.M.** High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // *Geochemistry.* 2002. V. 3. № 10.
 38. **Wallace M.E., Green D.H.** Experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature.* 1988. V. 335. P. 343-346.
 39. **Wang W.Y. & Gasparik T.** Metasomatic clinopyroxene inclusions in diamonds from the Liaoning province, China // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 611-620.
 40. **Wyllie P.J., Huang W.L.** Carbonation and melting reactions in the system CaO -MgO -SiO₂ -CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 54. P. 79 -107.
 41. **Zack T., Brumm R.** Ilmenite/liquid partition coefficients for 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites // *7th International Kimberlite Conference. Extended abstracts.* Cape Town. 1998. P. 986-988.

УДК 551.22 +552.11

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ТРУБКИ «ЗАРНИЦА» – КЛЮЧ К РАЗГАДКЕ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ РАЙОНА И АЛМАЗОНОСНОСТИ ТРУБКИ

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Похиленко Н.П.¹, Николаева И.В.¹,
Палесский С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, e-mail: vlad@igc.irk.ru

³ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

Составы минералов из концентрата кимберлитовой трубки Зарница дают более дискретные тренды, чем для ближайших трубок Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей. Ильменитовый тренды подразделяется на 7 групп с 3 мя главными максимумами. Хромиты также обнаруживают 3 основные группы по хромистости. 2/3 составов гранатов отвечают составам неалмазоносной части мантии. ТР условия, определенные по клино- и ортопироксену [6, 12, 23, 25] реконструируют геотерму с разогревом в нижней части и 3 мя отдельными ТР интервалами, что и объясняет дискретность трендов минералов. Гранатовая термобарометрия [4] дает более гладкую почти непрерывную геотерму с разогревом 35-43 мв/м² на глубинах, соответствующих 70-50 кбар. Перерыв на уровне 50-55 кбар отвечает разрыву гранатового тренда 8-9% Cr_2O_3 . Сравнительно высокотемпературные условия определены для верхней части секции выше 30 кбар. Локальное обогащение Fe на каждом уровне и несколько трендов обогащения TiO_2 вероятнее всего свидетельствуют о нескольких этапах внедрения и просачивания расплавов в мантийной колонне под трубкой Зарница, что сопровождалось разогревом. Можно предположить, что существенный разогрев в нижней части колонны вызвал растворение мелких алмазов и рост крупных. Спектры TRE для минералов из концентрата трубки Зарница по сравнению с тр. Юбилейная обнаруживают пики Pb – U без существенного обогащения LILE что, вероятнее всего, отражает субдукционные стадии просачивания расплавов-флюидов на стадии роста литосферного кия кратона.

Введение

«Зарница» – первая кимберлитовая трубка в Сибири, открыта Л.Попугаевой, однако промышленный потенциал этой одной из наиболее крупных трубок Далдынского района до конца не ясен из-за неравномерного распределения алмазов и сравнительно низкой доли мелких-октаэдрических алмазов по сравнению с трубкой Удачная при сравнительно высокой доле крупных алмазов хорошего качества [20]. Расшифровка реального состава и строения мантийной колонны, возможно, частично решит проблемы связанные с перспективами развития данного района в связи с постепенным истощением запасов тр. Удачная. Предыдущие исследования концентрата из разных частей и проб тр. Зарница показали относительную гомогенность и хорошее перемешивание материала и соответствие составов пикроильменитов и пиропов [1-3, 20]. В данной работе мы сравнили составы минералов из небольшой пробы керна и большой протоочки автолитового кимберлита, чтобы уточнить вариабельность составов и сравнить их с составами из трубок Юбилейная и Удачная. Для характеристики использованы микронзондовые и LAM ICP MS анализы выполненные в Аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН.

Минералогия

Гистограммы распределения для *гранатов* имеют малоуглубинный основной максимум (рис. 1). Графики Cr_2O_3 – CaO (- FeO , MgO , Na_2O , NiO) могут быть использованы для реконструкции структуры разреза мантии так как Cr_2O_3 – определяется давлением [23, 28], а литологию можно определить по содержаниям CaO , TiO_2 , FeO , Na_2O [10, 15, 17, 30]. В образце керна гранаты представляют 7 интервалов с почти линейной корреляцией Cr_2O_3 – CaO . – небольшие отрезки с отрицательным наклоном отражают изобарические вариации за счет изменения состава пород – или зональность в пределах образцов. В большой пробе изменчивость составов близка к определенной в работах [1, 2]. Большая часть гранатов образует непрерывный тренд в малоуглубинной области [1, 30] и трассирует нижнюю часть лерцолитового поля. В 4х сериях с разным наклоном Cr_2O_3 - CaO два тренда с наиболее высокими значения CaO близки к трендам тр. Удачная, часть из которых представляет зональность контактов лерцолит – пироксенит [22] в пределах образца. Субвертикальные отрезки Cr - Cr - $(\text{Na}-\text{Fe}-\text{Mg})$ также могут представлять зональность больших зерен или вариации в пределах образца или мантийных доменов. Тренды гранатов тр. Зарница продолжают тренды для тр. Удачная для пироксенитов в более железистую область [22, 27]. Содержания Na_2O выше для малоуглубинных пироксенитовых гранатов, но они растут с глубиной, формируя 4 независимых тренда. В более хромистой области тренды составов гранатов расщепляются на два независимых – дунит – гарцбургитовый и пироксенитовый. Разрыв 8-9% $\text{Cr}_2\text{O}_3\%$ предполагает пропущенный горизонт, либо эклогитовую или дунитовую безгранатовую линзу близ 50 кбар. Субкальциевые гранаты обнаружены в интервалах ~ 8, 10, 12% Cr_2O_3 , демонстрируя рост степени истощения. Прямые корреляции Cr_2O_3 - TiO_2 в 4 х трендах предполагают сквозные процессы обогащения в перидотитовой колонне, тогда как отрицательные, характерные для малохромистых гранатов, обусловлены процессами дифференциации расплавов, из которых кристаллизовались мегакристовые ассоциации или их взаимодействие с перидотитовым субстратом. Количество верлитовых гранатов, обычных для других трубок вблизи 4% Cr_2O_3 для Зарницы, сравнительно невелико. Степень обогащения гранатов TiO_2 близка к характерной для трубки Удачная, но существенно выше в высокохромистой глубинной области. Гистограмма имеет 7 максимумов Cr_2O_3 с главным вблизи 2,7, близким к обнаруженному ранее [1], и плавно убывающими по высоте с увеличением хромистости.

Cr – шпинелиды образуют прерывистый тренд от значений > 63% Cr_2O_3 типичных для ассоциации алмазной фации до значений типичных для границы шпинелевой фации 25% Cr_2O_3 . с расщеплением на обычный мантийный луч и тренд с накоплением ульвошпинелевого компонента (и V_2O_3). Большая часть хромистых гранатов отклоняются от мантийной последовательности к обогащенным Mg составам. В целом для хромитов характерно бимодальное распределение с пиками вблизи 55 and 30% Cr_2O_3 , вероятно представляющими 2 основных опробуемых горизонта в мантии и более редким промежуточными составами. В целом количество интервалов составов также можно разбить на 7 групп (рис. 2).

Мантийные клинопироксены с содержаниями 1-4 % FeO обнаруживают достаточно различающиеся составы, которые могут быть литологически идентифицированы при сопоставлении с составами пиропов (рис. 3). Пироксены с низким содержаниями Al_2O_3 и Na_2O (а) близки к наиболее типичным составам из трубки Удачная [10, 21, 27] и наименее обогащенным (неметасоматизированным) из трубки Юбилейная. Вторая группа (б) 2.5-3.5 Na_2O непосредственно трассирует тренд для деформированных перидотитов из тр. Удачная. Большинство обогащенных Cr - Al - Na –пироксенов соответствую по термобарометрии уровню 40 кбар и, вероятно, отражают состав пироксенитовой линзы обнаруженной для многих мантийных разрезов под трубками Далдыно- Алакитского

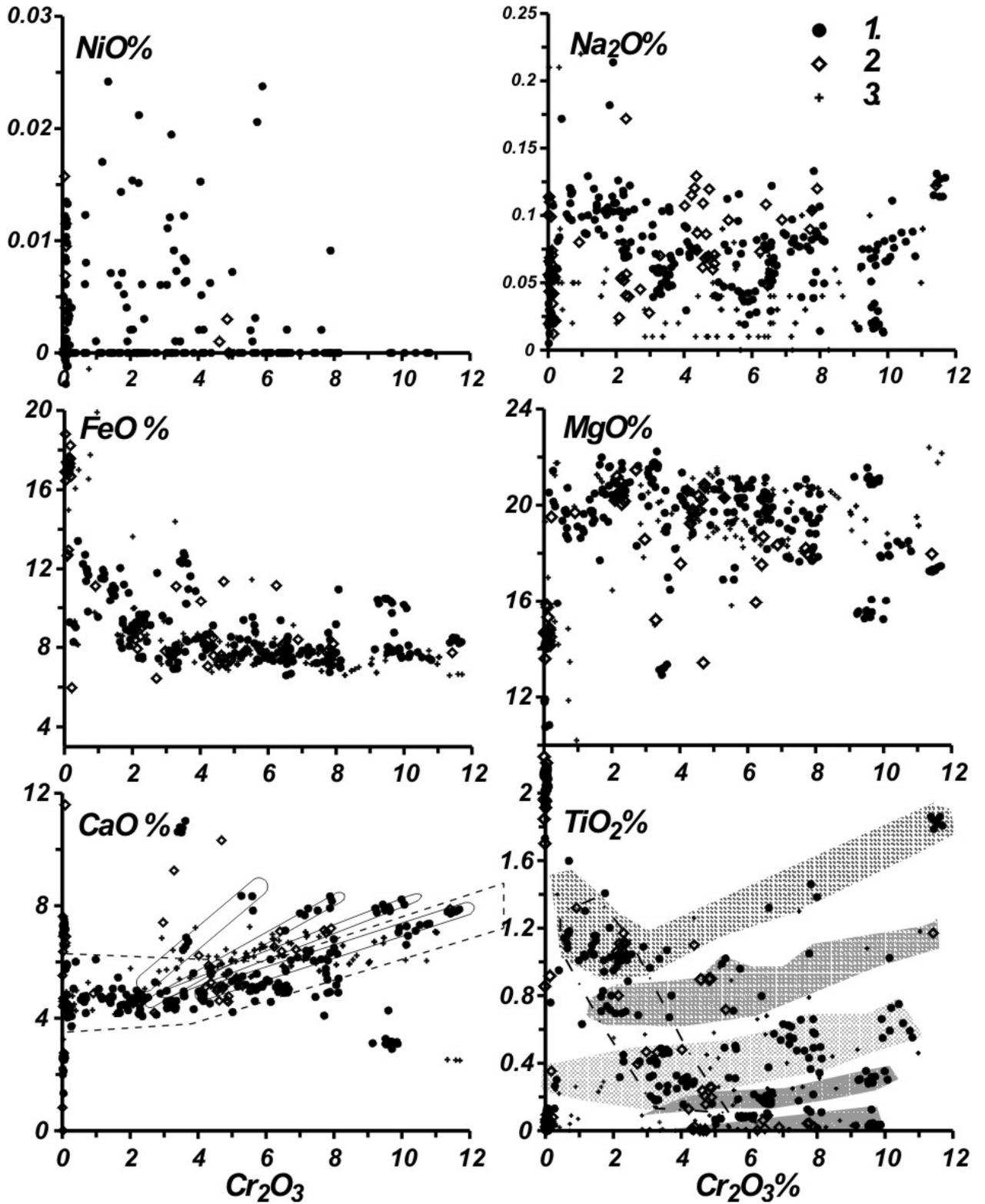


Рис. 1. Вариационная диаграмма для гранатов из трубки Зарница.

1. гранаты из большой пробы автолитового кимберлита; 2. гранаты из образца керна.
3. гранаты из трубки Удачная [8].

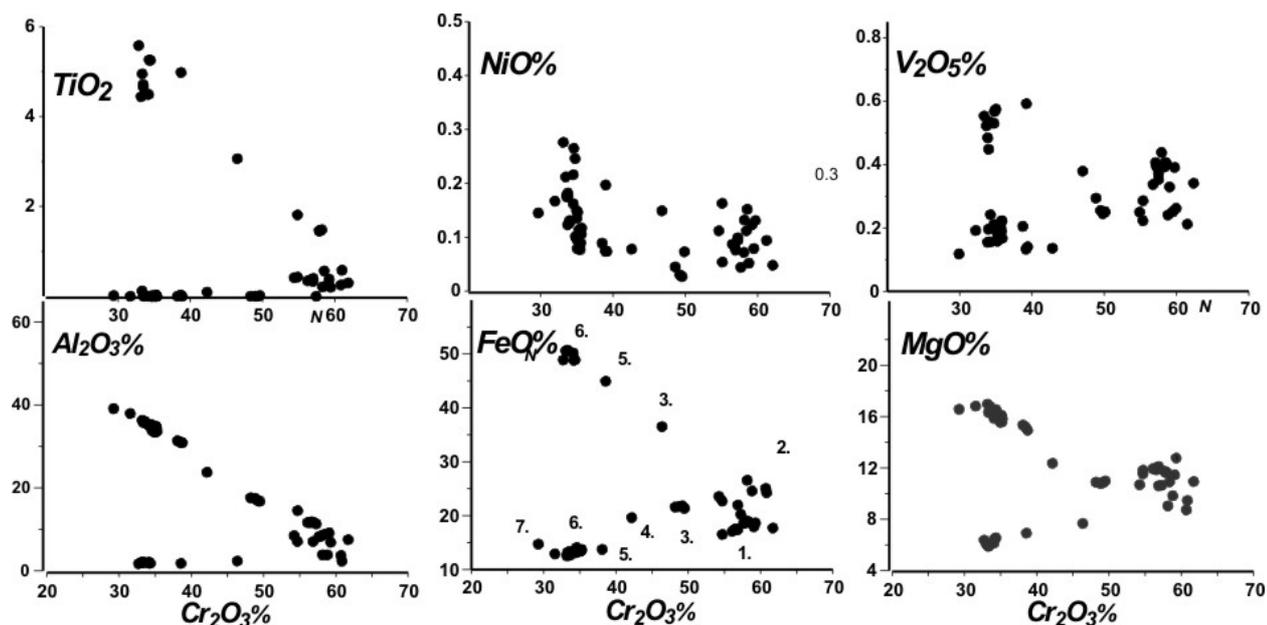


Рис. 2. Вариационная диаграмма для Cr-шпинелидов из трубки Зарница.

Заштрихованы области составов 7 вероятных интервалов по давлению.

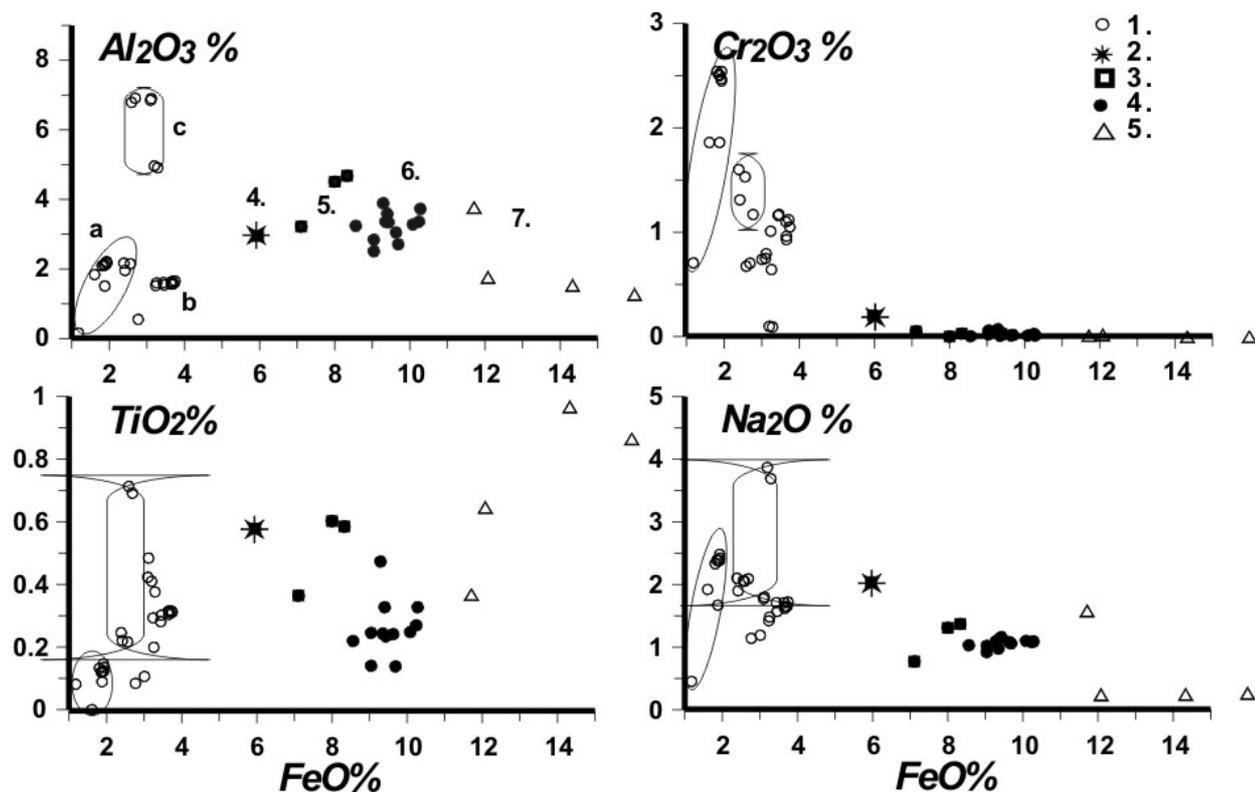


Рис. 3. Вариационная диаграмма для клинопироксенов из трубки Зарница.

1.- Cr- диопсиды; 2- гибридные высокотемпературные пироксениты; 3 – салиты из нижней коры; 4. 5. Ti – авгиты.

района [19], Алданского щита [8], Колорадо [7, 19], и которая отвечает излому лерцолитового тренда [31]. Поле 4 представляет составы гибридных пироксенитов. Два тренда с содержанием 7- 11% FeO – составы пироксенов нижнекоровых кумулатов и пироксенитов, наиболее железистые – происходят из верхнекоровых пород.

Ортопироксены из Зарницы в целом более железисты, чем из трубки Удачная. Обнаружено типичное истощение Al_2O_3 наиболее глубинных и существенное обогащение для наименее глубинных мантийных пироксенов (рис. 4).

Ильмениты демонстрируют более протяженный и непрерывный тренд по TiO_2 по сравнению с другими минералами. Так же как и для трубки Юбилейная можно выделить 7 кластеров. (рис. 5) Три наиболее хорошо выраженных о характерны как для составов крупных желваков так и мелких ксеногенных зерен из основной массы [1, 3]. Вариации для наиболее магнезиальных составов типичны для метасоматитов – глиммеритов и маридов [13]. Желваки и большие зерна обнаруживают более дискретные составы, мелкие богаче Cr_2O_3 и частью представляют составы метасоматизированных перидотитов [13, 31].

Излом тренда FeO - Cr_2O_3 заметный также на диаграммах $MgO-Cr_2O_3$ и $TiO_2-Cr_2O_3$ означает изменение условий кристаллизации (от камерных или крупных жил к фракционированию в мелких жилах и взаимодействию с вмещающимися перидотитами по типу AFC) и кристаллизующихся ассоциаций.

Слюды из трубки Зарница разбиваются на 4 группы (рис. 6). Мантийные хромистые слюды близки к составам из трубки Юбилейная. Составы малохромистых слюд отражают вариации метасоматитов и маридов и кумулатов, а бесхромистых – коровых базальтоидных кумулатов.

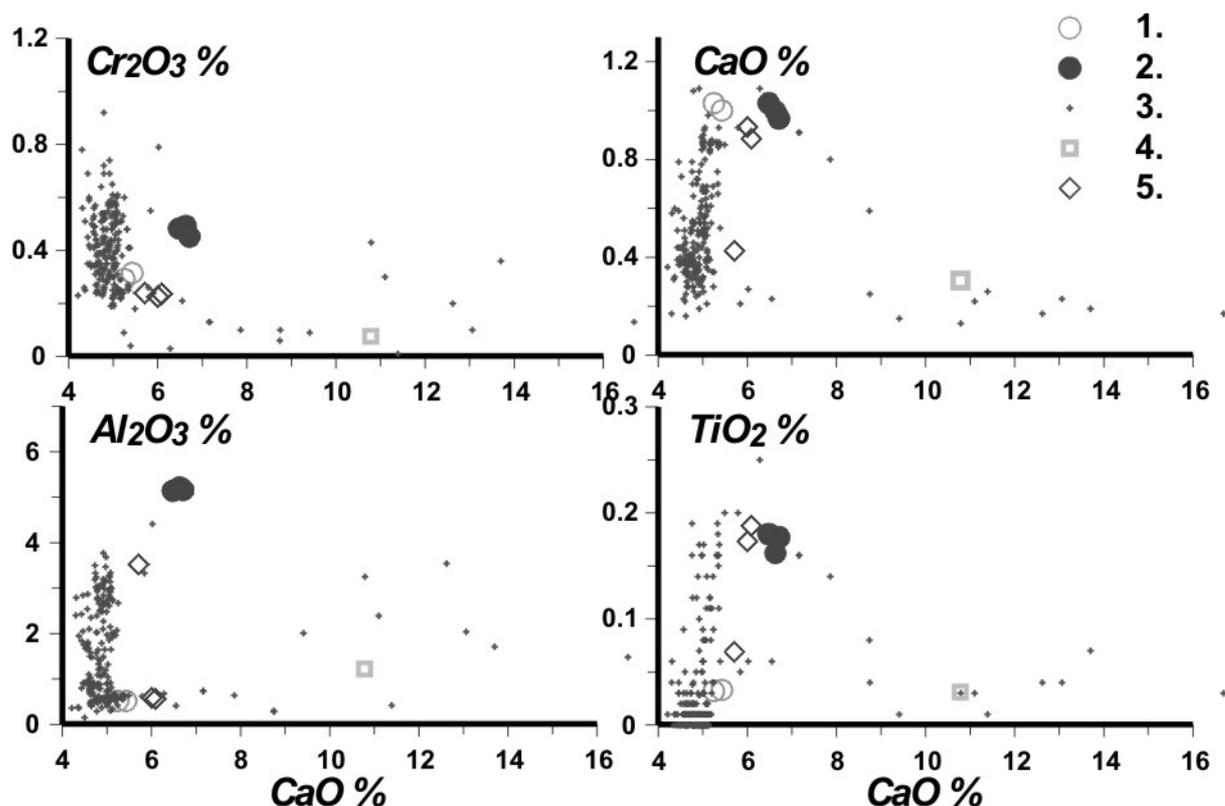


Рис. 4. Вариационная диаграмма для ортопироксенов из трубки Зарница в сравнении с составами из тр. Удачная.

1. примитивные составы глубинных перидотитов; 2. деформированные перидотиты; 3. перидотитовые ксенолиты тр. Удачная; 4. кумулаты; 5. гранат-шпинелевые лерцолиты.

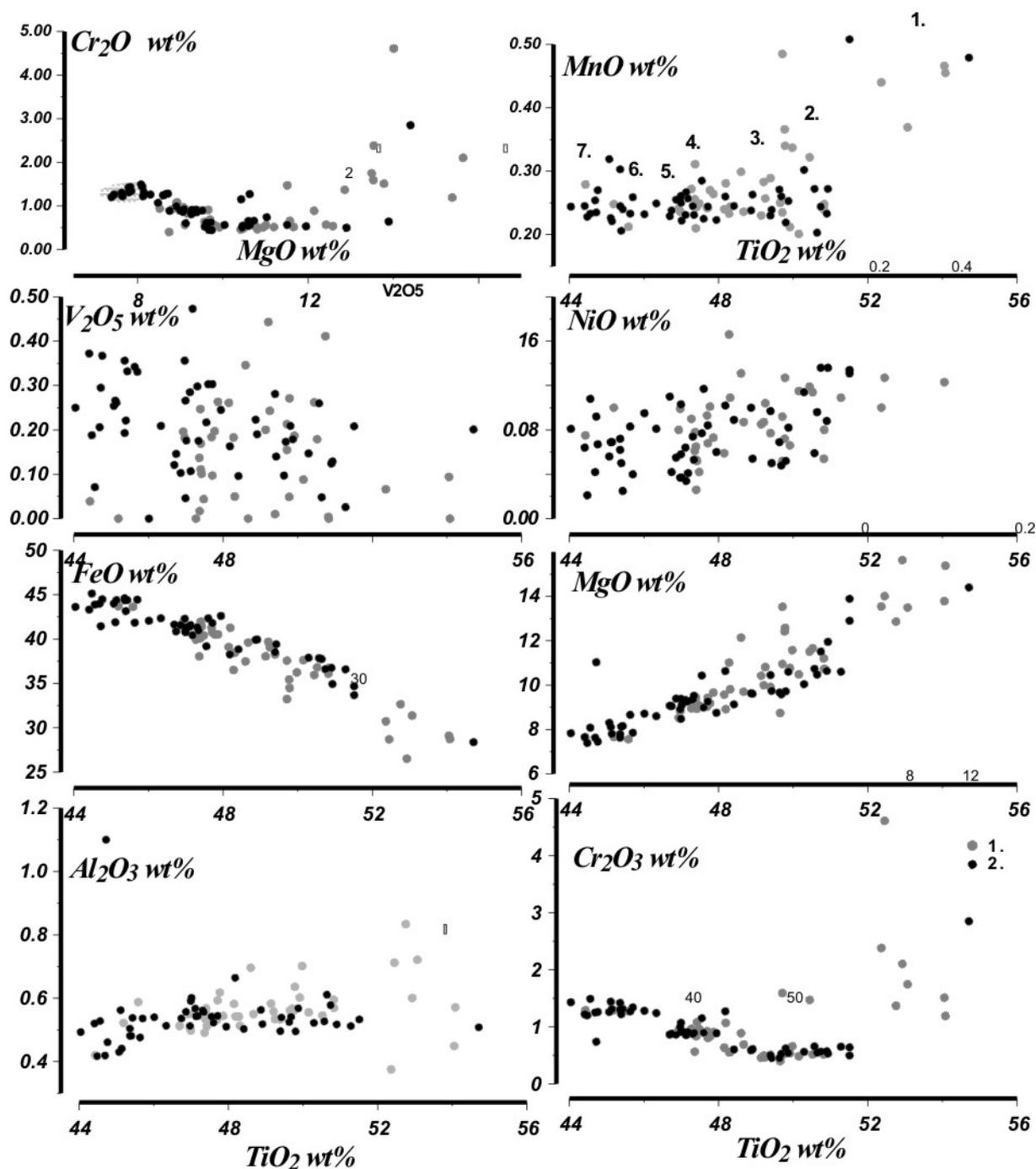


Рис. 5. Вариационная диаграмма для пикроильменитов из трубки Зарница.

1. вся вариации популяции; 2. ильмениты из автолитового кимберлита.

Термобарометрия

ТР диаграмма для мантийных минералов из трубки Зарница определенная по 31 анализам зерен Cr-диопсидов, 17 энстатитов и >200 гранатов обнаруживает хорошее совпадение определений по всем методам. Пироксеновые анализы для глубоких горизонтов (~50-70 кбар) дают конвективную ветвь характерную для ТР диаграмм тр. Удачная и Лесото. Средняя часть 45-35 кбар обычно представленная анатектическими пироксенитами и слюдистыми перидотитами [14, 20, 22, 27, 30] для Зарницы хорошо маркирована гранатовым и пироксеновыми методами и обнаруживает неравномерный

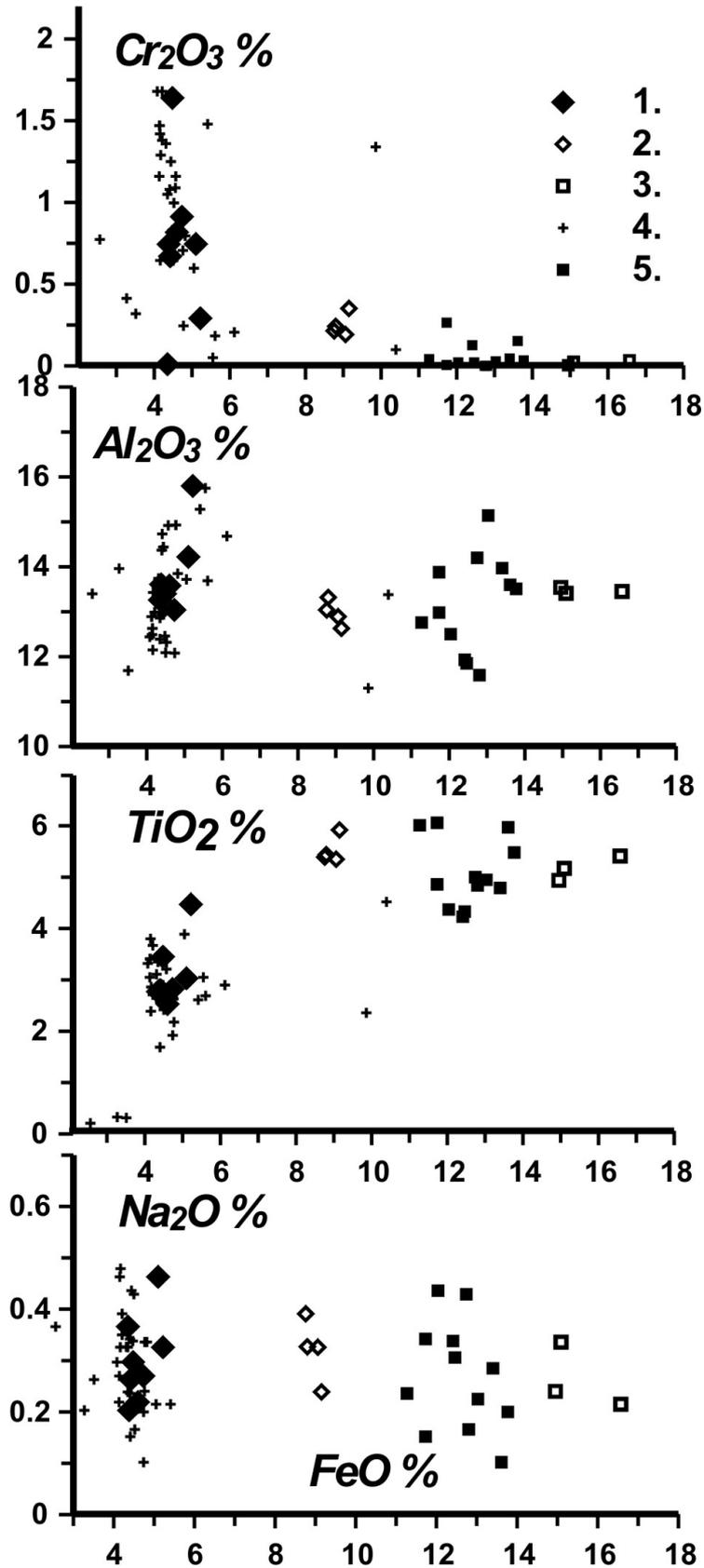


Рис.6. Диаграммы для составов слюд из концентрата тр. Зарница.

1. перидотиты - лерцолиты; 2. жильные парагенезисы и глимериты; 3, 5. мегакристаллы; 4. лерцолитовые слюды тр. Юбилейная.

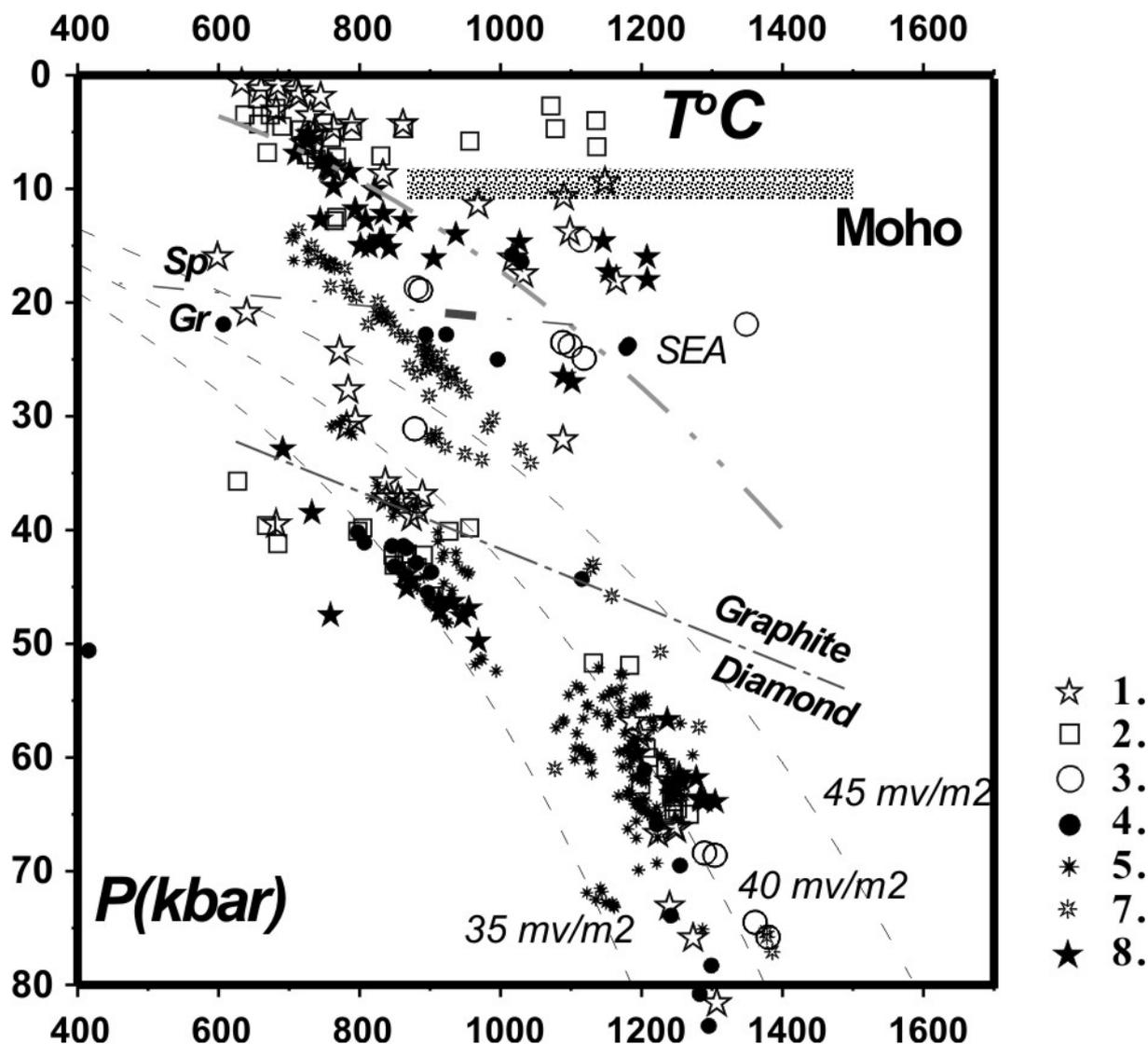


Рис. 7. *ТР диаграмма для мантийных минералов из трубки Зарница.*

Построена по методам 1. [26]-[6]. 2. [26]-[6a]; 3. [13]-[24]; 4 [26]; 5 [4] для глубокой мантии; 6. [4] для переходной мантии; 7. [26] –[6с] для минералов из концентрата тр. Зарница.

разогрев, начиная от 35 мВ/м². В интервале 40 –25 присутствует субвертикальная близиадиабатическая ветвь (рис. 7). Выше в интервале 25-10 кбар ТР определения по пироксенам ложатся на конвективную геотерму SEA типа [26] типичную для перидотитов- щелочных базальтов.

В целом гранатовая термобарометрия [4] дает прекрасное совпадение с пироксеновой, но отражает более широкие вариации теплового потока для разных типов пород и более протяженные и непрерывные ТР отрезки. По гранатам [4] основная часть ТР параметров лерцолитовых парагенезисов отвечает тепловому потоку 50-60 мВ/м². В нижней части колонны помимо конвективной ветви, трассирующей мощный разогрев в интервале 50-70кбар, зафиксированы холодные 35 мВ/м² условия для реликтовых парагенезисов. Расщепление гранатовой геотермы в верхней части мантийного разреза, вероятнее всего, отражает отдельные этапы просачивания расплавов. Ветвящаяся геотерма для трубки Зарница существенно отличается от полученной ранее гладкой в средней части геотермы для Сибирской платформы [9].

Геохимия

Геохимические анализы редких элементов на 30 компонентов с помощью метода LAM ICP MS получены для гранатов клинопироксенов, ортопироксена, шпинелей и ильменитов из протолочек (табл. 1). Гранаты, выбранные для анализа, относительно малохромисты и, поэтому, среди них не обнаружено типичных для глубинных минералов S – спектров. (рис. 8). Графики распределения редкоземельных элементов и спайдердиаграммы не обнаруживают существенных экстремумов в поведении HFSE и LILE как, к примеру, для трубки Юбилейная. Для глубинных пироксенов графики REE не обнаруживают сильного обеднения HREE, возможно, из-за сравнительно небольшой доли модального граната в глубинных парагенезисах. Все гранаты и хромиты имеют выраженный Pb пик. Для хромитов характерны резко фракционированные обогащенные LREE парагенезисы и плавные депрессии в HMREE части минимумы Ta и небольшие пики Nb. Для ильменитов характерен рост HFSE на фоне падения общей концентрации REE. Несомненно, данные по геохимии минералов для трубки Зарница весьма предварительны и пока непредставительны, но определенные отличия от спектров минералов кимберлитовых трубок соседнего Алаakitского района несомненны.

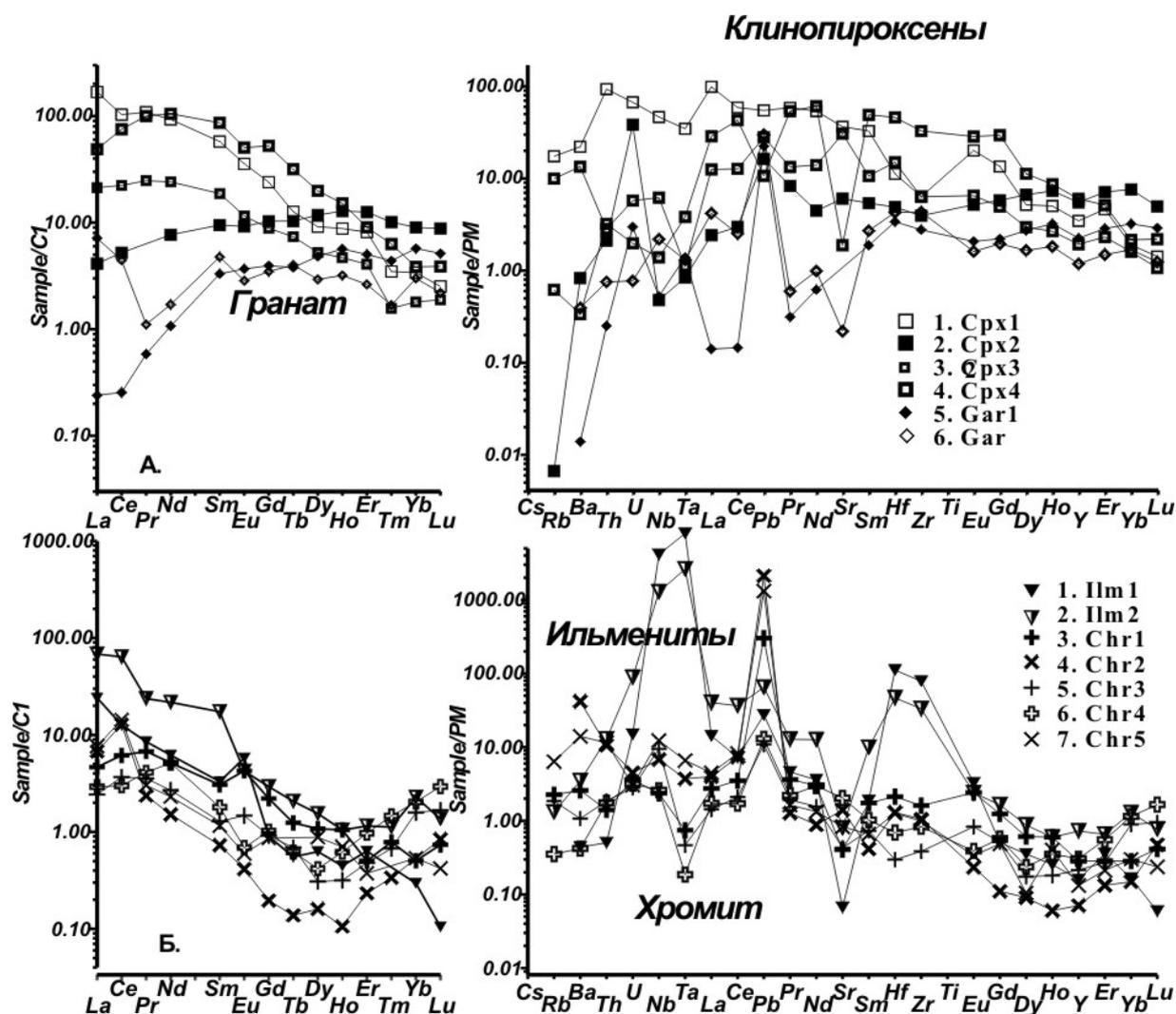


Рис. 8. TRE спектры для минералов их трубки Зарница.

Таблица 1.

Составы минералов из трубки Зарница

Комп-ты	Cpx1	Cpx2	Cpx3	Gr1	Gr2	Gr3	Ilm1	Ilm2	Cr1	Cr2
SiO ₂	53.95	52.41	53.71	41.72	41.55	40.51	-	-		
TiO ₂	0.467	0.691	0.578	0.237	1.11	0.003	47.71	49.71	0.09	0.026
Al ₂ O ₃	1.88	6.91	2.95	19.47	19.54	18.59	0.593	0.56	23.77	34.61
Cr ₂ O ₃	0.159	0.704	0.203	4.62	2.37	6.24	0.89	0.509	42.17	35.13
FeO	4.61	2.69	5.96	7.61	9.15	11.16	40.73	37.56	19.63	13.39
MnO	0.147	0.107	0.146	20.9	0.295	0.838	0.242	0.235	0.346	0.22
MgO	16.68	13.98	17.29	0.289	20.16	15.94	9.43	10.95	12.36	16.07
CaO	22.22	20.36	17.56	4.62	4.61	6.54	0.068	0.052	0.017	0.015
Na ₂ O	0.318	2.09	2.04	0.024	0.133	0.035	0.097	0.213		
K ₂ O	0.008	0.015	0.017		0.016					
Total	100.44	99.96	100.45	99.49	98.93	99.86	99.76	99.79	98.38	99.46
Ba	2.2	89	5.5	0.1	2.6	6.48	2.9	23.0	17	276
La	17.9	7.8	1.5	0.088	2.6	1.03	8.9	25.1	1.7	2.5
Ce	71.9	21.3	5.0	0.2	4.22	4.16	12.2	61.2	5.9	12.3
Pr	13.7	3.39	2.11	0.08	0.15	0.46	1.17	3.25	0.93	0.32
Nd	74.7	17.1	5.5	0.76	1.21	3.32	4.4	15.5	3.7	1.1
Sm	19.9	4.3	2.2	0.76	1.10	1.58	0.8	4.0	0.7	0.2
Eu	4.4	1.00	0.8	0.32	0.25	0.73	0.504	0.37	0.37	0.036
Gd	16.0	2.70	3.15	1.20	1.06	2.24	0.28	0.90	0.68	0.06
Tb	1.84	0.43	0.60	0.22	0.23	0.40	0.03	0.12	0.07	0.01
Dy	7.59	2.00	4.49	1.84	1.12	2.22	0.24	0.59	0.41	0.06
Ho	1.29	0.40	1.09	0.48	0.27	0.47	0.04	0.09	0.09	0.01
Er	2.25	1.02	3.12	1.25	0.65	1.36	0.16	0.29	0.13	0.06
Tm	0.22	0.06	0.36	0.16	0.06	0.12	0.00	0.04	0.03	0.01
Yb	1.0	0.7	3.4	1.4	0.7	1.1	0.1	0.6	0.1	0.1
Lu	0.15	0.07	0.34	0.20	0.08	0.17	0.00	0.05	0.03	0.03
Hf	13.0	4.2	1.4	1.0	1.2	2.1	31.6	13.2	0.6	0.4
Ta	0.14	0.04	0.03	0.05	0.05	0.11	297	97	0.03	0.14
Pb	1.6	4.2	2.5	3.4	4.5	9.2	4.1	9.8	45.3	319
Th	0.26	0.22	0.17	0.02	0.06	0.65	0.04	1.02	0.11	0.84
U	0.04	0.12	0.78	0.06	0.02	0.06	0.30	1.80	0.07	0.09
V	968	660	316	179	180	312	1947	1178	417	2085
Sc	182	44	87	79	85	131	43	21	12	5
Co	28.9	15.2	4.2	6.9	5.9	11.7	35.1	24.3	160	162
Cu	0.01	6.09	5.21	0.11	3.74	5.09	8.09	16.9	0.38	5.40
Ni	26	118	71	14	23	49	156	133	443	236
Rb	0.4	6.0				0.1		0.8	1.4	1.9
Sr	37.58	609	120		4.37	2.75	1.32	15.8	8.06	27.8
Y	25.9	8.3	23.6	9.67	5.10	9.28	0.68	3.12	1.22	0.30
Zr	344.1	66.6	41.4	29.1	45.4	75.4	824.8	349.2	16.9	11.1
Nb	0.9	4.1	0.3	0.3	1.4	1.7	2731	845	1.6	4.5
Cs		6.95	0.16	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.011	

Примечание к таблице 1. Анализы выполнены в Аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск. Сокращения: Срх-клинопироксен, Gr- гранат, Илм-ильменит.

Главные компоненты определены на масспектрометре CamebaxMicro (аналитик О.С. Хмельникова, 2003). Микрокомпоненты определены методом ICP MS "ELEMENT" (Finnigan) с лазерной приставкой UV LaserProbe (аналитики Николаева И.В., Палесский С.В., Сапрыкин А.И. 2003), ОИГГиМ, Новосибирск.

Обсуждение результатов

Алмазоносность тр. Зарница проблематична и поэтому перспектива расшифровки структуры и процессов протекавших, а также сравнение их с параметрами высокоалмазоносной мантии под соседней трубкой Удачная весьма заманчива.

Несмотря на то, что гранаты из концентрата дают довольно малоглубинный основной пик и лишь 1/4 составов относится к алмазоносным паргенезисам, однако не менее 1/2 Cr-шпинелидов имеют глубинный генезис, что, по-видимому, предполагает существенное истощение глубинных перидотитов Al_2O_3 и сравнительную редкость граната нижних частях разреза. Ильменитовые составы также в основном имеют глубинный генезис.

Термобарометрия предполагает разогрев нижней части колонны, что, возможно, привело к растворению сравнительно мелких алмазов и росту крупных. Неравномерный захват включений вдоль подводящего канала, что заметно по пикам составов ильменитов, или слоистая структура мантии с чередованием эклогитовых и перидотитовых горизонтов (это менее вероятно, исходя из известного состава ксенолитов) возможно и определило неравномерность трендов составов ильменитов, хромитов и дискретность ТР интервалов, определенных с помощью пироксеновой термобарометрии. Судя по ильменитовым пикам можно предположить 4 основных уровня концентрации расплавов в мантии – промежуточных магматических камер. 4 тренда обогащения составов гранатов также предполагают 4 импульса просачивания и взаимодействия с обогащенными титаном, скорее всего, протокимберлитовыми или карбонатитовыми расплавами, циркулирующими на стадии формирования каналов в мантии. Вполне вероятно, что 4 тренда взаимодействия с расплавами, формировавшими пироксенитовые жилы, также соответствуют этим процессам. Судя по наклону трендов, более пологому для гранатов глубинного генезиса и крутому для малохромистых ассоциаций верхней части разреза, в нижней части мантийной колонны характер просачивания был сквозным, что подтверждается также обилием ильменитовых перидотитов, судя по обогащенным Cr парагенезисам в начале ильменитового тренда, а выше он отвечал взаимодействию вдоль каналов. Сравнительно высокожелезистые и высокотитанистые и более дискретные интервалы составов для гранатов Зарницы по сравнению с гранатами из трубки Удачная показывает, что концентрация расплавов в мантии под трубкой Зарница была выше, чем под трубкой Удачная, а мантия более проницаема, что сказалось на сравнительно более высоком положении выступа разогретой мантии – вплоть до 50 кбар. Количество отдельных горизонтов в перидотитовой мантии под Зарницей по сравнению с тр. Удачная меньше, часть из них, возможно, редуцирована в нижней части под воздействием выступа астеносферы.

Геохимические особенности минералов перидотитов из трубки Зарница и соседних трубок Далдынского кимберлитового поля, по сравнению с Алакитским полем предполагает, что мантия данного района более истощена и отвечает скорее задуговому типу в нижней части колонны тогда как Алакитского – типичной литосферной мантии континентов.

Выводы

1. Мантийный субстрат под Кимберлитовой трубкой Зарница по характеру слоистости и химизму минералов близок к соседней трубке Удачная, однако менее слоист и подвержен большему влиянию расплавов и разогреву в нижней части.
2. ТР условия для минералов и тренды взаимодействия обнаруживают 4 этапа просачивания и подъема расплавов вероятно сформировавших 4 промежуточных уровня – то есть подъем расплавов носил пульсационный характер с постепенной перемещением верхней камеры в верхние этажи, откуда и происходил впоследствии захват включений.

3. Пропуск ~5 кбар в нижней части разреза возможно сказался на некотором снижении алмазоносности тр. Зарница по сравнению с тр. Удачная.
4. Ильменитовый тренд, который имеет 4 основных интервала, вероятнее всего, отражает строение подводящих каналов на стадии, предшествующей извержению. В нижней части характерно просачивание сквозь перидотитовый субстрат – далее жильно-камерное фракционирование (совместно с минералами KD которых для REE > 1 – циркон, апатит, перовскит) и далее согласно механизму AFC в жильной системе в верхней части колонны.

Работа проведена при поддержке грантов РФФИ 99-05-65688, 00-05-65288, 03-05-64146, Интеграционного проекта № 67 СО РАН, договора с АК АЛРОСА.

Литература

1. **Амшинский А.Н.** Минералы спутники из кимберлитов Далдыно–Алакитского поля. Диссертация на звание кандидата геолога – минералогических наук. Новосибирск. 1985. 174 с.
2. **Амшинский А.Н., Блиничик Т.М., Кулиги С.С.** Сравнительная характеристика минералов–спутников из кимберлитов Далдынского поля // В книге: Проблемы образования кимберлитов. Новосибирск: Наука. 1989. С. 126-131.
3. **Амшинский А.Н., Похиленко Н.П.** Особенности составов ильменитов из кимберлитовой трубки Зарница // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 116-119.
4. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites // Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
5. **Ashchepkov I.V.** More precise equation of the Jd-Di Barometr // Herald of the Earth department RAS. 2003. № 1. P. 45-46.
6. **Ashchepkov I.V.** Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // Experiment in Geosciences. V. 10. № 1. С. 137-138.
7. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Г., Куперсмит Г., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н.** Мантийная эволюция плато Колорадо Температурный градиент и строение литосферного кила: интерпретация изучения минералов концентрата из трубки KL-1 Юго- восточного края Сибирского кратона- реконструкции по дезинтегрированным ксенолитам кимберлитовых трубок Алданского щита // Доклады Академии Наук . 2002. Т. 385. № 4. С. 721-726.
8. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.** Composition a thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton // Revista Brasileira de Geociencias. 2001. V. 31(4). P. 527-636.
9. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** 1996. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. № 2-3. P. 228-246.
10. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 352 – 366.
11. **Boyd F.R.** A Siberian geotherm based on lherzolite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, U.S.S.R. // Geology. 1984. V. 12. P. 528–530.
12. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
13. **Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.** Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V.142(5).P. 603-625.
14. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Pупin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
15. **Griffin, W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., and Ryan C. G.** Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3(12). P. 35.
16. **Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T.** Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // Russian Geol. Geophys. 1997. V. 38(2). P. 398-419.
17. **Dawson J.B., Stephens W.E.** Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol. 1975. V. 83. P. 589-607.

18. **Hearn B.C. Jr.** Upper-Mantle Xenoliths in the Homestead Kimberlite, Central Montana, USA: Depleted and Re-Enriched Wyoming Craton Samples // 8th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
19. **Kostrovitsky S.I., De Bruin D.** Garnets from the ultramafic associations in the groups Zagadochnaya and Bukovinskaya kimberlite pipes // Alkaline magmatism and the problem of mantle sources. Irkutsk. IGTU. 2001. P. 170-187.
20. **Khar'kiv A.D. Zinchuk N.N., Kr'yuchkov A.I.** Primary deposits of the diamonds in the World. Moscow. Nedra. 1998. 545 p.
21. **Kuligin S., Malkovets V., Pokhilenko N., Vavilov M., Griffin W., O'Reilly S.** Mineralogical and geochemical characteristic of a unique mantle xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. Depleted and Re-Enriched Wyoming Craton Samples // 8 th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
22. **Malinovsky I.Y., Godovikov A.A., Doroshev A.M. et al.** Silicate systems under high pressures and temperatures and application to the petrology of the upper mantle and the low part of the Earth's crust // In: Physics – chemistry conditions of the processes of the mineral origin according to the theoretic and experimental data. Novosibirsk. Nauka. 1976. P. 136 -146.
23. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂- Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Am. Miner. 1974. V. 59. P. 110-119.
24. **Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al.** Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. P.1-18.
25. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.
26. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P.** Are lithospheres forever? // GSA Today. 2001. V. 11. P. 4-9.
27. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
28. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. // J. Geophys. Res. B. 1996. V. 101. № 3. P. 5611-5625.
29. **Sobolev N.V. Lavrent'yev Y.G.** Isomorphous sodium admixture in garnets formed at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1971. V. 31. P. 1 –12.
30. **Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle // Am. Geophys. Union. 1977. Washington, D.C.
31. **Zhang H.F., Menzies M., Mathey D.P, Hinton R.W., Gurney J.J.** Petrology, mineralogy and geochemistry of oxide minerals in polymict xenoliths from the Bultfontein kimberlites, South Africa: implications for bulk rock oxygen isotopic ratios // Contrib. Mineral. Petrol. 2001.

УДК 549.

ГРАНАТЫ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ»

Горнова М.А., Костровицкий С.И.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,
e-mail: gornova@igc.irk.ru*

Введение

Геохимические процессы, приводящие к образованию мантийных перидотитов и эклогитов, по-прежнему остаются остро дискуссионными. В последнее время основное внимание уделяется изучению редкоэлементного состава минералов этих пород, который является высокоинформативным при исследовании мантийных источников вещества.

Объектом рассмотрения в данной статье являются гранаты из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная. Ксенолиты представлены перидотитами с зернистой и деформированными структурами, эклогитами. Кроме того, особую группу составляют породы с идиоморфными крупными зёрнами граната, клинопироксена и варьирующим составом от гранатовых дунитов до гранатовых оливиновых вебстеритов, описанные как серия КВЛ [2].

Исследование минералов на микроанализаторе JEOL в Институте геохимии СО РАН показало отсутствие зональности по петрогенным элементам в пределах зёрен. Концентрации микропримесей (Sr, Nb, Zr, Hf, Ti, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb и Y) в гранатах измерялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (IMS) в Институте микроэлектроники РАН, г. Ярославль. Точность измерений не ниже 10% для примесей с концентрациями >1 ppm и не ниже 20% для концентраций 1- 0.01 ppm. Анализ на редкие элементы производился в центральной части зёрен, с целью избежать влияния поздних метасоматических наложений.

Особенности состава гранатов

Гранаты из зернистых и деформированных перидотитов, пород серии КВЛ характеризуются высоким содержанием MgO (16.6 – 22.6 мас.%), отвечающим перидотитовому парагенезису (гранаты G-10 по Dawson and Stephens, 1975). В гранатах из эклогитов содержание MgO ~ 10-15.4 мас.%, что соответствует эклогитовым парагенезисам В- типа (рис. 1).

На диаграмме Ti-Cr₂O₃ (рис.2А) точки составов гранатов из разных типов ксенолитов обособляются в отдельные поля. В гранатах эклогитов содержание Cr₂O₃ меньше 0,1 мас.%. В гранатах зернистых и деформированных перидотитов и пород серии КВЛ содержание Cr₂O₃ больше ~ 2 вес.% и варьируют до 11 вес.% в деформированных перидотитах и до ~5-6 вес.% в остальных. Минимальные значения Ti (16-345 ppm) в гранатах зернистых перидотитов. Четких корреляционных трендов Ti-Cr нет ни в одной из рассматриваемых групп.

На диаграмме Yb- Cr₂O₃ (рис. 2В) видна отрицательная корреляция между этими элементами для гранатов всех групп за исключением деформированных перидотитов. Минимальные значения Yb наблюдаются в гранатах зернистых перидотитов.

В гранатах деформированных перидотитов самые высокие концентрации Sr, La, Ce, Nb, Hf, Zr и Ti (табл. 1, 2).

В гранатах деформированных перидотитов кривые распределения REE имеют положительный наклон для LREE_N от 0,1- 2 хондритовых уровня, максимум по Sm-Gd и

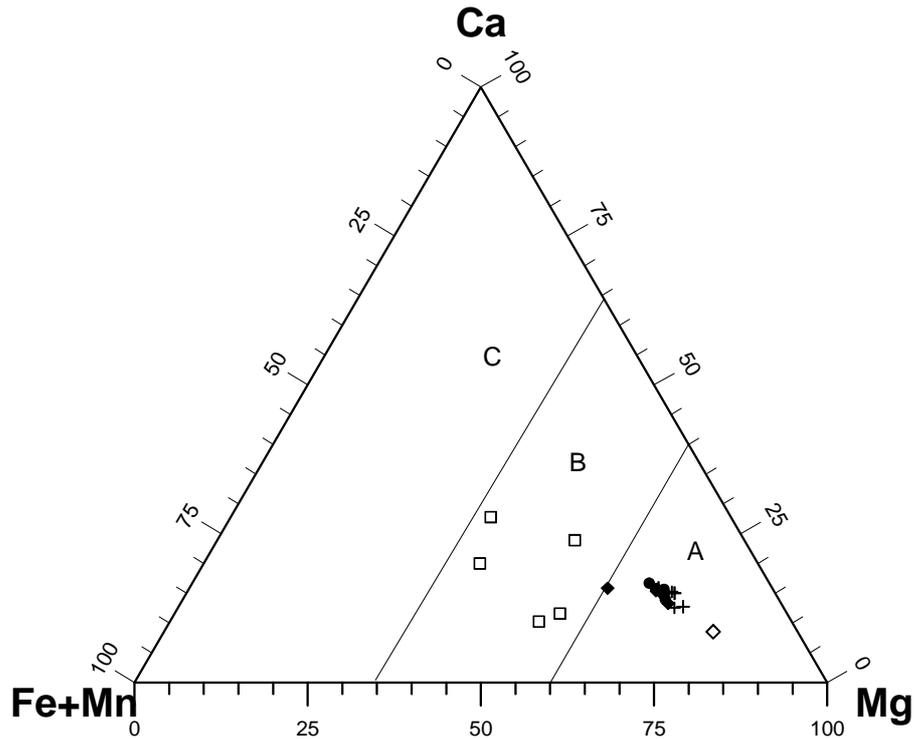


Рис. 1. Составы гранатов из ксенолитов тр. Удачная.

Кружок – зернистые перидотиты, крестик – деформированные перидотиты, залитый ромб – перидотиты серии КВЛ, ромб – оливиновый вебстерит (01-351) серии КВЛ, квадрат – эклогиты. Поля эклогитов (А-В-С) по(Coleman et al., 1965).

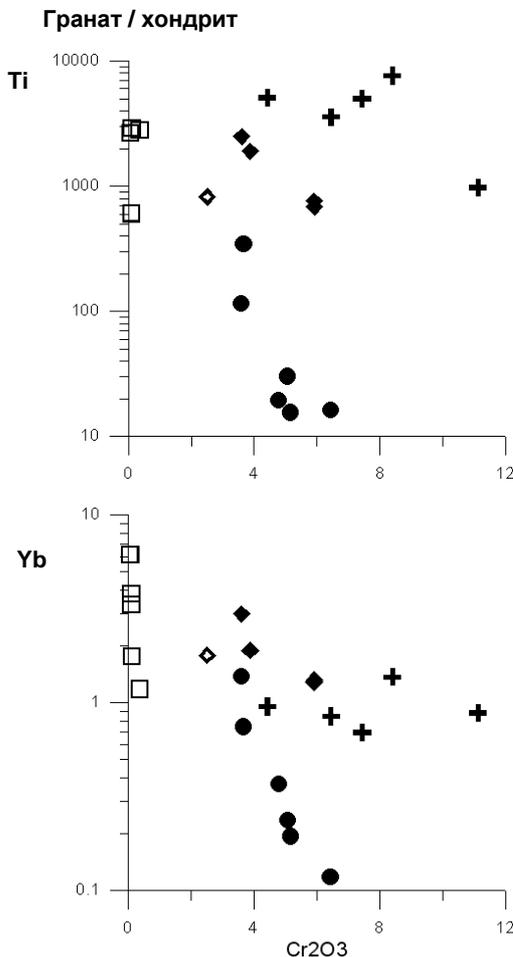


Рис. 2. Диаграммы Ti- Cr₂O₃ (А) и Yb- Cr₂O₃ (В) для гранатов из ксенолитов тр. Удачная.

Cr₂O₃ – мас.%; Ti, Yb – ppm.
Условные обозначения как на рис. 1.

снижаются к Er-Yb до 3-8 хондритовых уровня (рис. 3А). Корреляции Yb – Cr, La-Cr отсутствуют. Подобные картины распределения характерны для ранее изученных гранатов деформированных перидотитов [8]. На спайдерграммах по редким элементам (рис. 4А) наблюдаются минимумы по Sr и в некоторых образцах небольшие максимумы по Nb, Hf и Zr. В целом характерна синусоидальная форма кривых распределения редких элементов с максимальным обогащением в средней части.

Гранаты зернистых перидотитов характеризуются обеднением LREE и, начиная с Eu-Dy отчетливым положительным наклоном к Yb, который достигает 0.8-7 хондритовых уровня (рис. 3В). Причем, содержания Yb положительно

Таблица 1.

Составы гранатов из деформированных и зернистых перидотитов

№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	99/198	01-299	41/82	01-202	01-308	2/84	01-182	00-212	42/82	43/82	325/87
Mg#	0,843	0,835	0,812	0,831	0,826	0,822	0,820	0,821	0,808	0,801	0,817
Cr ₂ O ₃	11,11	6,45	8,39	7,43	4,14	6,43	3,67	5,16	4,78	5,06	3,6
Sr	1,33	1,03	2,09	1,28	0,737	0,130	0,146	0,064	0,198	1,995	-
Nb	2,26	1,12	2,201	1,484	0,576	0,655	0,274	0,314	0,301	0,350	0,232
Hf	2,75	1,78	2,388	1,268	1,109	Н.о.	0,165	0,060	0,012	0,006	0,194
Zr	153	97	101	52,8	48,8	0,247	1,017	0,118	0,177	0,235	0,298
Ti	1299	3580	7648	5016	5103	16,27	345	15,43	19,31	30,05	115,5
Y	10,21	4,86	16,04	7,28	9,21	0,156	5,03	0,215	0,701	0,548	4,98
La	0,111	0,080	0,665	0,110	0,034	0,136	0,013	0,017	0,004	0,002	0,054
Ce	1,442	0,689	2,118	1,154	0,530	0,418	0,062	0,054	0,009	0,008	0,060
Nd	7,09	2,31	3,328	2,619	1,422	0,003	0,067	0,070	0,003	0,005	0,094
Sm	6,057	1,72	1,961	1,3	0,91	0,011	0,013	0,003	0,003	0,006	0,014
Eu	2,06	0,661	0,820	0,426	0,317	0,003	0,012	0,001	Н.о.	0,003	0,010
Gd	7,633	2,79	-	0,718	1,67	-	-	-	-	-	-
Dy	3,160	1,25	3,068	1,48	1,308	0,010	0,444	0,007	0,042	0,027	0,289
Er	1,050	0,685	1,372	0,687	1,045	0,036	0,530	0,041	0,136	0,060	0,806
Yb	0,860	0,670	1,372	0,696	0,955	0,118	0,745	0,194	0,366	0,237	1,381

Примечание. 1-5 – деформированные перидотиты. 6-11 – перидотиты с зернистой структурой.
Mg# = MgO/(MgO+Σ FeO). Содержание Cr₂O₃ – в мас.%, редких элементов в ppm. Н.о. – не обнаружено, - не определялось.

Таблица 2.

Составы гранатов из пород серии КВЛ и эклогитов

№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	01-183	01-249	01-351	01-185	01-188	80-332	99-247	00-334	00-253	00-161
Mg#	0,820	0,725	0,873	0,810	0,814	0,682	0,524	0,598	0,634	0,503
Cr ₂ O ₃	3,86	3,81	2,5	5,91	5,90	0,35	0,1	0,08	0,09	0,05
Sr	0,24	0,53	1,06	0,326	0,229	1,09	1,33	0,134	0,116	3,49
Nb	0,23	0,87	0,47	0,43	0,44	0,30	0,069	0,011	0,015	0,754
Hf	1,1	2,23	0,64	0,41	0,467	0,88	0,96	0,65	0,58	1,26
Zr	31	97	45,5	7,84	8,81	34,76	27,86	3,01	4,36	22,46
Ti	1900	2490	822	685	760	2809	2918	607	605	2685
Y	16	24,4	12,9	9,94	9,97	14,59	15,55	19,51	21,44	44,99
La	0,011	0,027	0,042	0,009	0,009	0,021	0,030	0,003	0,002	0,323
Ce	0,085	0,324	0,202	0,115	0,125	0,266	0,307	0,027	0,032	0,904
Nd	0,53	1,53	0,61	1,016	0,966	1,396	1,691	0,284	0,321	2,017
Sm	0,772	1,48	0,591	0,922	0,867	1,126	1,365	0,441	0,458	1,984
Eu	0,34	0,677	0,245	0,222	0,219	0,58	0,694	0,261	0,318	0,915
Gd	1,753	2,91	1,084	0,995	0,939	2,044	2,645	1,436	1,568	4,28
Dy	2,397	3,790	1,731	1,266	1,336	2,423	2,762	2,535	2,791	6,123
Er	1,928	2,80	1,469	1,261	1,177	1,47	1,643	2,311	2,421	4,669
Yb	1,9	2,97	1,79	1,32	1,29	1,18	1,77	3,33	3,80	6,15

Примечание. 1-5 – породы серии КВЛ. 6-10 – эклогиты.

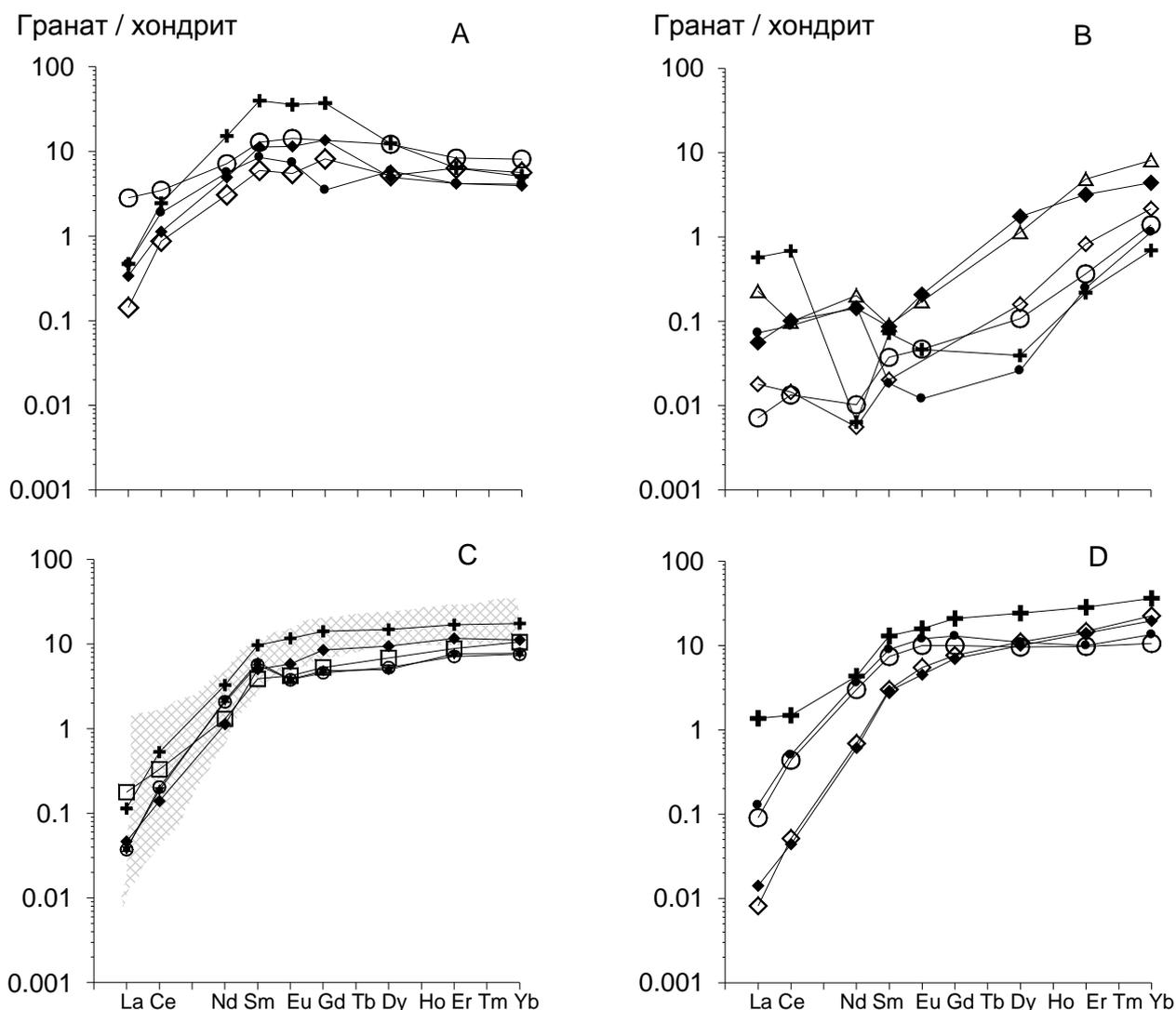


Рис. 3. Хондрит-нормализованные распределения REE в гранатах из ксенолитов тр. Удачная.

А- деформированные перидотиты: залитый кружок – обр. 01-202, кружок – обр. 41/82, крест – обр. 99-198, залитый ромб- обр.01-299, ромб- обр.01-308. В- зернистые перидотиты: залитый кружок – обр. 00-212, кружок – обр. 43/82, крест – обр. 2/84, залитый ромб- обр.01-182, ромб- обр.42/82, треугольник - обр. 325/87.

С- породы серии КВЛ: кружок – обр. 01-188, звездочка – обр. 01-185, крест – обр. 01-249, ромб- обр.01-183, квадрат- обр.01-351. Поле – составы гранатов из эклогитов. D- эклогиты: залитый кружок – обр. 99-247, кружок – обр. 80-332, крест – обр. 00-161, залитый ромб- обр.00-334, ромб - обр.00-253.

коррелирует с содержания Сг, в то время как содержания легких и средних редких земель не имеют такой зависимости. Незакономерное поведение L-MREE может быть обусловлено наложенными метасоматическими процессами, поскольку эти элементы более подвижны, чем HREE и Сг. Картины распределения REE в гранатах этих пород подобны описанным Шимицу [8].

На спайдерграммах для гранатов зернистых перидотитов (рис. 4В) наблюдается рост содержания элементов в соответствии с увеличением их коэффициентов распределения начиная с Zr и обогащение более несовместимыми элементами с отчетливыми максимумами по Nb и Hf.

Гранаты пород серии КВЛ обеднены легкими редкими землями относительно средних и тяжелых (рис. 3С) и Ti (иногда Zr) относительно REE (рис. 4С), в целом содержание редких элементов растет с увеличением степени совместимости элементов.

Хондрит нормализованные картины REE для гранатов из эклогитов показаны на рис. 3D. Гранаты в обр. 00-161, 00-334, 00-243 обеднены LREE_N и последовательно обогащены MREE_N и HREE_N. На спайдерграммах в этих образцах нормированные содержания редких элементов растут с увеличением коэффициентов распределения и наблюдаются отчетливые минимумы для Ti и Zr. В образцах 99-247, 80-332 содержания MREE_N и HREE_N недифференцированы.

Обсуждение

По своим петрохимическим характеристикам деформированные перидотиты комплементарны базальтовым расплавам, а зернистые перидотиты – коматиитовым [3, 11,12]. В работе Walter [11, 12] на основе экспериментальных данных по плавлению близких к примитивной мантии лерцолитов были рассчитаны петрохимические составы реститов и показано, что содержание в реститах MgO, Al₂O₃ и CaO связано со степенью плавления, а содержание FeO зависит от давления. При низких давлениях оно близко к 8 мас.%, как в деформированных перидотитах, а при высоких давлениях понижается до 6%, как в зернистых перидотитах. Таким образом, деформированные перидотиты могли образоваться при низких степенях плавления примитивной мантии в условии низких давлений, то есть шпинелевой фации. Зернистые гранатовые перидотиты – при высоких степенях плавления в условиях высоких давлений, то есть гранатовой фации.

Протолитом деформированных гранатовых перидотитов в условиях плавления в шпинелевой фации должны быть оливин-ортопироксен-шпинелевые реститы, субдуцированные в гранатовую фацию [6]. Образование граната могло проходить в соответствии с реакцией $Orx+Sp \rightarrow Gr+Ol$ в процессе субдукции пород в гранатовую фацию. Коэффициент распределения хрома для шпинели очень высокий [9, 10]. Содержание хрома в шпинели возрастает с ростом частичного плавления, поэтому в гранатах, образовавшихся из ортопироксена и шпинели, содержание хрома также будет расти с увеличением степени истощенности пород и может достигать очень высоких значений (11 вес.% в гарцбургите 99-198). Содержание хрома в гранате можно рассматривать как индекс деплетированности. Отсутствие в гранатах корреляций хрома даже с иттербием, наименее подвижным из приведенных на спайдерграмме элементов, высокий уровень концентрации Sr, La, Ce и даже менее подвижных Nb, Hf, Zr, Ti, синусоидальная форма кривых распределения – все это отражает высокую степень преобразования пород в результате взаимодействия с просачивающимся расплавом/флюидом. Таким образом, редкие элементы в гранатах деформированных перидотитов не сохраняют первично магматическое распределение и не могут быть использованы для реставрации условий первой стадии их образования – частичного плавления.

Протолитом зернистых перидотитов при высоких степенях плавления в гранатовой фации должны быть оливин-ортопироксеновые реститы, то есть гранат и клинопироксен, также как и в деформированных перидотитах, не могут быть реститовыми минералами. Этот вывод согласуется с результатами проведенного численного моделирования по редким землям [1]. Как предполагалось многими исследователями последующие субсолидусные преобразования могли привести к появлению граната и клинопироксена из структур распада ортопироксена [4]. Но гранаты такого происхождения не могут содержать более 4 вес.% хрома, так как для ортопироксена $D_{Cr} \sim 2$ при 3 GPa и становится < 1 при 5 GPa [10]. Для образования граната с высоким содержанием хрома необходима шпинель в рестите. Для того чтобы согласовать более низкие содержания FeO в породах (по

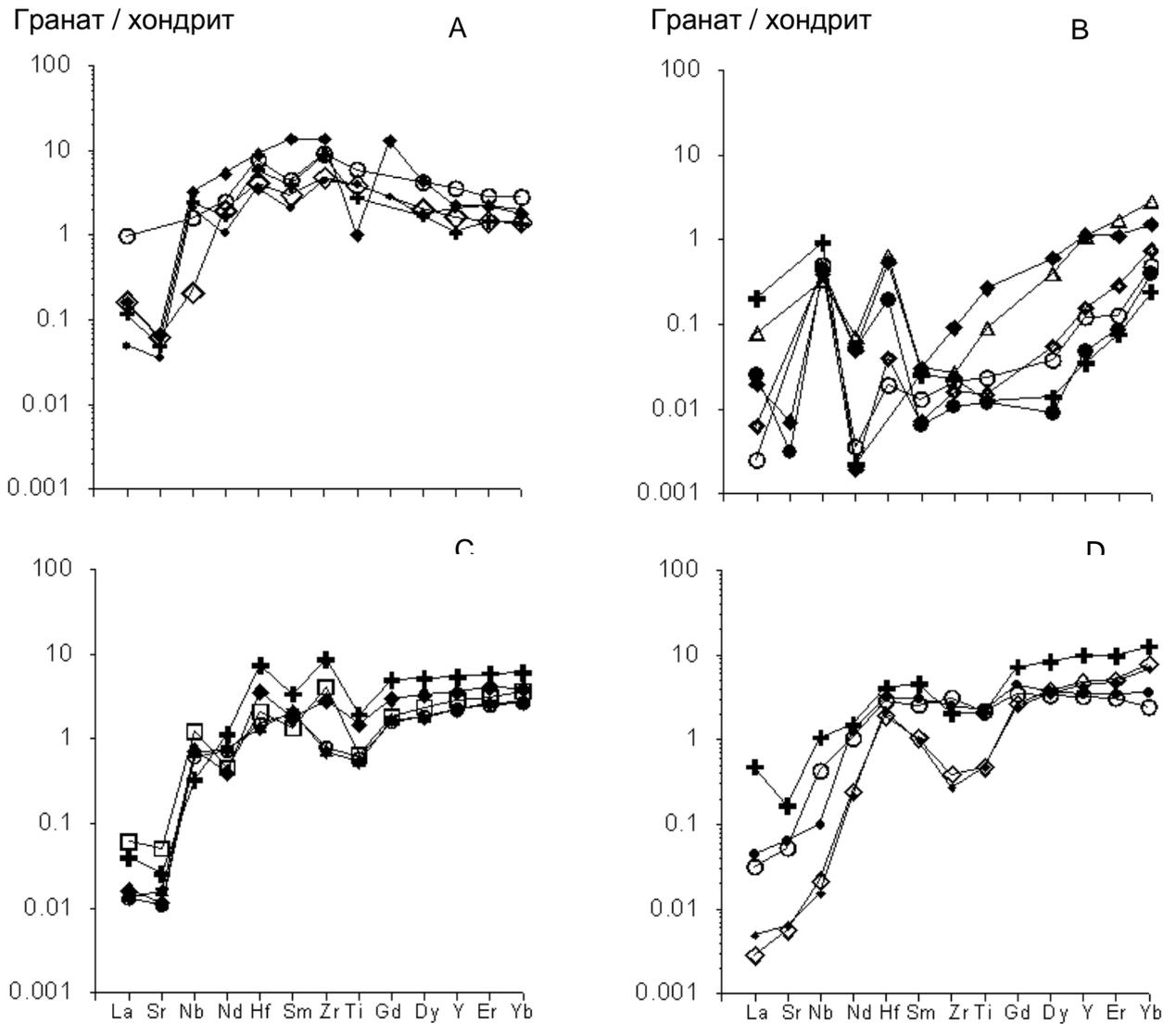


Рис. 4. Распределения редких элементов, нормированные к примитивной мантии, в гранатах из ксенолитов тр. Удачная.

Элементы расположены в порядке уменьшения степени несовместимости для граната и базальтового расплава, по Johnson [5]. Условные обозначения как на рис. 3.

сравнению с деформированными перидотитами) и высокие концентрации Cr_2O_3 в гранате необходимо, чтобы плавление начиналось в гранатовой фации и заканчивалось в шпинелевой с образованием оливин-ортопироксен-шпинелевого рестита. Высокие степени плавления обеспечивают очень низкие концентрации REE в ортопироксене и соответственно в образующемся из него гранате. Гранат, по-видимому, наследует от ортопироксена появляющийся на спайдерграмме максимум по Hf, так как для ортопироксена коэффициент распределения гафния выше, чем рядом расположенных элементов. Отрицательная корреляция хрома с иттербием, закономерное уменьшение содержаний от Yb до Dy-Sm, более низкие концентрации La по сравнению с иттербием позволяют утверждать, что тяжелые редкие земли сохраняют первично-магматическое распределение. Они могут быть использованы для моделирования процесса плавления, в результате которого образовались эти породы.

Породы серии КВЛ рассматривались как кумулаты ультраосновного расплава [2]. В случае кристаллизации граната из расплава следует ожидать закономерное изменение его

состава, например, положительную корреляцию хрома с иттербием, так как эти элементы совместимы с гранатом. Однако это не наблюдается, также как и для других элементов. Вероятно в этой группе породы не представляют единой серии и имеют различный генезис. В гранатах этих пород содержание Cr_2O_3 изменяется от 2,5 до 6 вес.%. Коэффициент распределения хрома (D_{Cr}) для граната и ультраосновного расплава составляет ~ 4-6 при давлении 3-6 GPa и уменьшается с ростом давления [10]. Поэтому гранаты с содержанием хрома более 4 вес.% не могут образоваться при кристаллизации из ультраосновного, и тем более основного расплава. В образцах 01-185, 01-188, 01-183, 01-249 наблюдается положительная корреляция между хромом и иттербием и отрицательная для пары хром- титан. Кроме того, в этой последовательности закономерно уменьшаются содержание оливина в породе и его магнезиальность от 0,931 до 0,86. Эти закономерности находят объяснение, если принять для этих образцов серии КВЛ реститовую модель образования с последующей субдукцией оливин-ортопироксен-шпинелевого протолита. Тогда гранаты наследуют хром от шпинели и его количество будет возрастать к наиболее деплетированным породам, а иттербий - от ортопироксена, для которого это несовместимый элемент и его количество будет уменьшаться с ростом частичного плавления. Высокие содержания HREE в гранатах этих пород свидетельствуют о меньших степенях плавления при их образовании по сравнению с зернистыми перидотитами. При образовании граната из ортопироксена и шпинели происходит также образование оливина, что объясняет наблюдаемые в обр. 01-183, 01-188 очень высокие, аномальные для реститовых перидотитов количества оливина (до 95%). Гранатовые оливиновые вебстериты этой серии (обр. 01-351) могут образоваться из кумулятивных пород океанической коры.

Гранаты эклогитов относятся к типу В, их протолитом предполагается субдуцированная океаническая кора [7], то есть базальты и породы кумулятивной серии. Гранаты эклогитов по сравнению с гранатами перидотитов серии КВЛ менее магнезиальны и содержат больше TiO_2 , Yb, меньше хрома. В них с уменьшением магнезиальности растут содержания TiO_2 и REE, как и должно быть в дифференцированных базальтовых сериях. Таким образом, эклогиты и породы серии КВЛ могут представлять собой субдуцированную океаническую кору и верхнюю мантию, т.е. их протолитом являются реститовые шпинелевые перидотиты, кумулятивная серия от перидотитов до габбро и базальты.

Проведенный анализ редкоэлементного состава гранатов показывает, что породы имеют сложную многостадийную историю развития. Первичные шпинелевые перидотиты трех рассмотренных групп представляют собой реститы разных степеней плавления и должны быть комплиментарны разным расплавам. В дальнейшем они преобразуются в гранатовые перидотиты при тектонической транспортировке пород в области более высоких давлений, вероятно в зонах субдукции. Степень их метасоматического изменения, по-видимому, обусловлена разной глубиной погружения. Максимально измененные деформированные перидотиты характеризуются самыми высокими значениями Р и Т.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64746).

Литература

1. Горнова М.А., Соловьева Л.В. Использование редкоэлементного состава граната и клинопироксена из перидотитовых ксенолитов для моделирования процессов плавления примитивной мантии // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. Материалы международного совещания. Иркутск-Владивосток. 2002. С. 189-199.
2. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы // Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука. 1994. 256 с.
3. Boyd F. R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Letts. 1989. V. 96. P. 15-26.

4. **Canil D.** Orthopyroxene stability along the peridotite solidus and the origin of cratonic lithosphere beneath southern Africa // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1992. V. 111. P. 83-95.
5. **Johnson K. T. M.** Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. № 133. P. 60-68.
6. **Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein S.** Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1998. V. 164. P. 387-406.
7. **Neal C.R., Taylor L.A.** Comment on “ Mantle eclogites: evidence of igneous fractionation in the mantle” // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1990. V.101. P.112-119.
8. **Shimizu N., Pokhilenko N. P. , Boyd F. R., Pearson D. G.** Geochemical characteristics of mantle xenoliths from Udachnaya kimberlite pipe // *Russian Geology and Geophysics.* 1997. V. 1/38. P. 194-205.
9. **Stachel T., Viljioen K.S., Brey G., Harris J.W.** Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1998. V. 159. P. 1-12.
10. **Tronnes R.G., Canil D., Wei K.** Element partitioning between silicate minerals and coexisting melts at pressures of 1-27 GPa, and implications for mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1992/ V. 111. P. 241-255.
11. **Walter M. J.** Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrology.* 1998. V. 39. № 1. P. 29-60.
12. **Walter M. J.** Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere // *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation* (Ed.: Y. Fei, C. M. Bertka, B. O. Mysen) // *The Geochemical Society. Special publication.* № 6. 1999. P. 225-239.

УДК: 552.323.6+552.332.4(470.5)

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ, КИМБЕРЛИТОВЫЙ, ЛАМПРОИТОВЫЙ И ЛАМПРОФИРОВЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА (ОБЗОР)

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pribavkin@igg.uran.ru

В работе рассмотрены основные проявления кимберлитового, лампроитового и лампрофирового магматизма, выявленные на Урале в последнее время. Это слюдяные кимберлиты шарьюского комплекса на Приполярном Урале, ультракалиевые вулканиты (санидиновые лампроиты) гряды Чернышева, Полярный Урал, ультрамафические лампрофиры в Алапаевском и Шарташском массиве, Средний Урал, лампроиты Шеинского карьера, Нижне-Санарского массива, Магнитогорско-Верхнеуральского района на Южном Урале. Приведено их краткое геологическое, минералогическое описание, данные о возрасте и геохимии. Показано, что места проявления щелочно-ультраосновного и щелочного магматизма приурочены к узлам пересечения крупных скрытых глубинных разломов северо-западного простирания с меридиональными, а время лампроитового магматизма отвечает триасу. Характерными особенностями химического состава уральских лампроитов и лампрофиров являются: сравнительно низкая титанистость ($TiO_2 < 1,5\%$), несколько повышенный глинозем ($Al_2O_3 - 9-15\%$). Данные по изотопии лампрофиров в Шарташском массиве и Магнитогорском районе, свидетельствуют об их формировании из метасоматизированной мантии.

Введение

В рамках Урала-Сибирского интеграционного проекта перед нами была поставлена задача обобщить известный и собрать новый материал по щелочному магматизму Урала. Одной из целей исследований является получение современных данных о времени, составе и источнике этого типа магматизма и его сравнение с аналогичным магматизмом Сибирской платформы.

Урал является классическим герцинским складчатым поясом фемического типа, сформировавшимся в результате длительной истории, главные этапы которой с момента рифтогенного раскола палеоконтинента, длительной эпохи океанического и островодужного развития и, наконец, позднепалеозойской коллизии, охватывают практически весь палеозой. Магматизм, активно проявляющийся на всем протяжении этой сложной эволюции в строгом соответствии с принципами актуализма, включает в себя полный набор формаций, характерных для развития современных океанов и обрамляющих структур, где щелочной магматизм не является доминирующим или хотя бы типоморфным. Поэтому проявления щелочного магматизма на Урале рассматривали долгое время, скорее, как экзотику, нежели как характерную особенность. Исследования щелочных и щелочно-ультраосновных пород были, в основном, сосредоточены на западном склоне Урала, где развиты осадочно-метаморфогенные и магматические комплексы, так называемой, миогеосинклинальной зоны или по современным понятиям перикратонного опускания Восточно-Европейской платформы.

Ситуация принципиальным образом изменилась, когда в древнем континентальном Ильмено-Вишневогорском блоке (микроконтиненте), залегающим среди эвгеосинклинальных образований были выявлены карбонатиты линейного типа и сопровождающие их фениты ордовикского возраста [10]. Целенаправленные поиски привели к тому, что сравнительно недавно были выявлены проявления кимберлитового и лампроитового магматизма (рис. 1), причем не только на западном, но теперь уже и на восточном склоне Урала. Так в 1987 году Л.И.Лукьяновой описаны слюдяные кимберлиты, лампроиты хартесского комплекса на Приполярном Урале [11], а в 1990 г

геологами бывшей Челябинской экспедиции ПГО «Уралгеология» обнаружены лампроиты в карьере Мало-Куйбасовского железорудного месторождения, недалеко от г. Магнитогорска [12]. В 1993 году открыты и описаны своеобразные ультракалиевые трахиты (санидиновые лампроиты) на хр.Чернышева, Полярный Урал [13]. В 1997 г. Г.П.Кузнецовым выявлены дайки и диатремы в Шеинском карьере, южнее г.Челябинска [6]. В 2000 г. в пределах Арктического Урала лампроитовые тела и перспективы выявления алмазопроявлений лампроитового типа охарактеризованы В.А.Душиным [3]. В этом же году Г.П. Кузнецовым лампроиты обнаружены в Нижнесанарском массиве близ г.Троицка (Ю.Урал).

Впервые систематически лампрофиры и районы их развития на Урале описаны в работе Д.С.Штейнберга [23]. Из них для нас представляют особый интерес слюдяные лампрофиры основного состава, выявленные в магнитогорском, джетыгаринском, красноуральском, алапаевском, сухоложском районах, в турьинских рудниках (мончикиты, керсантиты, минетты, авгитовые порфириты, ультрамафические лампрофиры) [4, 9, 18, 23, 22].

Кроме того, на Урале выявлен целый ряд калиевых субщелочных пород, некоторые черты которых указывают на их возможную принадлежность к лампроитовому семейству. Это туффзиты (флюидизаты), развитые на западном склоне Северного Урала в Красновишерском алмазонасном районе и на Южном Урале в Каратауско-Сулеймановском выступе [7, 14, 19].

В данной работе мы попытаемся кратко охарактеризовать основные проявления кимберлитового, лампроитового и лампрофирового магматизма Урала, не касаясь проблемы туффзитов. К сожалению, данных о вещественном составе этих пород все еще недостаточно для корректного описания, сравнительных исследований и интерпретации генезиса. Наиболее полно на современном уровне охарактеризованы лампроиты и лампроитоподобные породы Магнитогорско-Верхнеуральского района (колымбаевский комплекс) и дайки, прорывающие гранитоиды Шарташского массива в окрестностях Екатеринбурга. По остальным объектам имеются лишь отрывочные данные по минералогии, петрохимии, геохимии и К-Аг возрасту.

Характеристика объектов

Ультракалиевые вулканыты гряды Чернышева, выявленные в конце 80-х годов на Полярном Урале (бассейн р.Шарью), представлены дайками, штоками, трубчатыми телами, описанными Л.И.Лукьяновой [13]. Собственно гряда Чернышева представляет собой узкий тектонический блок, сложенный осадочными образованиями ранне-среднего палеозоя. По системе глубинных разломов этот блок выдвинут среди толщ перми и триаса, выполняющих западную приплатформенную зону на границе с предуральским краевым прогибом. Кристаллический фундамент русской платформы по геофизическим данным залегает под палеозойскими образованиями гряды на глубине 4 км. Наряду с меридиональными тектоническими нарушениями гряда рассечена зонами субширотных долгоживущих разломов, с развитием которых связаны процессы мезозойской активизации района. Ультракалиевые породы, диагностированные как санидиновые лампроиты или ультракалиевые трахиты, прорывают все палеозойские породы и триасовые долериты. Они образуют тела размерами 10-30 до 300 м.

Петрографически это массивные мелкокристаллические породы, состоящие из калишпата (70-80%), слюды, клинопироксена и стекла. Структура пород долеритовая. В качестве аксессуаров присутствуют амфибол, рутил, корунд, гранат, циркон, ильменит (до 5% MnO), титаномагнетит, Mn-армалколит. По составу эти вулканыты напоминают породы, заполняющие Талахтаускую диатрему и калиевые вулканыты Оленекского поднятия, сопряженные с кимберлитами Сибирской платформы [2].

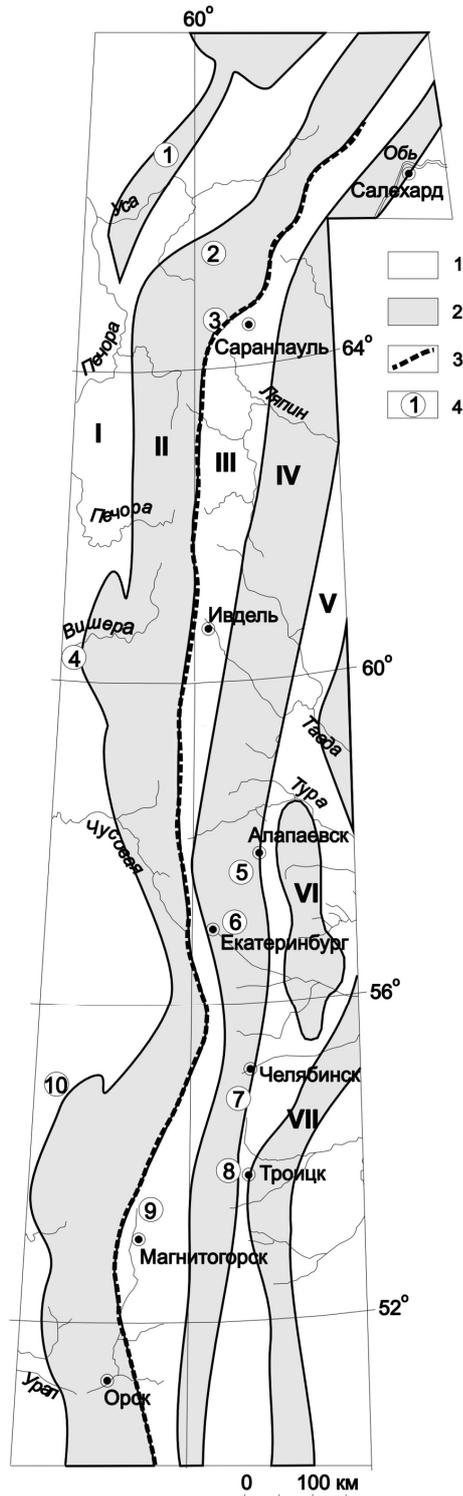


Рис. 1. Положение лампрофир-лампроитового магматизма на Урале.

1-прогибы: I - Предуральский; III - Тагило-Магнитогорский; V - Зауральский, 2 - поднятия: II - Западноуральское; IV - Восточноуральское; VI - Камышловское; VII - Шадринско-Троицкое, 3 - зона ГУГРа, 4 - установленные проявления лампрофир-лампроитового магматизма: 1 - лампроиты шарьюского комплекса, Гряда Чернышева, 2-3 - слюдяные кимберлиты и лампроиты хартеского комплекса, 4 - тuffизиты красновишерского комплекса, 5 - лампрофиры Алапаевского массива, 6 - лампрофиры Шарташского массива, 7 - лампроиты шеинского карьера, 8 - лампроиты Нижне-Санарского массива, 9 - лампроиты Магнитогорско-Верхнеуральского района, 10 - тuffизиты Каратауско-Сулеймановского выступа.

Хартесский комплекс расположен в Ханты-Мансийском Автономном Округе. Здесь известны два участка проявления алмазоносных слюдяных кимберлитов и лампроитов: это верховья рек Хартес, Керасынья и Сертынья. Хартесский комплекс был впервые описан еще в 1987 г. Л.И.Лукьяновой и А.В.Бельским [11]. Он является до сих пор единственным на Урале достоверно определенным комплексом кимберлитов.

Кимберлиты и лампроиты находятся в восточной периферической части Ляпинского антиклинория, в 90 км к СЗ от пос.Саранпауль. Вмещающие породы представлены метаморфическими образованиями хобеинской и маньинской свит рифея, на которых с угловым несогласием залегают отложения верхнего кембрия - ордовика. На границе между образованиями рифея и палеозоя развита зона разрывных нарушений, в которой размещены линзовидные тела кимберлитов и долеритов. Наиболее крупное тело имеет, судя по геофизическим данным, размеры 0,5*2 км. Зона разлома совпадает с ограничением весьма крупной кольцевой структуры на восточном краю Русской платформы в пересечении с уральскими структурами. Возраст кимберлитов принят как S₂-D₁, однако, возможно, что их возраст соответствует D-C₁, по аналогии с кимберлитами Архангельской провинции и Тимана [24].

Кимберлиты представлены массивными кристаллическими и эруптивно-брекчиевыми фациями. Они содержат автолиты и ксеногенные включения дунитов, перидотитов, мантийных эклогитов размером до 10 см. Кимберлиты в различной степени хлоритизированы, карбонатизированы, преобразованы в тальк-амфиболовые сланцы. Порфиновые вкрапленники и ксенокристаллы оливина почти полностью замещены серпентином с примесью талька и карбоната. Основная масса представлена амфибол-серпентиновым, амфибол-хлоритовым и серпентин-хлоритовым агрегатом с примесью карбоната, слюды.

Акцессорные минералы кимберлитов: хромшпинелиды, ильмениты и гранаты нескольких генераций, титаномагнетит, магнетит, армалколит, рутил, титанит, высокожелезистый рихтерит. Хромшпинелиды в большинстве содержат около 60% Cr₂O₃ и близки по составу хромшпинелидам из включений в вишерских алмазах и кимберлитов Русской платформы. Гранаты представлены пироп-альмандинами и альмандинами с варьирующими, но в целом высокими содержаниями Са - компонента. Первые из них подобны гранатам из включений в уральских алмазах и гранатам из ксенолитов алмазоносных эклогитов в кимберлитах.

В районе р.Сертынья (в 60 км западнее пос.Саранпауль) в зоне Главного Уральского глубинного разлома обнаружены дайки алмазоносных калиевых щелочно-ультраосновных лампрофиров и 15 округлых (трубчатых) тел туфобрекчий, залегающие среди гарцбургитов и серпентинитов альпинотипного салатимского комплекса.

Лампрофиры сложены пироксеном, тальком, флогопитом, амфиболом, мелилитом (?), гранатом, сфеном. Пироксен образует редкие вкрапленники в тонкозернистой основной массе с преобладающими флогопитом и амфиболом. Лампрофиры содержат около 4-5% K₂O и 0,3-0,4% Na₂O при 38-39% SiO₂, 16% Al₂O₃ и 7-8,5% MgO. Высокое содержание глинозема и низкое MgO, а также низкие содержания типоморфных элементов Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Nb, Y, TR не позволяют отнести их к лампроитам. Скорее всего, они принадлежат группе слюдяных кимберлитов или ультрамафическим лампрофиром хартесского комплекса.

Уачатиты Алапаевского гипербазитового массива, выявленные в 1959 г. Н.Д. Соболевым, описаны как жильные флогопит-пироксеновые порфиновые породы с ортоклазом, альбитом и цеолитами. По химическому составу часть из них отвечает калиевым щелочно-ультраосновным породам. Позднее они описаны В.Я.Левиным и определены как ультрамафические лампрофиры – уачатиты [9].

Алапаевский альпинотипный гипербазитовый массив, один из крупнейших на

Урале, аллохтонно надвинут на восточный борт Мурзинско-Адуйского континентального блока (террейна), вследствие позднепалеозойской коллизии. Всего в Алапаевском массиве выделено три участка развития уачатитов, наиболее изученный из которых Кривчанский. Здесь, на водоразделе между речками Большой и Малой Ленеvkами, правыми притоками Нейвы уачатиты образуют серию крутопадающих жил северо-западного простирания. Протяженность жил от 300 до 750 м. Мощность меняется от 3 м до 7 м. С поверхности и до глубины 5-7 м уачатиты превращены в слюдисто-глинистую массу.

Уачатиты - это порфиновые массивные породы часто катаклазированные, серого, зеленовато-серого цвета. Главные минералы в них представлены флогопитом, диопсидом, реже оливином, образующие вкрапленники и более мелкие зерна в основной тонкозернистой массе. Размеры вкрапленников не превышают 1 мм в поперечнике. В основной массе развит флогопит, диопсид, хлорит, агрегаты цеолитов, альбит, ортоклаз. Аксессуары представлены апатитом, титанитом, энстатитом, гранатом, рутилом и другими пока не диагностированными, предположительно редкоземельными, минералами.

Кроме уачатитов в этом районе особый интерес представляют зоны развития щелочных метасоматитов тальк-рибекитового состава, так называемого режикит-асбеста и карбонатиты. Прожилки голубого асбеста длиной 0,1-3 м выполняют сеть разноориентированных трещин, образуя штокверковые зоны длиной до 10 м и более. Они развиты в Алапаевском и, расположенном южнее, Баженовском массивах. В 2002 году В.А.Поповым [17] на Медведевском редкометальном бериллиевом проявлении, расположенном в Талицком гипербазитовом массиве, который является северным продолжением Алапаевского массива, выявлены жильные редкоземельные карбонатиты и сопряженные с ними феррорихтерит-флогопитовые метасоматиты. Доломит-кальцитовые карбонатиты содержат ниобозинит, поляковит, монацит, фергусонит, бетафит.

Ультрамафические лампрофиры в Шарташском гранитном массиве на Среднем Урале выявлены в 1995 году [18]. Шарташский массив расположен в городской черте Екатеринбургa. Он залегает на стыке крупных и древних континентальных блоков: Сысертского на юго-западе и Мурзинско-Адуйского на востоке. Дайки ультрамафических лампрофиров, ранее описанные как лампроитоподобные породы, прорывают граниты Шарташского массива и секут золотоносные сульфидно-кварцевые жилы Шарташского шеелитового рудопроявления. Дайки слагают маломощные (1-15 см) крутопадающие тела субширотного простирания, вскрытые щебеночным карьером и прослеженные в его бортах на глубину более 20 м. Иногда наблюдаются взаимные пересечения даек, свидетельствующие о многократном внедрении близких по составу щелочных магм, оказывающих метасоматическое воздействие на вмещающие граниты, выраженное в развитии феррорихтерита. В дайках часто наблюдаются ксенолиты вмещающих среднезернистых и аплитовидных гранитов, часть из которых испытала частичное плавление и интенсивные метасоматические преобразования (рис.2). Возраст даек, определенный К-Ar-методом по флогопиту и контактово-реакционному амфиболу, составляет 260-274 млн. лет.

Лампрофиры имеют бурый цвет на выветренной поверхности и черный - на свежей. Структура пород порфировая, текстура массивная, реже флюидальная. Вкрапленники представлены фенокристами титанистого флогопита, а также карбонатными, амфибол-кварц-карбонатными, реже тальковыми псевдоморфозами, предположительно по вкрапленникам оливина. Кроме того, в породе наблюдаются «глазки», иногда принимающие шести- или восьмигранный облик, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, железистого доломита, находящихся примерно в равных пропорциях. В них же отмечается присутствие монацита, сфена, ортита. Пока не ясно, являются ли «глазки» псевдоморфозами по какому-то первичному минералу (фельд-



Рис. 2. Дайка лампрофира, содержащая ксенолиты вмещающих гранитов Шаратайского массива.

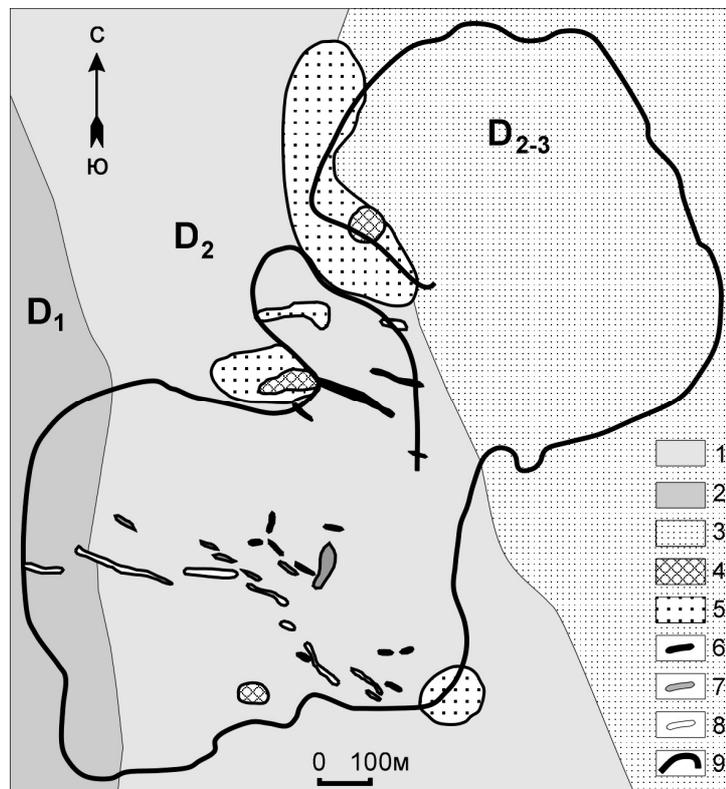


Рис. 3. Схема геологического строения Шейнского известкового и глиняного карьера.

1-2 – известняки; 3 – алевролиты, песчаники; 4 – эруптивные брекчи внутренних частей лампроитовых диатрем; 5 – туффзиты, алевролиты, пелиты кратерных озер; 6-8 – дайки: 6 – лампроитов; 7 – базальтов; 8 – гранитов; 9 – контуры карьера.

шпатоиду) или представляют собой флюидные пузырьки, присутствие которых весьма характерно для лампрофиров. Основная масса породы состоит из микролитов магниального титанистого биотита и метакристаллов доломита, заключенных в базис из ксеноморфного доломита, ортоклаза, альбита, кварца, гематита. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, титанистым манганортитом, монацитом, необычным хромшпинелидом (Cr_2O_3 -20-28%, TiO_2 -3-4,5%, ZnO -6,5%), магнетитом, рутилом.

Лампроиты шеинского карьера (сызгинский комплекс) [6] расположены у пос. Первомайский, в 40 км юго-западнее Челябинска и приурочены к границе Восточно-Уральского поднятия с Зауральским прогибом, к западному борту крупного челябинского грабена – рифта, протягивающегося более чем на 600 км от широты севернее Челябинска и далее на юг в Оренбургскую область. Грабен заложился в ордовике и развивался весь палеозой, а в районе г. Челябинска – Еманжелинска его развитие захватило триас (трапповые базальты и угленосные отложения). По данным Г.П. Кузнецова, Н.С. Кузнецова и др. (2001) этот рифт заложился на континентальном раннепротерозойском кристаллическом фундаменте, сложенном метаморфическими породами: плагиогнейсами, амфиболитами, кварцитами. Северным продолжением грабена, по-видимому, является Челябинско-Алапаевская вулканогенная полоса, в которой развиты угли и трапповые покровы базальтов. Здесь в Махневском и Полдневском месторождении каменного угля известны дайки слюдяных лампрофиров, керсантитов [4]. Западным ограничением этой полосы является Алапаевский офиолитовый массив.

В Шеинском известняковом и глиняном карьерах дайки и диатремы лампроитов вскрыты среди среднедевонских пород (рис.3). Простираение даек субширотное (280 - 290°) и северо-западное (300 - 305°), мощность до нескольких метров, протяженность до нескольких сотен метров. В экзоконтакте с известняками наблюдается перекристаллизация, темные фаунистические известняки становятся светлыми, мраморизируются, вплоть до образования крупнокристаллического кальцита. Эндоконтактовая зона подвержена лиственнитизации (темно-бурые лампроиты приобретают светлый серовато-зеленый цвет, первичные парагенезисы в них замещаются карбонатом, фукситом), мощность таких изменений не превышает 20 см. Наблюдаемые нами диатремы имеют округлую и овальную форму, вытянутую широтно или на северо-запад. Они представлены в нижней части маломощной зоной лавобрекчий (рис.4), а в верхней - туфами, туфобрекчиями, превращенными в пестрые глины. Размеры диатрем 60×70 м. Обломки пород представлены туфами, известняками, базальтами, лампроитами. Лавовый цемент брекчий замещен гематит-хлорит-серицитовыми метасоматитами.

Возраст лампроитов принят T_1 [20]. Кроме того, имеются К-Аг определения (230 ± 10 млн. лет, [5]).

Лампроиты даек – это порфиновые и порфировидные породы, сложенные клинопироксеном, флогопитом, оливином, калишпатом. Эти минералы присутствуют во вкрапленниках и в основной массе. Часть калишпата, возможно, псевдоморфно заместила лейцит. Акцессорные минералы: хромшпинелиды, марганцевый ильменит, гранаты (альмандины, алмантин-спессартины, пироп-альмандины (до 9 % MgO)), рихтерит, муассанит, корунд, циркон, титанит, апатит, куларит, самородный свинец, медь. Среди хромшпинелидов выделяются хромиты и субферрихромиты, (59–65% Cr_2O_3), алюмохромиты, субферриалюмохромиты. Высокохромистые хромшпинелиды принадлежат алмазному парагенезису. Калишпат содержит до 0,5% ВаО и 0,9 % Fe_2O_3 . В одной из проб туфобрекчии при термохимическом растворении был выделен обломок октаэдрического кристалла алмаза размером 0,05 мм (А.В. Головкин, лаборатория Самаркандгеология).

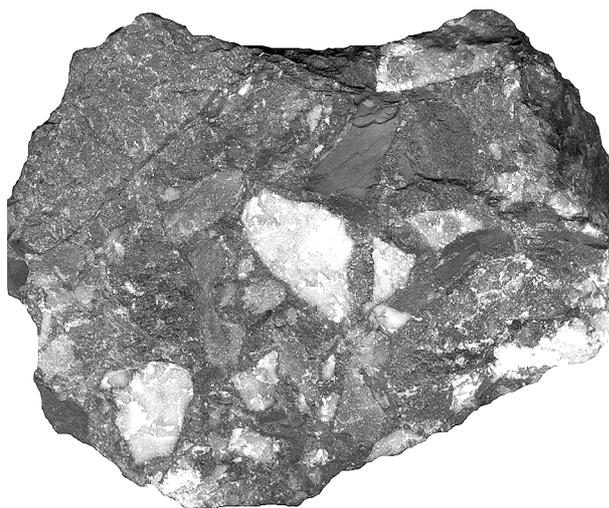


Рис. 4. Гематитизированная лавобрекчия из лампроитовой диаатремы, Шеинский карьер.

Обломки представлены мраморизованными известняками, лампроитами, измененным стеклом, базальтами. Размер образца 9x7 см.

Лампроиты из Н.Санарского массива впервые выявлены в 2000 г. Г.П. Кузнецовым, также приурочены к западному борту челябинского грабена. Географически они расположены на правом берегу р. Уй, близ пос. Скалистого (25 км западнее г. Троицка). При геологических съемках 20 – 30 лет назад эти породы были приняты за диабазы. Четыре дайки лампроитов имеют северо-западное простирание $310 - 320^\circ$, северо-восточное падение $- 40 - 50^\circ$ под углами $- 70 - 75^\circ$ и пересекают гнейсовидность диоритов. Мощность даек $0,75 - 1,5$ м. Надо отметить, что эти породы являются наиболее свежими среди известных проявлений лампроитов Южного Урала. В породах хорошо сохранились серпентиновые псевдоморфозы по порфиристым вкрапленникам оливина и даже, в редких случаях, реликты самого оливина. Во вкрапленниках преобладает флогопит, пироксен, оталькованный оливин размером до 5 мм. В основной массе развит калишпат, диопсид, флогопит, карбонат, встречаются глазки, сложенные лейстами калишпата, стекло. Аксессуары представлены апатитом, титанитом, хромшпинелидом.

Лампроиты, лампрофиры Магнитогорско-Верхнеуральского района (колымбаевский комплекс).

Лампроиты на Урале были впервые выявлены именно в этом районе, в карьере скарново-магнетитового месторождения Малый Куйбас в 1990 г. в нескольких субширотных дайках пересекающих граносиениты и магнетитовые руды (рис.5). Мощность даек $0,2 - 0,5$ м, контакты с граносиенитами резкие; падение субвертикальное. Позднее при просмотре керн разведочных скважин В.И. Петровым, Г.П. Кузнецовым, Л.И. Лукьяновой, Т.Н. Суриным были выявлены около 50 тел лампроитов мощностью от десятков см до 5 м. Возраст лампроитов по K-Ar методу 240 млн. лет [5], а по Rb-Sr методу – 197 млн. лет [12]. Позднее лампроиты были выявлены еще севернее в Верхнеуральском районе.

Минералогические и химические особенности лампроитов этого района подробно описаны [12, 21]. Петрографически они ничем не отличаются от лампроитов Шеино и Нижне-Санарского массива. Это порфиристые породы с измененными вкрапленниками оливина, низкотитанистого флогопита, диопсида. Иногда отмечаются «глазки», состав-

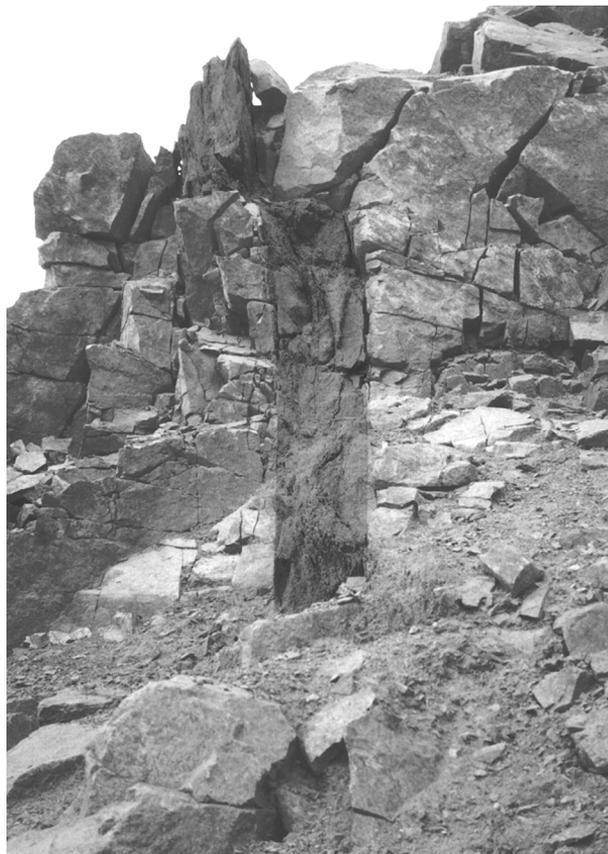


Рис. 5. Дайка лампроита вскрытая в карьере месторождения Малый Куйбас.

Мощность дайки 0,5 м.

ленные лейстами калишпата и интерпретируемые как псевдоморфозы по вкрапленникам лейцита. Основная масса сложена таблитчатыми клинопироксеном, флогопитом, амфиболом (роговой обманкой, арфедсонитом), ксеноморфным калишпатом (санидином), измененным стеклом. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, гранатом, ильменитом, титаномагнетитом, рутилом, ортопироксеном, титанитом, армалколитом, апатитом, цирконом, сульфидами, самородным свинцом, золотом и неидентифицированными титанатами. Нередко встречаются поздние кальцит и хлорит.

Состав хромшпинелидов в лампроитах меняется от магнезиального хромита до магнезиального алюмохромита. Наиболее хромистые шпинелиды (59 – 60 % Cr_2O_3) подобны минералам алмазной фации кимберлитов. Среди ильменитов выделяются две разновидности: обогащенный MgO (до 7,3%) пикроильменит и обогащенный MnO (до 6 %). В оливиновых лампроитах установлены редкие гранаты алмазной ассоциации состава от пироба с 3,7 – 5,1% Cr_2O_3 до пироп – альмандина. Алмазы в куйбасовских лампроитах не обнаружены.

Заключение

Рассмотрение тектонического положения проявлений уральских слюдяных кимберлитов, лампроитов, лампроитоподобных пород, лампрофиров показывает их приуроченность к узлам пересечения крупных скрытых трансуральских глубинных разломов СЗ простирания с меридиональными долгоживущими тектоническими, структурами (Челябинский грабен, Магнитогорский рифт, зона Главного Уральского глубинного разлома). Широкое развитие лампрофирового магматизма наблюдается вдоль

всего западного борта Зауральского прогиба: это районы Махневского, Полдневского месторождений каменных углей, учатиты Алапаевского массива, керсантиты в районе Сухого Лога, лампроиты Шеинского карьера и Нижне-Санарского массива, туффзиты, туфобрекчии у пос.Бородиновка и Боровое.

Основной возрастной этап развития лампроитового, лампрофирового магматизма Урала связан с постколлизией тектоно-магматической активизацией (240-230 млн. лет), совпадающей с началом трапового магматизма на Западно-Сибирской плите и в зоне сочленения с уральскими палеозойскими структурами.

Исследования минерального состава лампроитов и лампрофиров и особенностей их геохимии указывает, что первичные мантийные магмы были в разной степени контаминированы коровым материалом. В породах встречаются ксенолиты мантийных пород, ксенокристы высокомагнезиальных гранатов ($MgO > 9\%$), хромшпинелидов ($Cr_2O_3 > 60\%$) фации гранатовых перидотитов, в том числе близкие к алмазной фации. Известны и находки алмаза, как в коренных породах (лампроиты Хартеского комплекса, Шеинского карьера), так и в россыпях в непосредственной близости с проявлением этих пород. Например, россыпные алмазы встречены на Восточном склоне Урала в Алапаевском массиве вблизи учатитов (р.Б.Линевка, Нейва), на р. М.Исток, источником сноса которой служит Шарташский гранитный массив, в пойме р.Санарки. На Западном же склоне алмазы встречены практически на всем его протяжении. Однако основная часть минералов и парагенезисов лампроитов и лампрофиров имеют базальтоидную природу: это алюмохромит ($TiO_2 < 1\%$), умеренноглиноземистый флогопит ($Al_2O_3 > 11\%$), низкотитанистый, глиноземистый пироксен ($Al > 0,2$ ф.е.). Присутствие ниже-, верхнекорового материала в лампроитах фиксируется по наличию ксеногенных гранатов (альмандин, альмандин-спессартин), ставролита, кианита, марганцовистого ильменита.

Характерными особенностями химического состава уральских лампроитов и лампрофиров являются: сравнительно низкая титанистость ($TiO_2 < 1,5\%$), несколько повышенный глинозем ($Al_2O_3 - 9-15\%$), низкое содержание магния ($MgO - 6-16\%$), калия ($K_2O - 2-6\%$) (см табл. 1). Очень характерна метасоматическая карбонатизация, гидратация биотита, что осложняет использование петрохимических данных. Породы обладают миаскитовым калиевым типом щелочности. Данные о геохимии и изотопном составе уральских лампроитов, лампрофиров, пока очень фрагментарны. Наиболее полно изучены лампроиты магнитогорско-верхнеуральского района и ультрамафические лампрофиры в шарташском массиве. Уральские лампроиты по ряду редких и РЗЭ характеризуются щелочно-базальтоидной природой и сравнимы с щелочными базальтами, известково-щелочными лампрофирами (Сурин, 1999). Они обладают резкими отрицательными аномалиями Nb, Ti, умеренно обогащены легкими РЗЭ (рис.6). Изотопные данные по лампроитам магнитогорско-верхнеуральского района ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,70594$, $\epsilon Nd_i = 2,79$ для 240 млн лет) свидетельствуют о их формировании из примитивной, а в последствие незначительно метасоматизированной мантии [16, 21].

Отличными от Ю.Уральских лампроитов характеристиками обладают ультрамафические лампрофиры Шарташа (Средний Урал). Они значительно обогащены легкими РЗЭ, имеют положительные аномалии Nb, Ti и по характеру распределения элементов близки щелочно-ультраосновным породам и карбонатитам платформ (рис.6). Их изотопные отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,70581$, $\epsilon Nd_i = -6,79$ для 274 млн лет) позволяют предполагать в качестве источника древнюю (модельный Nd-возраст 1510 млн лет) метасоматизированную мантию (источник типа EM-I), отличную от мантии участвующей в формировании лампроитов и лампрофиров Южного Урала [18].

В целом, состав минералов и геохимия уральских лампроитов отлична от аналогичных пород платформенных обстановок (Австралии, Северной Америки, Антарктиды, Балтийского, Украинского щита). Наиболее близкими их аналогами, по-видимому,

Таблица 1.
Химический состав лампронтов, лампрофиров Урала (мас.%; г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	36,76	41,04	55,68	45,76	49,70	42,84	44,02	63,68	46,85	50,66	38,61	44,61
TiO ₂	0,45	0,08	1,98	1,24	0,94	1,84	0,74	1,24	1,15	1,03	3,12	1,13
Al ₂ O ₃	7,79	4,43	15,44	6,20	9,68	9,64	8,75	20,40	12,08	12,08	8,82	11,15
Fe ₂ O ₃	7,57	6,38	3,11	3,50	4,13	4,19	3,55	0,00	3,40	2,57	8,42	4,87
FeO	3,91	2,84	0,79	4,39	3,99	6,87	5,45	4,58	4,79	5,28	4,13	1,69
MnO	0,15	0,14	0,07	0,15	0,08	0,15	0,12	0,07	0,18	0,15	0,20	0,06
MgO	22,76	31,20	2,38	16,18	11,45	13,86	15,92	0,71	10,78	11,17	7,93	16,77
CaO	4,95	2,63	3,82	7,95	7,49	9,29	7,41	0,81	13,72	8,24	11,16	6,19
Na ₂ O	0,48	0,23	0,21	0,78	0,78	1,52	0,29	0,10	1,44	1,78	2,98	1,52
K ₂ O	3,97	1,14	10,88	6,50	5,15	2,50	4,17	1,03	1,49	3,60	4,88	1,08
P ₂ O ₅	0,27	0,11	0,21	2,00	1,54	1,22	0,78	0,05	1,07	0,84	2,37	0,00
п.п.п.	7,46	9,26	5,05	3,60	3,82	4,74	7,90	7,45	3,22	3,16	8,67	10,17
CO ₂	4,34	1,68		0,44	1,32	1,54			0,64	0,40		0,74
Сумма	100,86	101,16	99,59	98,69	100,07	100,20	99,11	100,10	100,77	100,96	101,29	100,00
Rb				66,00	137,00		134,00	62,00			67,67	
Cs				5,70	4,10						2,60	
Sr				836,00	1588,00		207,50	65,00			1051,84	
Ba				7300,0	6000,0	3700,0	295,00	150,00			2358,8	
Sc				22,00	17,00						19,81	
V						800,00	142,50	130,00	550,00	600,00	222,13	
Cr				1342,0	712,00	900,00	555,00	157,50	550,00	900,00	251,08	
Co				71,00	40,00	50,00	32,50	15,00	50,00	50,00	36,58	
Ni						600,00			400,00	500,00	127,74	
Zn											121,60	
Y				24,00	24,30		17,00	15,00			24,54	
Nb				11,80	12,10		33,00	32,50			159,31	
Ta				0,60	0,60		0,42	0,60			12,91	
Zr				213,00	280,00		130,00	190,00			339,95	
Hf				4,40	6,60		3,08	2,17			9,69	

Таблица 1 (окончание).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pb							6,37	1,77			10,61	
U				5,20	4,20		7,40	4,46			5,90	
Th				10,30	16,50						11,08	
La				49,00	61,00	49,00	33,95	27,65	36,50	84,00	199,00	
Ce				101,00	117,00	101,00	73,35	65,10	78,50	200,00	401,55	
Pr											47,92	
Nd				91,00	87,00	91,00	39,15	32,65	39,00	96,00	167,88	
Sm				11,70	5,60	11,70	6,88	5,92	7,55	16,00	19,91	
Eu				2,90	3,12	2,90	1,78	1,60	1,95	4,40	4,63	
Gd											9,73	
Tb				1,00	1,00	1,00	0,90	0,70	0,96	1,40	1,09	
Dy											4,81	
Ho											0,83	
Er											1,95	
Tm											0,27	
Yb				1,30	1,90	1,30	2,44	1,26	1,60	1,00	1,62	
Lu				0,36	0,31	0,40	0,34	0,17	0,20	0,09	0,24	

Примечание. 1-2 – кимберлиты Харгесского комплекса [11], 3 -7 – лампроиты: 3 – гряда Чернышева [13]; 4 -6-Магнитогорско-Верхнеуральский район [12, 21]; 7 – Шейнский карьер (Рапопорт и др., 2000ф); Лукьянова и др., 2000ф), 8 – туффизит, Шейнский карьер (Рапопорт и др., 2000ф); Лукьянова и др., 2000ф), 9 –12 – лампрофиры: 9 -10-Магнитогорско-Верхнеуральский район [21]; 11 –Шарташский массив [18]; 12-Алапаевский массив [9].

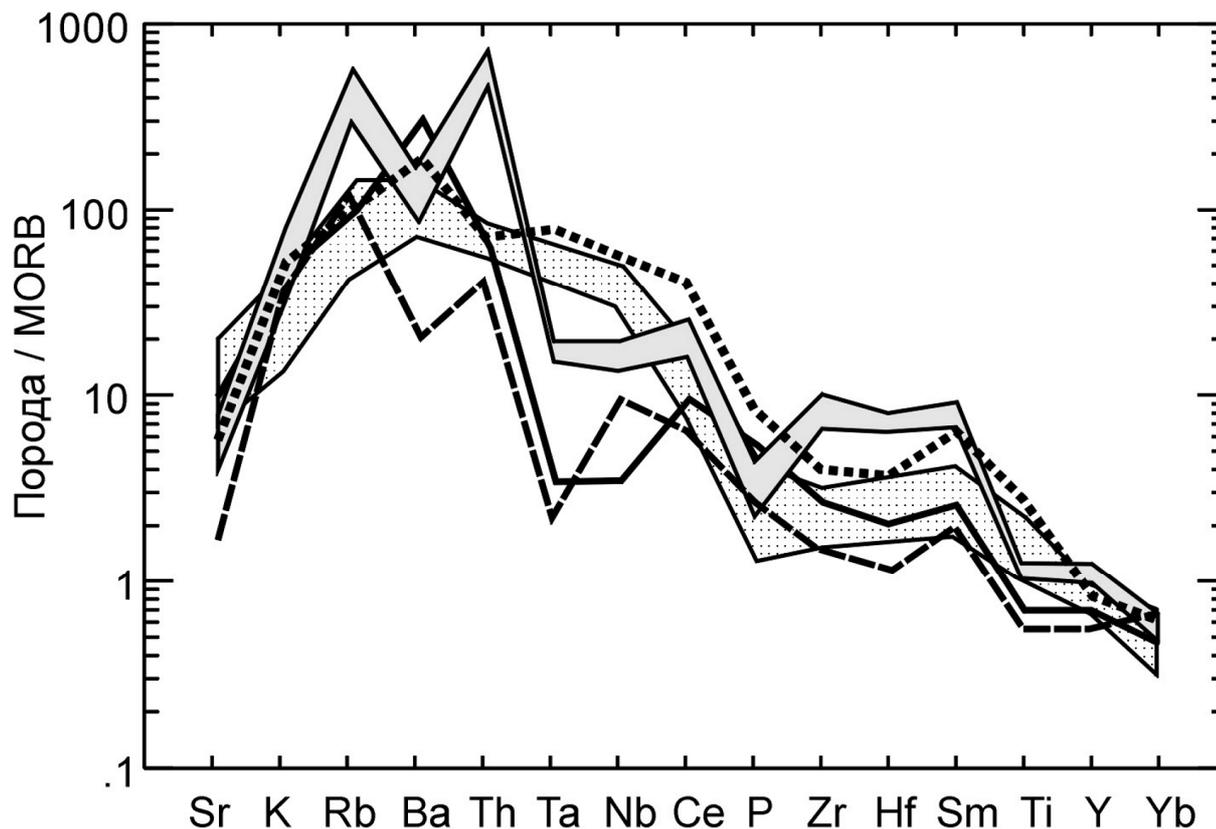


Рис. 6. Распределение редких элементов в ультрамафических лампрофирах и лампроитах Урала.

Серое поле - лампроиты Испании [25]; крапом показаны ультрамафические лампрофиры комплекса Дамаралд, Намибия [27]; жирная сплошная линия - лампроиты колымбаевского комплекса, Южный Урал [21]; штриховая линия - лампроиты Шеинского карьера, Ю.Урал (Рапопорт и др., 2000ф; Лукьянова и др., 2000ф); пунктирная - ультрамафические лампрофиры, Средний Урал [18].

являются лампроиты зон сочленения платформ с зонами коллизии (лампроиты Алдана, Испании, Италии, Северного Вьетнама, Тянь-Шаня, Юго-Западного Тибета) [1, 8, 15, 25, 26, 28].

Геодинамическая модель формирования уральских лампроитов и лампрофиров, на примере колымбаевского комплекса, предложена Т.Н.Суриным [21]. Она заключается в «постколлизии субдукции», т.е. субдукции, унаследованной от доколлизии этапа развития Восточно-Магнитогорского пояса и продолжаемой в ходе коллизии. Процесс субдукции водосодержащей субокеанической коры привел к флюидно-метасоматической проработке (флогопитизации) мантии, а процессы постколлизии разгрузки и релаксации инициировали формирование сети глубинных разломов, по которым и поднимались лампроитовые расплавы. Причем, быстрый подъем таких выделок, без существенного геохимического обмена с окружающими породами, привел к формированию лампроитов, а более медленный, с образованием промежуточных камер, дифференциацией, коровой ассимиляцией обеспечил проявление лампроитового магматизма (керсантиты, минетты, мончикиты, камптониты).

Работа выполнена при финансовой поддержке целевой программы междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2003 года и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-65184; 03-05-06034). Научная школа НШ-85.2003.5.

Литература

1. **Владыкин Н.В.** Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №. 1. С. 123-135.
2. **Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В.** Лампроиты Талахтахой диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1986. № 2. С.17-27.
3. **Душин В.А., Малюгин А.А., Сердюкова О.П., Костюк Б.Ф., Попов С.Н.** Перспективы коренной алмазности Арктического Урала // Известия УГГА. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург. 2000. В. 10. С. 100-108.
4. **Жуйкова М.П., Богачева Л.Д.** Биотитовые лампрофиты Челябинско-Алапаевской вулканогенной зоны (Восточный склон Урала) // Вулканические образования Урала. УФАН СССР. 1968. С. 187-192.
5. **Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов Б.А.** Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник-1992. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1993. С. 35-39.
6. **Кузнецов Г.П., Лукьянова Л.И., Кораблёв Г.Г. и др.** Перспективы алмазности территории Челябинской области // Уральский минералогический сборник. 1997. №. 7. С. 175-181.
7. **Кузнецов Г.П., Лукьянова Л.И., Кораблев Г.Г. и др.** Петрография и минералогия вулканогенных пород (лампроитовых туффитов) каратауско-сулеймановского выступа и перспективы его алмазности (Южный Урал) // Уральский мин. сборник. Миасс. 1998. №. 8. С. 207-225.
8. **Лампроиты** // О.А.Богатиков, И.Д.Рябчиков, В.А.Кононова и др. М.: Наука. 1991. 302 с.
9. **Левин В.Я., Глебова З.М.** Лампроитоподобные уацититы в Алапаевском гипербазитовом массиве на Среднем Урале // В кн.: Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург. Уральское отделение МАМР. 1997. С. 187-196.
10. **Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С.** Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург. Уралгеолком. 1997. 274 с.
11. Лукьянова Л.И., Бельский А.В. Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале // Советская геология. 1987. №. 1. С. 92-102.
12. **Лукьянова Л.И., Маренчев А.М., Машак И.М.** Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале // Доклады РАН. 1992. Т. 324. №. 6. С. 1260-1264.
13. **Лукьянова Л.И., Деревянко И.В., Маренчев А.М., Дымникова Н.Г.** О проявлении мезозойского ультракалиевого магматизма и перспективах алмазности района гряды Чернышева (Полярный Урал) // Доклады РАН. 1993. Т. 330. №. 5. С. 617-619.
14. **Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кирилов В.А., Кузнецов Г.П., Кузнецов Н.С. и др.** Субвулканические эксплозивные породы Урала - возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. №. 12. С. 134-157.
15. **Поляков Г.В., Нгуен Чонг Ием, Балыкин П.А. и др.** Новые данные по ультракалиевым основным породам Северного Вьетнама - кокитам // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №. 1. С. 148-158.
16. **Попов В.С., Беляцкий Б.В., Богатов В.И. и др.** Разнообразие источников гранитных магм на Среднем и Южном Урале: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2003. С. 135-137.
17. **Попова В.И., Попов В.А., Чуринов Е.И.** Первая находка жильных редкоземельно-редкометаллических карбонатитов в Медведевском месторождении (Талицкий массив, Средний Урал) // Минералогия Урала. 2003. Т. 2. С. 128-134.
18. **Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.** Позднепалеозойские ультрамафические лампрофиты на Среднем Урале // Доклады РАН. 2003. Т. 393. №. 1. (в печати).
19. **Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л. И. и др.** О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Доклады РАН. 1997. Т. 353. №. 1. С. 90-93.
20. **Савельев В.П., Хуттер-Кукконин К.В.** Особенности локализации и состава проявлений мезозойского магматизма на Челябинской площади // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т.IV. Сыктывкар. 2000. С. 149-150.
21. **Суринов Т.Н.** Триасовые лампроитоиды и лампрофиты (колымбаевский комплекс) восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа. 1999. 126 с.
22. **Червяковский Г.Ф., Говорова А.В.** Биотитовый мончикит из красноуральского района на Ср.Урале // Зап. Всес. Минерал. Об-ва, 1959. Ч. 88. Серия вторая. С. 597-599.
23. **Штейнберг Д.С.** Петрография гранитных лампрофитов Урала. ГУУЗ НАРКОМУГЛЯ СССР. 1940.
24. **Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M.** Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. 2000. V. 51. P.

47-73.

25. **Benito R., Lopez-Ruiz J., Cebria J.M., Hertogen J., Doblás M., Oyarzun R., Demaiffe D.** Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 773–802.
26. **Conticelli S.** The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy // *Chemical Geology*. 1998. V. 149. P. 51–81.
27. **Le Roex A.P., Lanyon R.** Isotope and trace element geochemistry of Cretaceous Damaraland lamprophyres and carbonatites, Northwestern Namibia: evidence for plume-lithosphere interactions // *J. Petrology*. 1998. V. 39. N. 6. P. 1117-1146.
28. **Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F.** Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrology*. 1999. V. 40. N. 9. P. 1399-1424.

НЕОГЕНОВЫЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ЭТАП ИНВЕРСИИ ОСТРОВОДУЖНОГО И РИФТОГЕННОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ (ВУЛКАН ТЕКЛЕТУНУП)

Перепелов А.Б.

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, e-mail: region@igc.irk.ru

Установлено, что в истории формирования вулкана Теклетунуп, расположенного в тыловой области Срединного хребта Камчатки, имели место: инициальная стадия развития щитовой постройки ($Ng_1^3-Ng_2^1$), связанная с извержениями шошонит-латитовых магм (ШЛ), затем стадия развития стратовулкана ($Ng_2^3-Q_2$), сложенного лавами нормальной щелочности и, наконец, стадия образования небольших стратовулканов и ряда шлаково-лавовых конусов ареального типа (Q_3-Q_4), среди базальтоидных пород которых имеются как умереннокалиевые, так и высококалиевые разновидности (в частности, абсарокиты). Первые извержения лав ШЛ серии определили формирование крупного покрова мегаплагиофировых шошонитовых базальтов. Далее в гомодромной последовательности вулкан продуцировал лавы шошонитовых базальтов, шошонитов, латитов и их игнимбритов. Минералы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов в связи с более высокой калиевостью P_1 , низкой титанистостью S_{rx} , хромистостью титаномагнетитов обособлены от соответствующих минеральных фаз из пород ряда "шошониты-латиты". Формирование мегаплагиофировых шошонитовых базальтов и пород ряда «шошонит-латит» могло происходить на уровне двух разноглубинных магматических камер. Предполагается, что абсарокиты из верхнеплейстоценового шлаково-лавового конуса района, которые имеют O_1-S_{rx} парагенезис вкрапленников и содержат включения верлитов и пироксенитов, отвечают по составу инициальным расплавам для ШЛ серии вулкана Теклетунуп. Это свидетельствует о длительном $Ng_1^3-Q_3$ существовании условий калиевого субщелочного магнеобразования в литосфере региона.

Высокая калиевая щелочность пород шошонит-латитовой (ШЛ) серии вулкана Теклетунуп, а также низкие концентрации TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Zn , V и более высокие P_2O_5 , Ba , Sr , Rb , Pb , Cu , F , U , Th , $LREE$ выделяют их в сравнении с породами островодужных высококалиевых (ВК) комплексов других районов Камчатки. Породы ШЛ серии обеднены HFSE компонентами (Ta , Nb) и обогащены LILE (K , Rb , Ba , Sr , $LREE$), что обычно для вулканических серий островных дуг и активных континентальных окраин. Оценка возможности реализации процессов кристаллизационной дифференциации при формировании ШЛ серии пород из исходных абсарокитовых магм дает положительные результаты. Исходные абсарокитовые расплавы могли быть результатом низких (1,5% и менее) степеней парциального плавления субстрата, имеющего состав флогопит-содержащих верлитов и пироксенитов, то есть обогащенного источника. Субщелочная ШЛ серия пород щитовой постройки вулкана Теклетунуп сформирована на временном интервале между прекращением развития Pg_3-Ng_1 островодужной структуры и началом образования современной. Процессы магнеобразования, которые привели к развитию ШЛ магматизма в тыловой области вулканического пояса и на Западной Камчатке могут быть отнесены к постсубдукционным. Появление субщелочных магм на двух разобщенных временных интервалах ($Ng_1^3-Ng_2^1$, Q_3) фиксирует, вероятно, периоды активизации процессов рифтогенного характера.

Введение

Шошонит-латитовый вулканизм характерен для развитых островодужных систем и активных континентальных окраин [3, 26, 33]. Сведения о месте, времени проявления и роли шошонит-латитового вулканизма в истории эволюции зон перехода "океан-континент" представляются важными при разработке моделей взаимосвязи геодинамического режима и магматизма таких регионов. Одним из примеров широкого

развития разнообразных форм и типов шошонит-латитового магматизма является позднекайнозойская островодужная система Камчатки. В истории становления современной структуры этого региона проявления шошонит-латитовых серий пород фиксируются в строении тыловых вулканических поясов, задуговых поднятий и крупных разломных структур. Кроме того, они обнаружены в составе более древних геологических структур региона [24, 25].

Субщелочные вулканы высококалиевого ряда впервые были исследованы на территории Западной Камчатки, а также в осевой и тыловой зонах вулканического пояса Срединного хребта в результате региональных геолого-съёмочных и тематических работ [13, 17, 20, 21]. Позднее, при изучении вещественного состава субщелочных вулканических комплексов Камчатки, среди них были выделены породы собственно шошонит-латитовых серий (ШЛ серий) и установлено, что подобные образования встречаются также в строении отдельных вулканических построек тыловой зоны вулканического пояса Южной Камчатки, Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций и в пределах Центральной Камчатской депрессии. Результаты этих исследований, включающие данные по геологии, петрографии, минералогии и редкоэлементному составу ШЛ серий пород представлены в ряде публикаций [1, 2, 7-12, 19, 22, 26].

Цель данной работы продемонстрировать результаты детальных исследований вулкана Теклетунуп, расположенного в тыловом вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки. Начальный этап развития этого вулканического центра связан с формированием дифференцированной шошонит-латитовой серии пород. Процесс смены вещественных типов магм во времени, наблюдаемый в истории эволюции вулкана Теклетунуп, дает возможность определить позицию субщелочного калиевого магматизма в островодужной геодинамической обстановке.

Геологическое строение и история развития вулкана Теклетунуп

Вулкан Теклетунуп расположен на западном склоне вулканического пояса Срединного хребта на границе с Западно-Камчатской структурно-формационной зоной, в междуречье рек Мутная на севере и Халчингеваем на юге. Первые геологические исследования постройки проведены Н.В. Огородовым с соавторами [20], а присутствие в строении вулкана субщелочных разностей пород установлено геолого-съёмочными и тематическими работами Л.В. Заботкина (1974)*, И.Т. Демидова и Г.А.Ильиной (1981-1984)*. В дальнейшем это вулканическое сооружение исследовалось О.Н. Волинцом с соавторами и другими исследователями [7-12, 22, 26].

В современном виде вулкан Теклетунуп представляет собой существенно эродированное горное сооружение площадью около 240 км². Постройка достигает в диаметре 15-18 км и пересекается крупной троговой долиной субширотного простирания (рис. 1). Объем изверженного материала этого центра оценивается примерно в 56 км³ [20]. Фундамент вулканического сооружения складывается породами миоценовой (Ng₁) вулканогенно-осадочной толщи. Туфопесчанники и туфогравелиты фундамента перекрыты горизонтом среднегалечных вулканомиктовых конгломератов мощностью до 2-3 м, образование которых предшествовало здесь началу плиоцен-четвертичной вулканической деятельности. Следует отметить, что возрастное расчленение вулканогенных толщ в районе основано на данных Л.В. Заботкина (ПГО «Камчатгеология»), а также Г.А. Ильиной, которая для пород нижней части вулкано-

* - фондовые материалы.

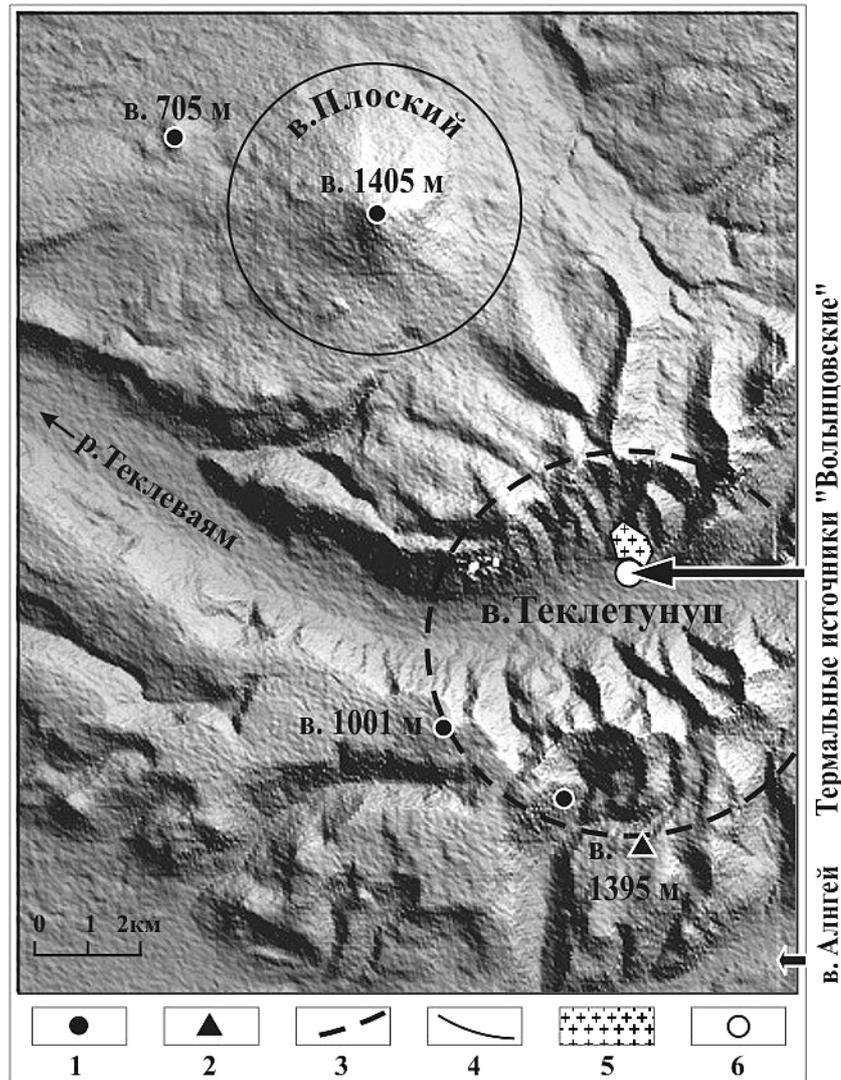


Рис. 1. Космический снимок рельефа района вулкана Теклетунуп по данным Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) от 11 февраля 2000 г.

Номер снимка: JSC2000-E-02629PIA#2708.

Ссылка: <http://spaceflight.nasa.gov/gallery/images/shuttle/sts-9/html/jsc2000e02629.html>.

Условные обозначения: 1 – главные высотные отметки (в. 1001 м – вулканический аппарат с лавами абсарокитов и ксеногенными включениям ультраосновных и габброидных пород; в. 1395 м – максимальная высота постройки вулкана Теклетунуп); 2 – ареальный шлаковый конус с высококалиевыми высокотитанистыми базальтами; 3 – предполагаемые границы плиоценовой кальдерной депрессии; 4 – условный контур постройки вулкана Плоский; 5 – плиоцен-плейстоценовый интрузивный комплекс вулкана Теклетунуп; 6 – место выходов термальных источников «Волынецовские».

генных разрезов постройки приводит значение в $2,85 \pm 0,5$ млн лет - Ng_2^3 (К-Аг датирование).

В истории своего формирования постройка вулкана Теклетунуп последовательно прошла стадии развития щитового вулкана, осложненного неглубокой кальдерной депрессией и характеризующегося субщелочным шощонит-латитовым магматизмом (Ng_2 – плиоцен, мощность разрезов до 530 м), и стратовулкана, сложенного продуктами вулканизма нормальной щелочности, с образованием экструзивно-интрузивного комплекса пород в центральной части сооружения (Q_1 - Q_2 - нижний-средний плейстоцен, мощность разрезов до 430 м). На следующем этапе вулканической деятельности здесь были сформированы небольшие вулканы Плоский - щитовой, и Алнгей - стратовулкан (Q_3), комплексы пород которых перекрывают протяженные столбообразные останцы

лавового плато вулкана Теклетунуп, соответственно на северных и восточных его окраинах (рис. 1, 2). В заключение вулканического развития территории произошло образование немногочисленных шлаково-лавовых моногенных аппаратов ареального типа. Лавы верхнеплейстоцен-голоценовых вулканов представлены породами нормальной и повышенной щелочности. В частности, породы верхнеплейстоценового шлаково-лавового конуса "в. 1001 м" имеют абсарокитовый состав и содержат включения верлитов, дунитов и пироксенитов [22, 26]. В центральной части вулкана вблизи экстррузивно-интрузивного комплекса, по которому развиваются процессы вторичной переработки пород, при проведении новых исследований обнаружена действующая гидротермальная система* с температурой воды до 42 °С (рис. 1).

Начало формирования плиоценового щитового вулкана связано с образованием исключительно крупного по мощности лавового покрова мегаплагиофировых шошонитовых базальтов (до 70-90 м и до 12 км по протяженности), который залегает непосредственно на породах вулканогенно-осадочного фундамента (рис. 2). Далее эволюция вулкана протекает в целом в гомодромной последовательности в направлении от шошонитовых базальтов к латитам, однако в строении разрезов формируется сложное чередование субщелочных лав различного состава и петрографического облика: субафировые-редкопорфиновые шошонитовые базальты, порфиновые шошониты, афировые-субафировые шошониты, латиты и их игнимбриты. Мощность потоков шошонитовых базальтов составляет, как правило, 6-7 м, порфиновых шошонитов - 6-8 м, а потоки субафировых шошонитов на нижних горизонтах разрезов достигают мощности в 15 м. Лавы латитов наблюдаются исключительно в верхних горизонтах разрезов (потоки 7-8 м по мощности). Пирокластические отложения в строении плиоценовой постройки фиксируются только в связи с формированием игнимбритов. Пачка агломератовых и псефитовых туфов мощностью до 9-11 м залегает непосредственно на игнимбритах. Покров игнимбритов латитового состава венчает разрез плиоценового вулкана и связан своим появлением с заложением неглубокой кальдерной депрессии, борта которой скрыты под лавово-пирокластическими четвертичными образованиями. Мощность покрова не превышает 5-8 м. Вблизи центральной части постройки обнаруживаются субвулканические тела латитов, фиксирующих, вероятно, места локализации магмоподводящих каналов.

Следует отметить, что в различных секторах постройки строение разрезов щитового вулкана имеет свои особенности. В частности, в северном секторе сооружения лавы шошонитов залегают среди осадочных отложений, имеющих, вероятно, озерное происхождение (рис. 2).

Извержения игнимбритов латитов и последующие редкие излияния лав шошонитов завершают формирование плиоценовой щитовой постройки вулкана Теклетунуп и эволюцию собственно шошонит-латитовой серии. От более поздних проявлений вулканической деятельности на территории вулкана субщелочной комплекс пород отделен периодом прекращения магматической активности, выраженным в стратиграфическом несогласии между плиоценовым и ниже-среднеплейстоценовым вулканогенными разрезами. Обращает на себя внимание факт обнаружения полных минералогическо-петрографических и геохимических аналогов мегаплагиофировых шошонитовых базальтов вулкана Теклетунуп на территории Западной Камчатки. Они слагают ряд

* Принимая во внимание определяющий вклад в изучение территории известного петролога Олега Назаровича Волынца, по решению коллектива Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, источники названы «Волынцовскими» (ноябрь 1998 г.).

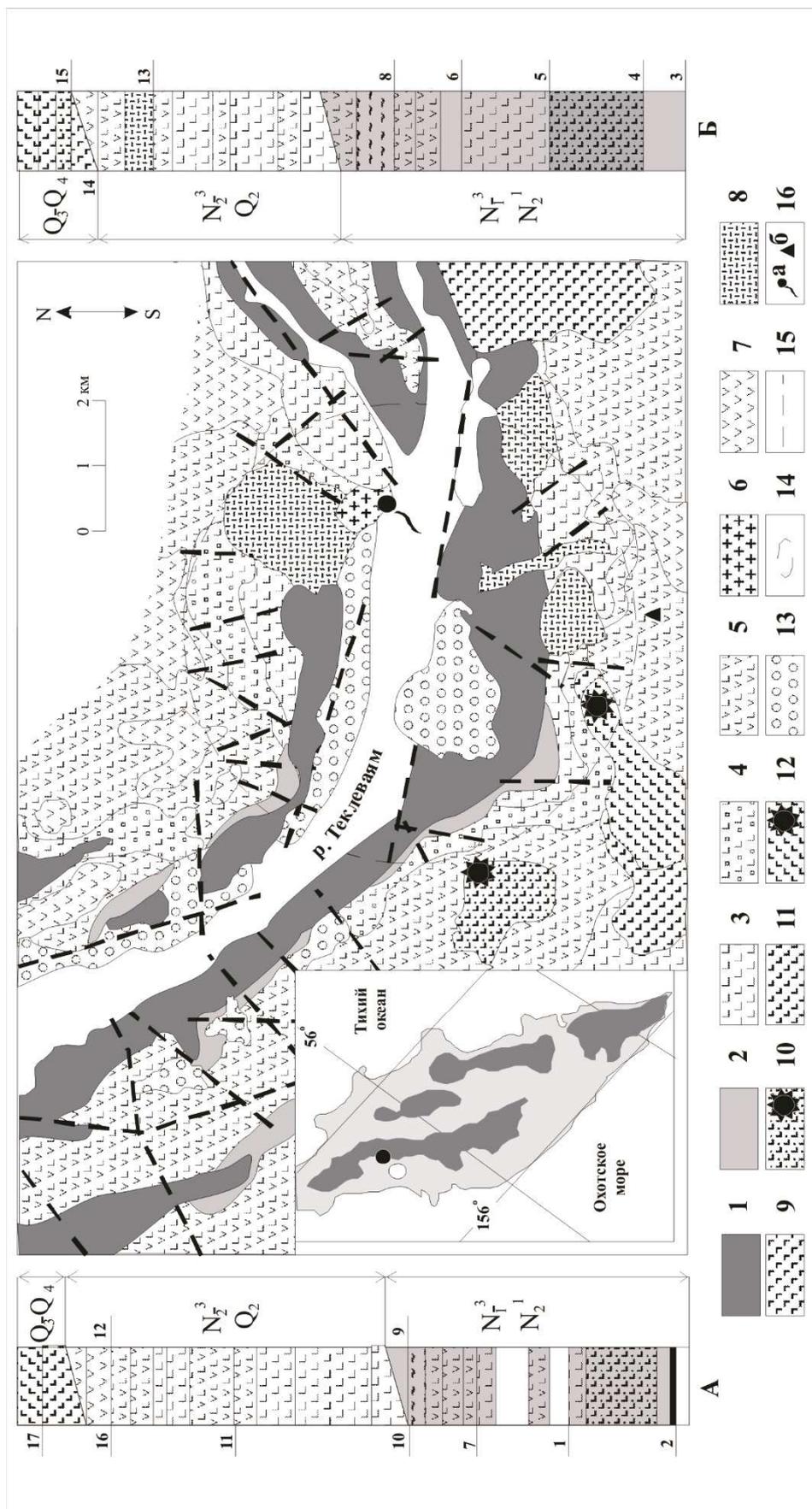


Рис. 2. Схема геологического строения вулкана Теклетунуп.

Схема составлена на основе картографических материалов Л.В. Заботкина (1974), И.Т. Демидова и Г.А. Ильиной (1981-1984) (фондовые материалы) с изменениями и дополнениями автора.

Врезка: положение вулкана Теклетунуп (залитый знак кружка), экстремный Шадринских сопок (пустой знак кружка) и вулканических поясов на территории Камчатки.

Верхний миоцен - нижний плиоцен ($Ng_1^3-Ng_2^1$), щитовой вулкан Теклетунуп: 1 - лавы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов, реже шошонитов и шошонитовых базальтов, их агглютинаты, прослой туфопесчанников, туфогравелитов, туфоконгломератов и туфоаргиллитов; 2 - лавы и игнимбриты латитов, реже шошонитов, их агглютинаты, туфобрекчии, псаммитовые и псефитовые туфы, прослой туфопесчанников, туфоалевролитов.

Верхний плиоцен - средний плейстоцен ($Ng_2^3-Q_2$), стратовулкан Теклетунуп: 3 - лавы базальтов, их агглютинаты и туфобрекчии; 4 - лавы базальтов и их плагиофировых разностей, реже андезито-базальтов, туфы и туфобрекчии базальтового состава (преимущественно туфы); 5 - лавы андезито-базальтов, реже базальтов, их плагиофировых разностей, агглютинаты, агломератовые, псаммитовые и псефитовые туфы того же состава; 6 - субвулканические и интрузивные тела габбродиоритов, диоритов, реже гранодиоритов с эндоконтактовыми зонами дробления, окварцевания и сульфидизации; 7 - лавы андезитов, андезито-дацитов, реже андезито-базальтов, их агглютинаты, агломератовые и псефитовые туфы; 8 - экструзии андезитов, андезито-дацитов, дацитов и риодацитов.

Верхний плейстоцен - голоцен ($Q_3 - Q_4$): 9 - вулкан Алнгей (Q_3), лавы, агглютинаты и туфы базальтов, андезито-базальтов; 10 - шлаковый конус "в.1001 м", лавы и агглютинаты абсарокитов с ксенолитами верлитов, пироксенитов и габбро (Q_3); 11 - ареальный шлаковый конус с лавами умереннокалиевых известково-щелочных базальтов ($Q_3-Q_4?$); 12 - то же - лавы высокотитанистых высококалиевых базальтов; 13 - современные обвальные и делювиальные отложения.

Другие обозначения: 14 - условные границы плиоценовой кальдерной депрессии; 15 - разрывные нарушения (предполагаемые и дешифрованные); 16 - а - место выходов термальных источников «Волинцовские», б - максимальная (1395м) высотная отметка.

Условные обозначения к сводным геологическим разрезам (А - северный и Б - южный сектор вулканического сооружения): 1- туфопесчанники, туфоаргиллиты, туфогравелиты и туфоконгломераты; 2 - конгломераты; 3 - агломератовые и псефитовые туфы шошонитовых базальтов; 4 - лавы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов; 5 - лавы шошонитовых базальтов; 6 - агломератовые и псефитовые туфы шошонитов; 7 - лавы шошонитов и латитов; 8 - игнимбриты шошонитов и латитов; 9 - агломератовые и псефитовые туфы шошонитов и латитов, связанные с формированием игнимбритов; 10 - лавы базальтов; 11 - лавы андезито-базальтов; 12 - лавы андезитов; 13 - лавы андезито-дацитов; 14 - лавы базальтов, андезито-базальтов и туфы вулкана Алнгей; 15 - лавы абсарокитов "в.1001 м"; 16 - лавы умереннокалиевых известково-щелочных базальтов; 17 - лавы высокотитанистых высококалиевых базальтов.

Наклонными границами показано положение стратиграфических несогласий между разновозрастными комплексами пород.

экструзивных тел и останцев крупных лавовых покровов плиоценового возраста в районе Шадринских сопков и бассейна р. Пирожникова в северной части Тигильского поднятия [12, 14, 22, 26] (рис. 2). Эти данные свидетельствуют о простираии ареала субщелочного калиевого магматизма в плиоцене и в задуговые области островодужной системы.

На протяжении второго крупного этапа эндогенной активности здесь, как уже указывалось, происходило развитие стратовулкана Теклетунуп. Как видно из рис. 2, начало вулканической деятельности в нижнем плейстоцене связывается с извержениями базальтов и крупных объемов пирокластического материала. Затем формируется лаво-пирокластическая толща, в составе которой присутствуют плагиопорфировые базальты и андезито-базальты, а также андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты. Более высокий уровень залегания лав андезитов в разрезах демонстрирует общую гомодромную направленность эволюции составов пород в процессе формирования Q_1-Q_2 вулканического аппарата. Среди пород экструзий, главным образом дацитового состава, имеются небольшие по объемам фации риодацитов, которые являются продуктами заключительного этапа формирования четвертичной постройки вулкана Теклетунуп. В связи с субвулканическим комплексом пород в центральной части вулкана обнаружены образования интрузивного облика. Интрузивные породы локализованы в наиболее глубоких врезках долины р. Теклеваем и часто несут признаки интенсивного

гидротермального преобразования. Здесь выделяются тела и дайки лейкократовых габбро, габбро-диоритов, диоритов, микродиоритов, диоритовых порфиритов и реже гранодиоритов мощностью от 1,5 до 15 м. Процессы гидротермального преобразования пород этого комплекса приводят к их окварцеванию, пропилитизации и сульфидизации, а также к формированию тонких кварцевых прожилков и вторичных кварцитов. Гидротермальная переработка пород связана, на наш взгляд, с проявлениями минерализованных горячих источников, приуроченных к зоне разрывных нарушений субширотного простирания (рис. 1, 2).

Вулканическая деятельность в районе завершается образованием верхнеплейстоцен-голоценовых вулканических построек с лавами базальтовых лав. Все постройки этого этапа слагают, как уже отмечалось, последний, третий ярус вулканогенного рельефа, их образование отделено по времени от этапа формирования постройки вулкана Теклетунуп интервалом прекращения вулканической деятельности.

Вблизи центральной части вулкана Теклетунуп, на плато левого борта р. Теклеваем на возрастном этапе Q_3 - Q_4 были сформированы шлаково-лавовые конусы с породами высококаалиевой специфики. Так лавы крупной верхнеплейстоценовой постройки "в. 1001м" имеют абсарокитовый состав, в них встречены ксенолиты верлитов и пироксенитов размером 1-3 см, а иногда и до 8 см в поперечнике, редко наблюдаются мелкие включения дунитов.

Характер распределения различных по кремнекислотности типов вулканических пород в районе показан на диаграмме частоты встречаемости составов (рис.3). Следует отметить, что базальтоидные комплексы пород пользуются в районе наибольшим распространением.

Классификация и номенклатура пород

Постройка собственно вулкана Теклетунуп сложена породами двух петрогеохимических серий - известково-щелочной (ИЩ) и шошонит-латитовой (рис. 4). Принадлежность пород ШЛ серии к группе субщелочных образований орогенных областей и, в частности, оотроводужных структур хорошо прослеживается по расположению точек их базальтоидных составов на факторной диаграмме по [47], где они попадают в поле шошонитовой серии. На диаграммах Ti-Zr-Y и Ti-Zr-Sr по [48] эти точки тяготеют к полю известково-щелочных образований. Следует отметить, что составы пород ИЩ серии исследуемой постройки на таких диаграммах несколько смещены в направлении поля внутриплитных базальтоидов.

Эволюционный ряд плиоценовой шошонит-латитовой серии состоит из шошонитовых базальтов, шошонитов и латитов. Среди них по структурным признакам, что отражается и в особенностях вещественного состава, различаются мегаплагиофировые и субафировые-редкопорфирные разности шошонитовых базальтов, порфирные и афировые-субафировые разности шошонитов. Помимо лав шошонитов и латитов в отдельные группы выделены их специфические фациальные разновидности - игнимбриты. Более кремнекислые составы среди субщелочных вулканитов постройки не установлены. Большинство пород из группы мегаплагиофировых шошонитовых базальтов имеют высокие содержания Al_2O_3 (≥ 20 вес.%) и классифицируются поэтому как высокоглиноземистые. Наиболее протяженный интервал кремнекислотности (от 49 до 72 вес.% SiO_2) характеризует эволюционный ряд пород ниже-среднеплейстоценовой ИЩ серии вулкана Теклетунуп. На уровне основных и средних составов пород здесь выделены базальты, андезиты и их плагиопорфирные глиноземистые и высокоглиноземистые разновидности. Достаточно разнообразными типами вулканитов слагаются и верхнеплейстоцен-голоценовые постройки (рис. 4).

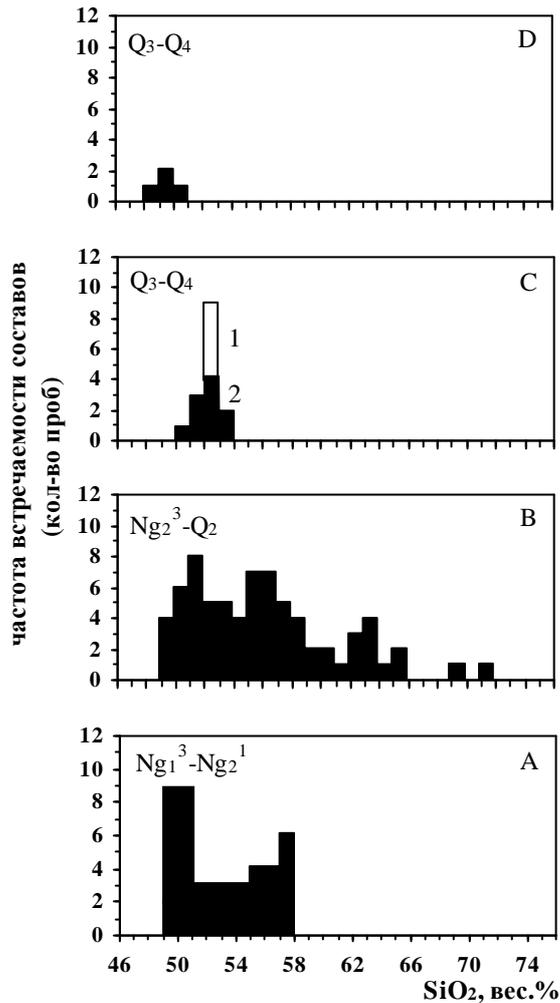


Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости составов пород вулкана Теклетунуп и других вулканических сооружений его территории.

А - щитовой вулкан Теклетунуп ($Ng_1^3-Ng_2^1$, шошонит-латитовая серия); В - стратовулкан Теклетунуп ($Ng_2^3-Q_2$, умереннокалиевая известково-щелочная серия); С – вулканы Плоский и Алнгей (Q_3-Q_4 , умереннокалиевая известково-щелочная серия), 1 – лавы раннего и 2 – позднего этапов деятельности вулкана Плоский; D – абсарокиты и высококалиевые базальты ареальных шлаково-лавовых конусов (Q_3-Q_4 ?).

Среди них выделяются как типично известково-щелочные базальты (вулкан Плоский и шлаковые конусы его территории) и андезито-базальты (вулкан Алнгей), так и базальты высококалиевого ряда (высокотитанистые ВК-базальты и субщелочные лавы шлаковых конусов – абсарокиты).

На классификационных диаграммах K_2O-SiO_2 (рис. 4) и $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ [19] точки составов пород субщелочной шошонит-латитовой и известково-щелочной серий вулкана Теклетунуп не выходят за границы одноименных полей.

Петрография и минералогия

Петрографические данные по вулканическим породам района вулкана Теклетунуп позволили выделить в пределах шошонит-латитовой серии пород группы вулканитов со специфическими структурами и минеральными парагенезисами. Такое разделение привело к сокращению дисперсии составов внутри выделенных групп и обусловило возможность их корректного сопоставления. Данные петрографических наблюдений приведены в таблице 1.

Главными петрографическими признаками пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп являются: мегаплагиофировые структуры крупных объемов лав шошонитовых базальтов; присутствие, наряду с плагиоклазами, микролитов и реже субфенокристаллов К-На полевых шпатов; наличие среди вкрапленников Sr_x при менее значительном распространении O_l ; отсутствие среди вкрапленников и микролитов ортопироксенов, а также развитие в породах крупных выделений рудных фаз ($TiMgt$, и в мегаплагиофировых разностях - самородной Cu), реже - выделений анальцима. В мегаплагиофировых шошонитовых базальтах важно отметить оплавленность и признаки дробления крупных вкрапленников Pl и их обрастание каймами К-На полевого шпата, а также идиоморфизм и значительную серпентинизацию редких и крупных вкрапленников O_l . Отличительной особенностью афировых-субафировых-редкопорфировых шошонитовых базальтов является крайне слабое распространение в них вкрапленников O_l и Sr_x , тогда как в большинстве шошонитов, латитов и их игнимбритов мелкие

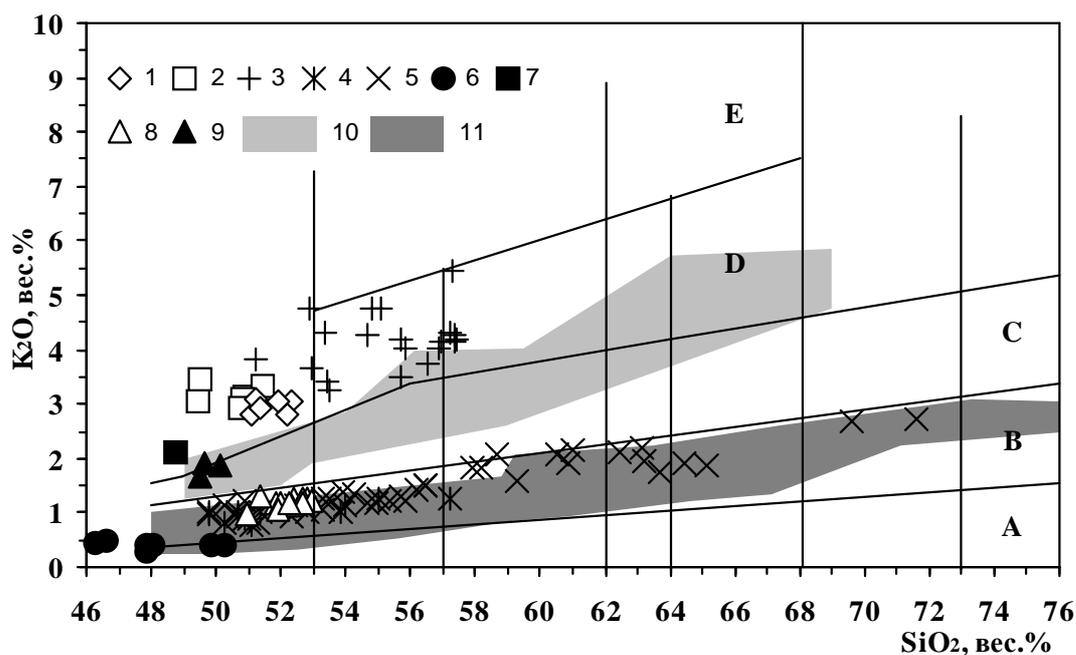


Рис. 4. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для пород вулкана Теклетунуп и других вулканических сооружений его территории.

Диаграмма " $K_2O - SiO_2$ " (вес.%) приводится по [31, 37, 38, 42-44] с уточнениями и дополнениями автора.

Условные обозначения:

Наклонные линии - границы полей составов пород различных петрогеохимических серий: А - низкокалиевая серия, В - умереннокалиевая известково-щелочная, С - высококалиевая известково-щелочная, D - субщелочная шоссонит-латитовая, Е - калиевая щелочная. Вертикальные линии - границы полей составов пород классифицируемые по кремнекислотности. Точки составов пород: 1-3 - шоссонит-латитовой серии, $N_1^3-N_2^1$ (1- мегаплагиофировые шоссонитовые базальты экструзий Шадринских сопков, Западная Камчатка; 2 - мегаплагиофировые шоссонитовые базальты и 3 - шоссонитовые базальты, шоссониты и латиты щитового вулкана Теклетунуп); 4-6 - умереннокалиевой известково-щелочной серии, $N_2^3-Q_2$ (4 - плагиофировые глиноземистые базальты и андезит-базальты, 5 - базальты, андезит-базальты, андезиты, дациты и риодациты стратовулкана Теклетунуп; 6 - ксеногенные включения габбро из андезитов струтовулкана и базальтов ареальных вулканических построек); 7-9 - базальты вулканических построек Q_{3-4} (7 - абсарокиты вулканической постройки «в.1001м»; 8 - умереннокалиевые известково-щелочные базальты вулканов Алнгей и Плоский, а также умереннокалиевые базальты ареальных шлаковых конусов района вулкана Плоский; 9 - высококалиевые и высокотитанистые базальты ареальных шлаковых конусов). Поля составов пород: 10 - высококалиевой и шоссонит-латитовой серий центральной зоны вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, вулкан Уксичан (приведено по данным [1]), 11 - умереннокалиевой серии Восточного вулканического пояса Камчатки (N_2-Q_{1-4} вулканические постройки Гамченского хребта - по [5, 6, 16].

субфенокристаллы этих минералов обычны. Характерными чертами игнимбритов являются здесь гиалоструктуры с хорошо выраженной флюидальностью, обусловленной наличием двух типов стекла, различающихся интенсивностью цветовых окрасок, которые на макроуровне определяют появление крупных (до 6-8 см) линзовидных фьямме. Среди литокластического компонента игнимбритов обломки пород ксеногенного происхождения распространением не пользуются. Во всех типах пород ШЛ серии среди микролитов широко развит апатит, а в редкопорфировых шоссонитах и некоторых латитах обнаружены единичные реликтовые зерна измененного Amph.

Развитие ОI-Срх ассоциации вкрапленников темноцветных минералов отличает шоссониты и латиты вулкана Теклетунуп от соответствующих пород тыловой зоны

Южной Камчатки (вулканы Явинский, Большая Ипелька) и осевой зоны Срединного хребта (вулкан Уксичан), для которых характерны двупироксеновые парагенезисы (реже с ОI), а также от шошонит-латитовых лав Западной Камчатки (бассейн р. Напана, г. Седло и др.), где среди вкрапленников темноцветных минералов непременно присутствуют амфиболы и биотиты [1, 10, 12, 14, 22, 26].

Породы известково-щелочной серии вулкана Теклетунуп отличаются от других типов вулканитов исследуемого района прежде всего широким развитием среди кристаллического компонента ортопироксенов, а в кислых членах серии - амфибола и слюды. Лишь начиная с андезитов в породах ИЩ серии отмечаются микролиты клинопироксенов, а также резорбированные субфенокристаллы Amph. В андезито-дацитах и дацитах Amph присутствует как в виде вкрапленников, так и в виде микролитов, а в дацитах и риодацитах наряду с редкими вкрапленниками Vt появляются микролиты К-Na полевого шпата и Plm, что является их специфической особенностью. Риодациты имеют, кроме того, и вкрапленники Qtz. Характерной чертой для андезито-базальтов и андезитов вулкана является присутствие в них включений лейкократовых габброидов, а, кроме того, и минералов мегакристовой ассоциации. Среди мегакристов установлены крупные Amph (до 1 см) и сходные по размерам плагиоклазы. Габброидные включения (от 5-8 до 20 см в поперечнике), а также их ороговикованные и рассланцеванные разности обнаруживаются в виде округлых, вытянутых и угловатых обломков. Лейкократовые габбро, помимо Pl и менее распространенных Орх и ОI, характеризуются наличием крупного измененного Amph.

Интрузивные аналоги известково-щелочных лав вулкана Теклетунуп (габбро, диориты и др.) имеют полнокристаллические и порфировидные структуры. Гипидиоморфные и аллотриаморфнозернистые структуры таких пород слагаются сходными с эффузивами минеральными ассоциациями с участием в них Pl, Орх, ОI, TiMgt, реже Amph и Vt. Им свойственно проявление процессов вторичного минералообразования (серпентин, хлорит, карбонат и др.) Обращает на себя внимание сходство структур и парагенезисов минералов между включениями лейкократовых габбро из андезито-базальтов и интрузивными телами.

Породы молодых верхнеплейстоцен-голоценовых построек района вулкана Теклетунуп, среди которых обнаружены как умереннокалиевые известково-щелочные, так и высококалиевые лавы, также имеют весьма различные петрографические характеристики. Лавы базальтов содержат в качестве вкрапленников Pl, Срх и ОI с преобладанием плагиоклазовой составляющей, а абсарокиты шлаково-лавового конуса «в. 1001 м» резко отличаются от всех пород района своей выраженной крупнопорфировой структурой и значительными количествами ОI - практически единственной фазы вкрапленников. В этих породах обнаружены мегакристаллы Срх (до 1 см), ОI (до 1 см), Qtz (?!), а также многочисленные ультраосновные и габброидные включения. Среди ксеногенных включений наиболее распространены верлиты и Pl-OI-содержащие клинопироксениты (1-3 реже до 8 см в поперечнике), встречены мелкие включения дунитов (до 1 см). Включения верлитов и Pl-OI-содержащих клинопироксенитов характеризуются наличием мелких зон стекла и тонкозернистого мезостаза. В мезостазе из верлитов отмечаются мелкие кристаллы Pl, К-Na полевого шпата, магнетита и флогопита. Следует отметить значительное сходство минерального состава абсарокитов с одноименными образованиями палеоген-неогенового ареала калиевого щелочного магматизма Западной Камчатки [11, 12, 14, 22, 26].

ШОШОНИТ-ЛАТИТОВАЯ СЕРИЯ ПОРОД ВУЛКАНА ТЕКЛЕТУНУП

Минералогия

При изучении составов минералов из пород шошонит-латитовой серии исследовались мегаплагиофировые шошонитовые базальты, порфиоровые шошониты и субафировые латиты, а также верхнеплейстоценовые абсарокиты и верлитовые включения из них (рис. 5-8; табл. 2-7). Результаты анализов демонстрируют, что по особенностям составов минералов мегаплагиофировые шошонитовые базальты существенно обособлены от ряда «шошониты-латиты».

Мегакристаллы плагиоклазов шошонитовых базальтов имеют лабрадорный состав и слабо зональны (An_{58-63}). Ядра таких кристаллов несколько обогащены калием по отношению к краевым зонам ($Or_{4,9-5,6}$ и $Or_{4,3\%}$, соответственно). Однако нередко отмечается обрастание зерен каймами Na-санидинов, которые развиты также и среди микролитов основной массы пород ($Or_{49,8}$). Микролиты плагиоклазов мегаплагиофировых шошонитовых базальтов в сравнении с вкрапленниками обычно более натровые. В целом, составы Pl из мегаплагиофировых лав образуют обособленный и более калиевый тренд по отношению к составам плагиоклазов ряда пород "шошонит-латит". Последние по составам Pl объединены единым эволюционным рядом, который характеризуется ростом натровости этого минерала на уровне как вкрапленников, так и микролитов в направлении от шошонитов к латитам: битовниты-лабрадоры-андезины (Ab_{11-59} - для порфиоровых шошонитов, и Ab_{48-63} - для субафировых латитов). Среди микролитов здесь отмечаются тройные полевые шпаты.

В абсарокитах микролиты плагиоклазов имеют исключительно битовнитовый состав (An_{69-80}), а в верлитовых включениях из абсарокитов среди мелких кристаллов из мезостазиса между сростками $Ol+Cpx$ и $Ol+Ol$, напротив, установлены не только более кислые плагиоклазы в сравнении с минералами вмещающих пород (An_{48-52}), но также «анортотлазы» ($An_{13-17}Or_{35-40}$) и Na-санидины ($An_{4-8}Or_{49-61}$) (табл. 2, рис. 5).

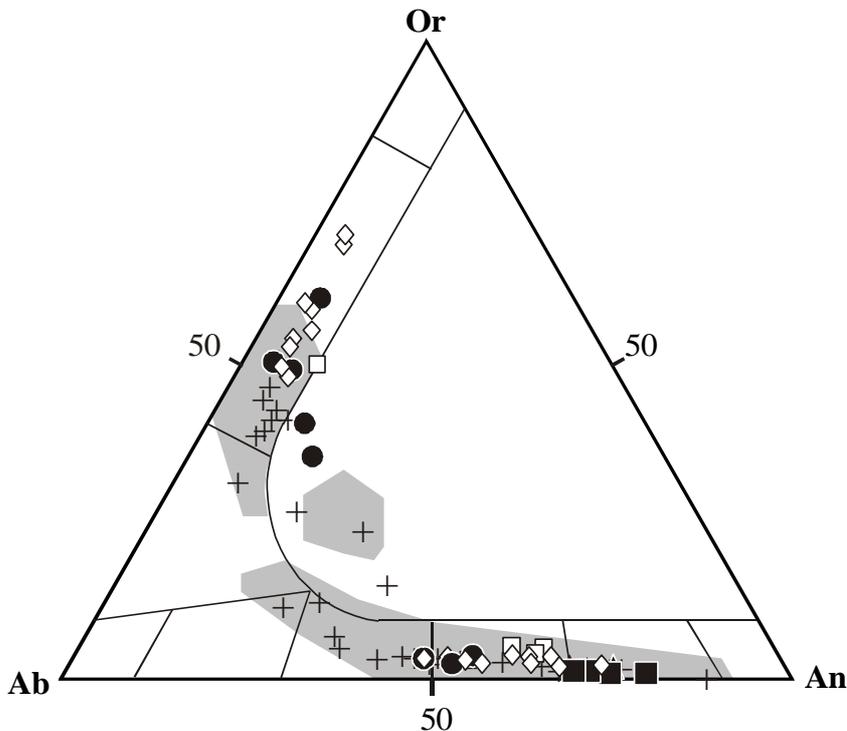


Рис. 5. Составы полевых шпатов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп на классификационной диаграмме Ab-Or-An.

Обозначения точек составов минералов, а также полей составов здесь и далее см. на рис. 4 (залитый знак кружка здесь и далее - составы минералов включения верлита из абсарокитов). Поля составов минералов из пород высоко-калиевых серий вулкана Уксичан здесь и далее приведены по данным из коллекции автора и по [1]. Обозначения минералов полевых шпатов: Ab - альбит, Or - ортоклаз, An - анортит.

Таблица 2.

Составы полевых шпатов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп

№ обр.	980							7395		
	ЦВ	М	М	М	М	М	М	М	ЦВ	ЦВ
SiO ₂	52,75	53,75	65,00	49,99	52,05	54,18	55,52	66,54	61,80	65,61
TiO ₂	0,02	0,04	0,20	0,03	0,03	0,03	0,05	0,11	0,15	0,09
Al ₂ O ₃	29,92	28,66	19,98	30,87	29,48	28,29	27,48	19,21	19,59	19,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00
FeO*	0,74	0,99	0,49	1,00	1,15	1,11	0,88	0,32	0,63	0,56
MnO	0,00	0,02	0,08	0,03	0,01	0,03	0,05	0,00	0,03	0,01
MgO	0,06	0,05	0,00	0,08	0,10	0,07	0,06	0,00	0,00	0,02
CaO	12,51	11,18	2,16	14,19	12,67	11,24	10,17	1,01	1,15	1,17
Na ₂ O	3,78	4,63	4,77	3,15	3,71	4,79	5,36	4,95	4,31	5,22
K ₂ O	0,84	0,53	9,01	0,39	0,66	0,52	0,66	9,39	9,18	9,10
Сумма	100,62	99,85	101,71	99,71	99,89	100,27	100,25	101,55	96,85	101,26
An	61,49	55,34	10,03	69,72	62,82	54,79	49,22	4,77	5,77	5,45
Ab	33,60	41,51	40,12	27,99	33,31	42,19	46,97	42,35	39,10	44,00
Or	4,90	3,15	49,85	2,28	3,87	3,01	3,81	52,87	55,13	50,55
n*	3	1	1	2	7	2	2	1	4	2

№ обр.	7395	982							7311	
	КВ	ЦВ	ЦВ	КВ	М	М	М	М	М	ЦВ
SiO ₂	65,32	44,87	48,79	52,00	48,32	54,50	57,38	59,92	62,49	54,42
TiO ₂	0,13	0,05	0,06	0,07	0,03	0,11	0,11	0,16	0,17	0,07
Al ₂ O ₃	19,26	34,30	31,19	29,14	31,12	26,84	24,82	23,54	19,76	27,68
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
FeO*	0,64	0,76	0,80	0,87	0,86	1,07	0,95	1,02	0,61	0,85
MnO	0,00	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,05	0,01	0,02
MgO	0,02	0,08	0,11	0,10	0,03	0,04	0,03	0,05	0,02	0,05
CaO	0,82	17,87	14,77	12,52	15,01	9,85	7,54	6,21	1,74	9,65
Na ₂ O	3,06	1,29	2,69	4,07	2,83	5,36	6,19	5,46	5,87	5,60
K ₂ O	11,99	0,12	0,32	0,52	0,26	0,71	1,91	4,36	7,38	0,72
Сумма	101,22	99,41	98,76	99,30	98,48	98,49	98,95	100,77	98,03	99,06
An	3,96	87,82	73,83	61,16	73,45	48,28	35,84	29,19	8,24	46,77
Ab	26,78	11,49	24,26	35,85	25,07	47,63	53,34	46,43	50,18	49,08
Or	69,26	0,69	1,91	2,98	1,47	4,09	10,83	24,39	41,57	4,14
n*	2	1	4	2	1	2	2	1	4	3

Примечание к таблице 2. Образцы пород здесь и далее в таблицах: шошонит-латитовая серия вулкана Теклетунуп - 980 - мегаплагиофировый шошонитовый базальт, 982 - шошонит, 7311 - латит; 1020 - абсарокит верхнеплейстоценового шлаково-лавового конуса, 7373.2 - включение верлита из абсарокита; 7395 - мегаплагиофировый шошонитовый базальт экструзий Шадринских Сопок (Западная Камчатка). Обр. № 7395, 7373.2 - из коллекции О.Н. Вольнца. Здесь и далее в таблицах фазы минералов: цв - центр и кв - край вкрапленника, м - микролит, м* - микролит из тонкозернистого мезостаза ксеногенного включения верлита. FeO* - здесь и далее общее содержание Fe в виде FeO. n* - количество анализов для подсчета среднего. Анализы минералов выполнены на микроанализаторе «Самебах» Института вулканологии ДВО РАН. Операторы: Т.М. Философова, Г.П. Пономарев, В.М. Чубаров.

Таблица 2 (окончание).

№ обр.	7311				1020			7373.2		
	КВ	М	М	М	М	М	М	М*	М*	М*
SiO ₂	56,02	57,91	60,99	64,98	46,47	48,21	49,95	54,82	62,76	64,89
TiO ₂	0,09	0,10	0,13	0,17	0,00	0,04	0,02	0,03	0,29	0,30
Al ₂ O ₃	26,88	24,65	22,49	19,76	31,99	30,92	30,69	28,14	21,68	19,95
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,03	0,01	0,01
FeO*	0,97	1,19	1,12	0,58	0,81	1,09	1,12	0,81	0,55	0,32
MnO	0,02	0,00	0,04	0,00	0,19	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,06	0,03	0,01
CaO	9,00	7,02	4,48	1,25	15,47	14,51	13,79	10,71	3,10	1,41
Na ₂ O	6,06	6,86	6,91	6,05	2,08	2,82	3,24	5,13	5,36	4,58
K ₂ O	0,71	1,28	3,44	7,58	0,11	0,14	0,17	0,55	6,49	9,87
Сумма	99,81	99,09	99,63	100,42	97,13	97,74	99,07	100,30	100,28	101,34
An	43,29	33,50	21,28	5,93	79,82	73,37	69,45	51,87	15,04	6,54
Ab	52,63	59,21	59,43	51,54	19,47	25,82	29,53	44,95	47,24	38,64
Or	4,08	7,29	19,29	42,53	0,71	0,81	1,02	3,18	37,72	54,82
n*	2	1	2	5	1	2	1	3	2	2

Клинопироксены шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп представлены главным образом авгитами, которые распространены как среди вкрапленников (Wo₃₉₋₄₄Fs₁₅₋₂₀ - латиты), так и среди микролитов (Wo₃₇₋₄₄Fs₁₂₋₁₈ - шошонитовые базальты, Wo₄₁₋₄₃Fs₁₇₋₂₁ - шошониты и Wo₄₀₋₄₃Fs₁₉₋₂₀ - латиты). При этом авгиты шошонитов и латитов в отличие от мегаплагиофировых разновидностей пород заметно более титанистые и характеризуются более высокими содержаниями MnO (табл. 3, рис. 6). В мегаплагиофировых шошонитовых базальтах установлены, кроме того, микролиты салитов (Wo₄₅₋₄₆Fs₁₃₋₂₀). В абсарокитах и верлитовых включениях из них распространены исключительно салиты и диопсиды (Wo₄₅₋₄₉Fs₁₁₋₁₈ и Wo₄₆₋₄₇Fs₇₋₁₀). Они являются низкотитанистыми и образуют единое поле составов. Здесь хорошо прослеживается увеличение содержаний TiO₂ и Al₂O₃, в направлении от ядер вкрапленников Crx к их промежуточным и краевым зонам и микролитам (фассаитовая тенденция).

Оливины из включений в мегакристаллах Pl из шошонитовых базальтов имеют форстеритовые, а микролиты гортонолитовые составы. От шошонитовых базальтов к латитам оливины становятся более железистыми, а содержания в них MnO возрастают, что наблюдается также и в рядах "вкрапленники-микролиты" для каждого из типов пород (Fa₁₉₋₂₁ - шошонитовые базальты, Fa₂₅₋₄₇ - порфиновые шошониты, Fa₄₅₋₅₆ - латиты) (табл. 4, рис. 7). Составы вкрапленников оливинов из абсарокитов (Fo₇₃₋₉₄) и верлитов из них (Fo₇₉₋₉₀) в целом более магнезиальные в сравнении с Ol из пород ШЛ серии. Для этих пород в ядрах вкрапленников Ol отмечаются форстеритовые составы. Микролиты Ol из абсарокитов (Fo₆₇₋₇₂) и Ol из мезостаза верлитовых включений (Fo₆₉₋₇₃) имеют более железистые составы по отношению к вкрапленникам этого минерала (табл. 4, рис. 7).

Повышение титанистости и содержаний MnO характеризует также и эволюционный ряд составов титаномагнетитов шошонит-латитовой серии с ростом кремнекислотности пород - от 5,45 % TiO₂ и 0,47 % MnO в мегаплагиофировых шошонитовых базальтах до 14,11 и 0,93 - в шошонитах и 18,29 и 1,11 - в латитах, соответственно. Титаномагнетиты мегаплагиофировых шошонитовых базальтов отличаются при этом также более высокой глиноземистостью и хромистостью (табл. 5). Помимо этих рудных минералов, в искусственных шлихах мегаплагиофировых шошонитовых базальтов установлено довольно значительное распространение самородной меди.

Таблица 3.

Составы пироксенов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп

№ обр.	980				7395				982		
	М	М	М	М	ЦВ	КВ	М	ВКЛ*	М	М	М
SiO ₂	48,23	50,01	50,55	52,67	48,92	51,09	51,29	50,73	48,41	49,42	50,47
TiO ₂	1,71	2,07	0,91	0,59	0,88	0,77	0,63	0,75	1,00	0,80	0,76
Al ₂ O ₃	4,78	3,00	4,52	2,56	4,81	3,11	2,98	3,60	3,67	2,97	2,42
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,02	0,05	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Fe ₂ O ₃	3,13	0,00	1,12	0,18	3,37	0,12	1,54	2,44	4,38	3,35	3,52
FeO*	7,32	11,32	7,23	7,46	5,99	9,57	7,19	7,58	8,32	7,18	6,83
MnO	0,47	0,50	0,22	0,30	0,28	0,42	0,34	0,49	0,69	0,52	0,52
MgO	15,29	10,96	13,96	15,23	13,94	13,51	14,54	16,10	12,89	14,08	14,40
CaO	17,19	20,86	21,54	20,76	21,08	20,26	21,08	17,22	19,13	19,85	20,47
Na ₂ O	0,44	0,73	0,27	0,31	0,25	0,37	0,28	0,45	0,44	0,31	0,36
K ₂ O	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,01	0,02	0,15	0,08	0,05	0,05
Сумма	98,59	99,56	100,35	100,14	99,52	99,25	99,91	99,49	99,02	98,54	99,79
Wo	36,77	46,01	45,29	43,14	44,36	43,47	43,91	36,46	40,55	41,53	42,02
En	45,51	33,63	40,83	44,00	40,82	40,33	42,14	47,40	38,01	40,98	41,12
Fs	17,72	20,36	13,88	12,86	14,82	16,21	13,95	16,13	21,44	17,49	16,86
n*	1	1	2	2	1	1	8	2	1	2	2

№ обр.	7311			1020					7373.2		
	ЦВ	ЦВ	М	ЦВ	ЦВ	ЦВ	М	М	ЦВ	ЦВ	ЦВ
SiO ₂	51,50	49,19	51,22	51,69	48,32	51,51	47,67	50,59	51,39	52,43	53,68
TiO ₂	0,78	1,19	0,78	0,11	0,83	0,28	0,74	0,40	0,35	0,29	0,24
Al ₂ O ₃	3,00	4,05	2,00	2,00	6,35	2,95	6,21	3,85	3,48	2,78	2,14
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,01	0,12	0,54	0,05	0,33	0,67	0,78	0,59
Fe ₂ O ₃	0,00	1,92	0,05	1,39	3,40	0,32	5,17	2,19	1,59	0,20	0,00
FeO	8,68	9,15	11,05	8,34	3,83	4,44	3,24	3,98	3,17	4,14	3,97
MnO	0,52	0,59	0,70	0,43	0,11	0,10	0,18	0,15	0,13	0,09	0,13
MgO	13,94	13,41	14,03	13,40	13,80	15,59	13,68	15,34	15,63	15,68	15,90
CaO	20,04	19,28	18,03	21,72	22,91	22,72	22,38	22,40	22,94	23,02	23,27
Na ₂ O	0,27	0,32	0,37	0,31	0,14	0,06	0,26	0,14	0,19	0,20	0,13
K ₂ O	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Сумма	98,74	99,12	98,28	99,39	99,80	98,51	99,57	99,38	99,53	99,59	100,04
Wo	42,98	41,11	38,57	45,08	48,17	47,17	46,89	46,18	47,42	47,69	47,89
En	41,60	39,79	41,73	38,67	40,33	45,03	39,89	44,01	44,95	45,18	45,52
Fs	15,42	19,10	19,69	16,26	11,50	7,81	13,22	9,81	7,63	7,13	6,59
n*	2	4	3	3	2	3	2	3	2	2	2

Примечание. Fe₂O₃ и FeO рассчитано по стехиометрии пироксенов по формуле X₁Y₁T₂O₆. вкл* - включение клинопироксена в плагиоклазе. Другие обозначения и наименование образцов пород см. в табл. 2.

Среди рудных минералов (здесь - шпинелидов) из абсарокитов и верлитов обнаружены титаномagnetиты (TiMgt) и шпинели (Spl) (табл. 5, рис. 8), они обладают значительной инверсией составов. В тех и других породах встречены шпинели, по крайней мере, трех групп составов, а также хромистые титаномagnetиты. Микролиты рудных минералов из абсарокитов представлены TiMgt. Шпинели фиксируются главным образом в виде включений в кристаллах Ol и реже Crx, а хромистые TiMgt (CrTiMgt) обнаружены в сростках с Crx и Ol, или в виде включений в Crx. Наиболее

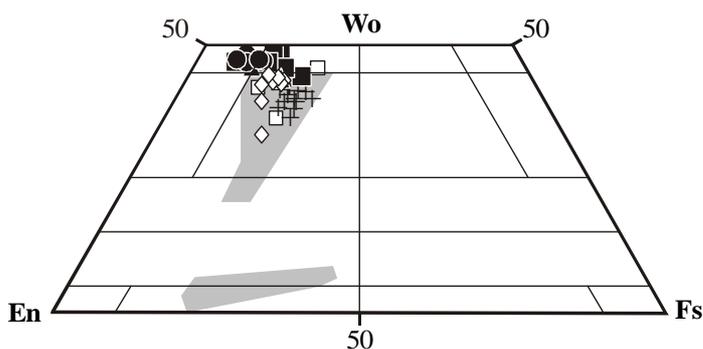


Рис. 6. Составы пироксенов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп на классификационной диаграмме En-Wo-Fs.

Обозначения миналов пироксенов: En – энстатит, Wo – волластонит, Fs – ферросилит.

Таблица 4.
Составы оливинов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп

№ обр.	980		7395			982		
	ВКЛ*	ВКЛ*	ЦВ	ВКЛ*	М	ЦВ	КВ	М
SiO ₂	39,31	37,60	37,00	38,43	36,15	36,81	35,54	33,93
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,28	0,09	0,19	0,03	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,03
Fe ₂ O ₃	0,94	3,03	0,00	0,00	0,00	3,70	3,74	3,71
FeO	17,70	19,29	36,21	25,02	37,04	21,05	26,55	34,53
MnO	0,47	0,61	1,27	0,78	1,34	0,72	1,07	1,41
MgO	42,59	39,83	24,35	35,43	24,16	37,96	33,00	26,20
CaO	0,28	0,28	0,34	0,43	0,32	0,22	0,24	0,23
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,30	100,66	99,49	100,21	99,27	100,58	100,29	100,18
Tf	0,50	0,67	1,59	0,89	1,66	0,78	1,21	1,65
Fo	79,96	75,82	53,59	70,99	52,85	72,94	65,47	54,30
Fa	19,53	23,52	44,82	28,12	45,49	26,28	33,32	44,04
n*	2	4	2	2	3	3	3	2

№ обр.	7311			1020			7373.2	
	ЦВ	КВ	М	ЦВ	КВ	М	ЦВ	КВ
SiO ₂	35,07	34,32	34,05	39,91	38,75	36,59	39,74	39,41
TiO ₂	0,10	0,10	0,13	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,05	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,04
Fe ₂ O ₃	1,10	0,95	1,46	0,04	0,18	0,33	0,50	0,07
FeO	36,27	38,94	43,25	7,33	20,88	26,99	13,47	19,31
MnO	1,42	1,61	1,60	0,14	0,57	1,45	0,23	0,33
MgO	26,12	23,43	20,83	49,29	39,81	32,76	45,59	41,64
CaO	0,24	0,19	0,20	0,09	0,21	0,58	0,20	0,24
Na ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,37	99,64	101,61	96,87	100,44	98,76	99,75	101,07
Tf	1,69	1,96	1,94	0,15	0,62	1,69	0,24	0,35
Fo	54,61	50,20	44,57	92,13	76,64	67,00	85,16	79,02
Fa	43,70	47,84	53,49	7,72	22,74	31,31	14,59	20,63
n*	1	3	1	1	2	1	3	2

Примечание к таблице 4. Fe₂O₃ и FeO рассчитано по стехиометрии оливинов по формуле X₂Y₁O₄. вкл* - включение оливина в плагиоклазе. Другие обозначения и наименование образцов пород см. в табл.2.

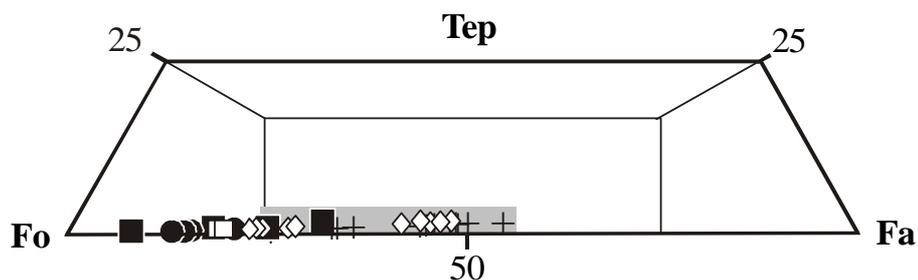


Рис. 7. Составы оливинов пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп на классификационной диаграмме Fo-Тер-Fa.

Обозначения миналов оливинов: Fo – форстерит, Тер – тефроит, Fa – фаялит.

распространенными составами среди шпинелей из абсарокитов и верлитов являются субферриалюмохромиты и ферриалюмохромиты. Менее распространены хромиты и субферрихромиты. Высокохромистые шпинели являются более ранней фазой включений в оливинах и реже в клинопироксенах верлитов, так как наблюдается переход от их составов к составам субферриалюмохромитов в направлении центр-край отдельных зерен. Хромистые магнетиты верлитов отличаются низкими концентрациями TiO₂ и содержатся в виде включений в Сrx (табл. 5).

В ксенолитах верлитов из абсарокитовых лав шлаковых конусов в мелкокристаллическом мезостазице в виде включений в кристаллах клинопироксенов и в ассоциации с хромистыми титаномagnetитами установлены флогопитовые слюды (табл. 6). Особенности флогопитов являются их достаточно низкая титанистость (TiO₂ - 2,7-2,8 вес.%) и высокая глиноземистость (Al₂O₃ - 16,4-17,0 вес.%), а также заметные содержания Cr₂O₃ (0,39-0,58 вес.%). Слюды в других исследованных образцах пород не обнаружены.

Таким образом, по составам породообразующих минералов мегаплагиофировые шошонитовые базальты вулкана Теклетунуп обособлены от главного эволюционного ряда субщелочной серии. Удивительно близким к ним минеральным парагенезисом обладают, как уже отмечалось, и мегаплагиофировые шошонитовые базальты экструзий Шадринских сопок (Западная Камчатка) (табл.2-5, рис. 5-8). В виде включений в мегакристаллах плагиоклаза в шошонитовых базальтах Шадринских сопок присутствуют чермакитовые амфиболы (табл. 7).

В отличие от составов минералов из пород шошонит-латитовой серии осевой зоны вулканического пояса Срединного хребта (вулкан Уксичан) [1, 12, 22, 26] плагиоклазы шошонитовых базальтов вулкана Теклетунуп в соответствии с общей более высокой калиестью пород характеризуются повышенными содержаниями Or-минала, клинопироксены шошонитов и латитов являются более титанистыми, а оливины обладают более высокими содержаниями MnO.

Петрохимия и геохимия пород

Положение точек составов пород ШЛ серии вулкана Теклетунуп на классификационной диаграмме K₂O-SiO₂ (рис. 4) показывает устойчивое возрастание калиевой щелочности пород в эволюционном ряду шошонитовые базальты - шошониты - латиты. Общая высокая щелочность этих образований выделяет их не только по отношению к известково-щелочным умереннокалиевым вулканитам Камчатки, но также и

Таблица 5.

Составы шпинелидов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп

№ обр.	980				7395			982			7311		
	ЦВ	ВКЛ*	ЦВ	М	ЦВ	КВ	М	М	М	М	М	М	
SiO ₂	0,02	0,06	0,11	0,01	0,03	0,05	0,15	0,00	0,04	0,07			
TiO ₂	5,45	6,04	8,38	12,41	9,74	8,66	13,65	11,05	14,42	17,62			
Al ₂ O ₃	6,62	5,06	4,49	2,23	3,30	3,83	1,82	3,43	2,22	1,48			
Cr ₂ O ₃	0,51	0,02	0,09	0,04	0,08	0,08	0,05	0,03	0,04	0,06			
Fe ₂ O ₃	52,69	54,99	51,05	45,04	48,62	50,39	41,70	44,39	38,09	31,24			
FeO	31,16	32,04	35,69	39,10	36,65	35,54	40,54	37,32	40,98	44,84			
MnO	0,47	0,54	0,68	0,89	0,71	0,76	0,85	0,77	0,96	0,78			
MgO	3,83	3,53	2,72	2,19	2,44	2,56	1,84	2,14	1,24	0,71			
CaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,17	0,28	0,43	0,07			
Na ₂ O	0,00	0,08	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00			
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Сумма	100,75	102,33	103,24	102,00	101,58	101,89	100,78	99,41	98,41	96,84			
Al	16,30	12,57	12,09	7,16	9,57	10,62	6,38	10,79	8,33	6,89			
Fe ³⁺	82,85	87,40	87,75	92,74	90,29	89,23	93,50	89,14	91,58	92,93			
Cr	0,84	0,03	0,16	0,10	0,15	0,15	0,12	0,07	0,09	0,17			
n*	1	2	2	3	2	2	3	1	2	2			

№ обр.	1020				7373.2					
	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*	ВКЛ*
SiO ₂	0,36	0,21	0,05	0,04	0,03	0,04	0,19	0,12	0,17	0,21
TiO ₂	0,31	0,55	4,36	5,30	0,20	2,25	1,31	0,83	0,62	0,31
Al ₂ O ₃	6,37	18,57	6,99	12,63	5,74	29,39	15,53	15,33	15,96	6,66
Cr ₂ O ₃	56,88	39,74	18,49	14,09	7,71	11,63	29,66	33,68	41,80	52,65
Fe ₂ O ₃	5,38	10,47	33,86	30,80	54,77	20,84	21,92	18,52	11,21	8,82
FeO	19,17	17,99	27,48	27,30	25,47	25,22	21,48	21,33	18,25	21,11
MnO	0,40	0,33	0,69	0,63	1,09	0,35	0,40	0,40	0,34	0,48
MgO	8,72	10,96	4,76	6,09	2,97	7,74	8,56	8,43	10,63	7,15
CaO	0,07	0,11	0,15	0,15	0,44	0,28	0,15	0,02	0,00	0,21
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	97,66	98,94	96,83	97,05	98,45	97,74	99,23	98,67	98,99	97,60
Al	13,28	35,73	17,04	30,26	12,49	58,20	31,37	30,82	31,19	13,99
Fe ³⁺	7,16	12,90	52,71	47,11	76,24	26,35	28,37	23,77	13,99	11,83
Cr	79,56	51,37	30,25	22,64	11,27	15,45	40,26	45,41	54,81	74,18
n*	3	3	1	1	2	1	2	5	3	1

Примечание. Fe₂O₃ и FeO рассчитано по стехиометрии шпинелей по формуле X₁Y₂O₄. вкл* - включения шпинелидов в оливинах и клинопироксенах. Другие обозначения и наименование образцов пород см. в табл.2.

в сравнении с составами пород высококальциевых серий осевой зоны вулканического пояса Срединного хребта [1, 2, 5-7, 12, 16, 22].

В процессе эволюции составов пород ШЛ серии в направлении к латитам происходит снижение содержаний ряда петрогенных (MgO, CaO, P₂O₅) и редких элементов (Sr, Cu, Co, V), тогда как концентрации Na₂O, Ba, Pb, B и редкоземельных

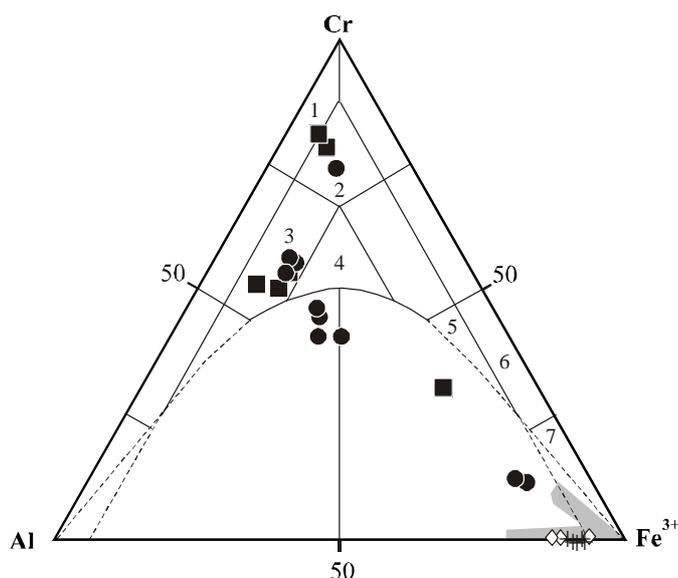


Рис. 8. Составы шпинелидов из пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп на классификационной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺.

Обозначения точек составов шпинелидов см. на рис. 4, 5. Диаграмма Al-Cr-Fe³⁺ для шпинелидов приведена по [21]: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – субферриалюмохромит, 4 – ферриалюмохромит, 5 – субалюмохроммагнетит, 6 – хроммагнетит, 7 – магнетит. Поле составов шпинелидов из пород вулкана Уксихан: направление эволюции составов магнетитов в сторону увеличения Cr-составляющей соответствует базальтоидам верхнеплейстоцен-голоценовых ареальных вулканических построек.

Таблица 6.

Составы флогопитов из верлитовых включений в абсарокитах шлаково-лавового конуса «1001 м» района вулкана Теклетунуп

№ обр.	7373.2		
	вкл*	вкл*	вкл*
SiO ₂	37,19	38,12	37,23
TiO ₂	2,83	2,74	2,75
Al ₂ O ₃	16,47	17,00	16,38
Cr ₂ O ₃	0,49	0,58	0,39
FeO*	7,20	7,39	7,29
MnO	0,09	0,08	0,08
MgO	19,30	18,54	18,62
CaO	0,08	0,11	0,11
Na ₂ O	0,88	0,76	0,86
K ₂ O	9,25	9,42	9,41
ОН	4,09	4,14	4,05
Сумма	97,87	98,88	97,17
f*	17,49	18,45	18,17

Примечание. f* - коэффициент железистости флогопитов. вкл* - включения флогопитов в кристаллах Crx в ассоциации с включениями хромистых TiMgt.

элементов (REE) возрастают (табл. 8, рис. 9, 10). Значимые отрицательные аномалии Eu/Eu* (0,59-0,73) (табл. 8) фиксируются здесь исключительно для афировых и стекловатых разностей пород (шошониты, латиты и их игнимбриты) (рис. 11). Мегаплагиофировые шошонитовые базальты в связи со своей обогащенностью полевошпатовой составляющей обособлены от общего тренда шошонитов и латитов высокими содержаниями Al₂O₃, CaO, а также Sr. Соответственно, им свойственны и более низкие концентрации TiO₂, FeO, MgO, Ba, Zn, B, F и REE.

Важно отметить, что порфиоровые шошониты и игнимбриты латитов по отношению к другим типам пород субщелочной серии имеют несколько повышенные концентрации летучих компонентов - B, F (табл. 8). В целом, для ШЛ серии вулкана Теклетунуп обнаруживается толеитовая тенденция в распределении FeO (рост отношений FeO*/MgO

Таблица 7.

**Составы амфиболов из мегаплагиофировых шошонитовых базальтов
Шадринских Сопок (Западная Камчатка)**

№ обр.	7395			
	вкл*	вкл*	вкл*	вкл*
SiO ₂	40,35	38,17	38,44	38,82
TiO ₂	3,28	3,48	3,26	3,63
Al ₂ O ₃	3,67	3,34	2,96	2,57
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	25,65	26,28	25,25	25,04
MnO	0,69	0,72	0,79	0,69
MgO	12,78	11,96	13,06	14,07
CaO	11,73	11,29	11,85	12,03
Na ₂ O	0,41	0,46	0,57	0,22
K ₂ O	0,26	0,13	0,50	0,20
Сумма	98,82	95,83	96,68	97,27
m*	0,60	0,58	0,64	0,69

Примечание. m* - коэффициент магнезиальности амфиболов - Mg/(Mg+Fe²⁺). вкл* - включения амфиболов в плагиоклазах. Другие обозначения и наименование образцов пород см. в табл.2.

от шошонитовых базальтов к латитам) и высокие значения величин K₂O/Na₂O - отношения (0,8-1,2).

От ряда составов пород ИЩ серии верхнеплиоцен-среднеплейстоценового стратовулкана Теклетунуп шошонитовые базальты, шошониты и латиты отличаются более низкими содержаниями TiO₂, FeO*, MgO, CaO и высокими P₂O₅, Ba, Sr, Pb, Zr, LREE, Th, U, а концентрации в шошонитовых базальтах Cu аномальны (до 410 г/т). Степень фракционирования REE на уровне базальтоидных составов пород по сравнению с ИЩ серией в них существенно выше (рис. 11).

Абсарокиты шлаково-лавового конуса «1001 м» выделяются среди субщелочных вулканитов района своей высокой магнезиальностью и высокими содержаниями Co, Ni, Cr, а также повышенными концентрациями редкоземельных элементов и степенью их фракционирования. При этом они значительно обеднены TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, Ba, Sr, Ta и Nb.

В сравнении с умереннокалиевыми вулканитами Восточной Камчатки и умеренно- и высококалиевыми лавами осевой зоны Срединного хребта породы ШЛ серии отличаются пониженными содержаниями TiO₂, FeO, MgO, CaO, Zn, В и более высокими концентрациями P₂O₅, Ba, Sr, Rb, Pb, Cu, F, U, Th. Степень фракционирования REE в них значительно выше (La/Yb от 8,1 до 11,5 против La/Yb от 2 до 4 - в породах вулканов Гамченского хребта Восточной Камчатки [5, 6, 16], и La/Yb - 4-9 - в породах вулкана Уксичан [1, 2] (рис. 11).

Геохимические особенности субщелочных калиевых пород вулкана Теклетунуп показаны на «спайдердиаграмме» распределения гигромагматофильных элементов (рис. 12). На уровне шошонитовых базальтов тренды распределения элементов обладают

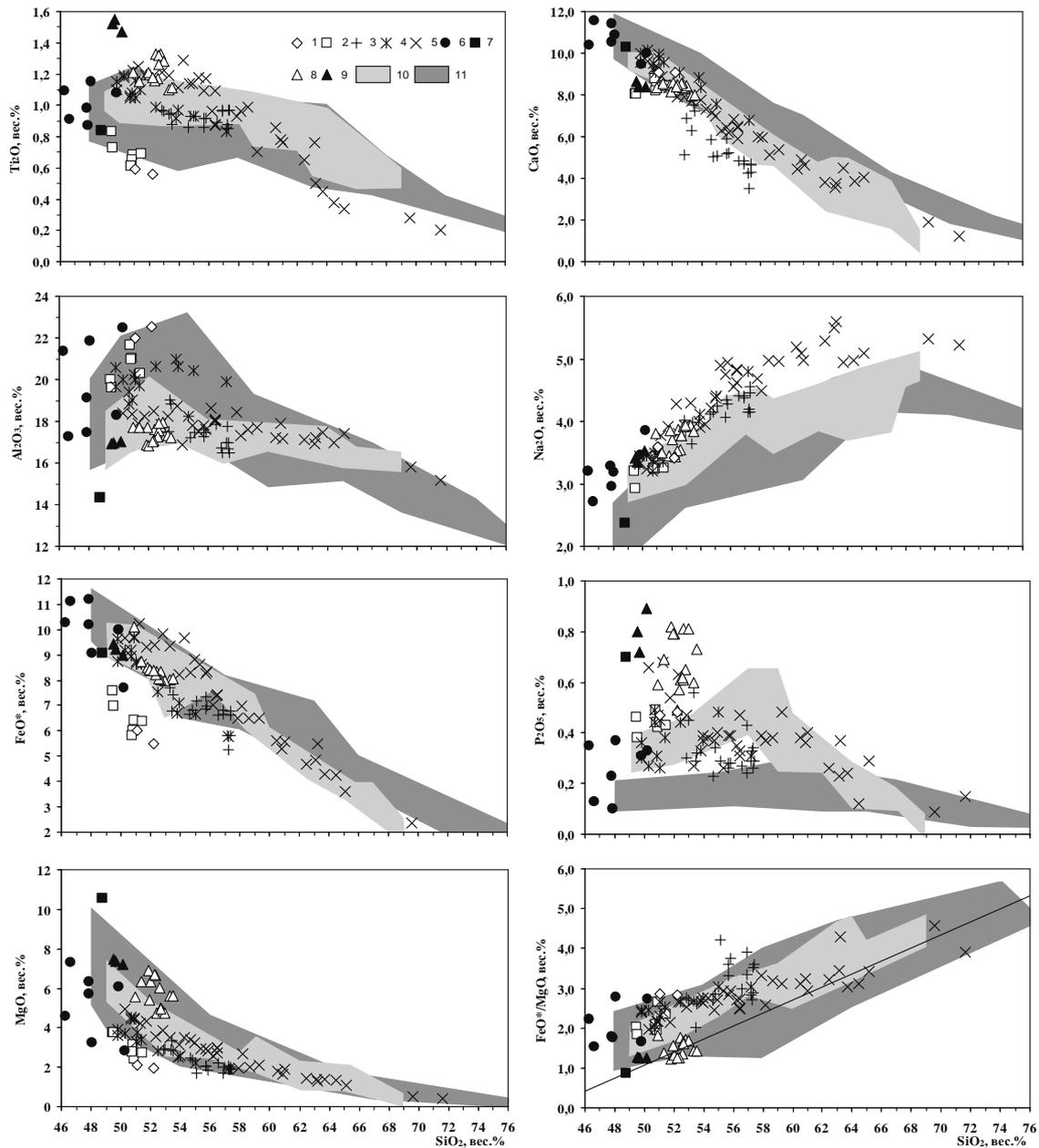


Рис. 9. Распределение петрогенных элементов в породах вулкана Теклетунуп и других вулканических сооружений его территории.

Точки составов пород: 1-3 - шошонит-латитовой серии щитового вулкана Теклетунуп, $N_1^3-N_2^1$ (1-мегаплагиофировые шошонитовые базальты экструзий Шадринских сопок, Западная Камчатка; 2 - мегаплагиофировые шошонитовые базальты и 3 - шошонитовые базальты, шошониты и латиты щитового вулкана Теклетунуп); 4-6 - умереннокалиевой известково-щелочной серии стратовулкана Теклетунуп, $N_2^3-Q_2$ (4 - плагиофировые глиноземистые базальты и андезито-базальты, 5 - базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и риодациты; 6 - ксеногенные включения габбро из андезитов струтовулкана и верхнеплейстоценовых базальтов ареальных вулканических построек); 7-9 - базальтов вулканических построек Q_{3-4} (7 - абсарокиты вулканической постройки «в.1001м»; 8 - умереннокалиевые известково-щелочные базальты вулканов Алнгей и Плоский, а также умереннокалиевые базальты ареальных шлаковых конусов района вулкана Плоский; 9 - высококалиевые и высокотитанистые базальты ареальных шлаковых конусов).

Поля составов пород: 10 - высококалиевой и шошонит-латитовой серий центральной зоны вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, вулкан Уксичан (приведено по данным [1, 2]), 11 - умереннокалиевой серии Восточного вулканического пояса Камчатки (N_2-Q_{1-4} вулканические постройки Гамченского хребта - по [5, 6, 16]).

Таблица 8.
Содержания петрогенных и редких элементов в породах шононит-латитовой серии вулкана
Теклетунун

№ обр.	103 4	7395 *	7319 *	100 6	7304 *	981	982	7306 *	100 7	7311 *	7343 *	102 0	7373. 2*	7373. 3*
Пород а*	МШ Б	МШ Б	МШ Б	МШ Б	ШБ	АШ	ПШ	ИГ Ш	ИГ Л	Л	Л	АБ С	В	П
SiO ₂	51,0 8	52,1 9	51,4 5	49,5 1	52,9 6	55,0 9	53,5 2	55,8 2	57,1 9	57,3 7	57,2 6	48,7 8	46,30	47,44
TiO ₂	0,59	0,56	0,69	0,73	0,96	0,93	0,88	0,92	0,85	0,97	0,88	0,84	0,35	0,71
Al ₂ O ₃	21,9 9	22,5 2	20,2 7	19,6 1	17,7 3	17,4 7	18,8 3	17,4 6	17,0 0	16,6 8	17,7 5	14,3 6	4,49	7,65
Fe ₂ O ₃	3,55	3,03	4,66	3,99	5,66	5,56	3,80	6,04	3,42	4,75	3,58	3,81	9,85*	9,09*
FeO	2,86	2,78	2,24	3,41	2,96	2,24	4,04	1,62	2,78	2,41	2,06	5,66	0,16	0,15
MnO	0,12	0,16	0,13	0,14	0,17	0,12	0,18	0,19	0,19	0,17	0,14	0,17	0,16	0,15
MgO	2,10	1,94	2,71	3,78	2,96	1,71	2,85	1,86	2,05	1,89	1,93	10,5 4	25,09	15,27
CaO	9,07	9,05	8,45	8,06	6,89	5,05	7,20	5,22	4,24	4,63	3,49	10,3 1	12,53	16,98
Na ₂ O	3,60	3,42	3,26	2,93	3,83	4,24	3,85	4,28	4,14	4,56	4,19	2,37	0,59	0,93
K ₂ O	2,79	2,81	3,32	3,45	3,65	4,76	3,24	4,02	4,30	4,14	5,43	2,12	0,47	0,47
P ₂ O ₅	0,47	0,48	0,57	0,79	0,69	0,81	0,61	0,63	0,47	0,68	0,59	0,29	0,06	0,06
шп*	0,24	0,71	1,97	3,14	1,15	1,68	0,51	1,60	2,94	1,43	1,85	0,25	0,26	1,40
Сумма	98,4 6	99,6 5	99,7 2	99,5 4	99,6 1	99,6 6	99,5 1	99,6 6	99,5 7	99,6 8	99,1 5	99,5 0	100,1 5	100,1 5
Rb	38	42	57	78	46	41	42	32	53	40	96	43		
Ba	140	1580	1440	150	1828	220	190	2100	230	2300	2400	300		200
Sr	136	1260	1140	143	897	870	116	960	860	840	600	820	180	290
Zn	69	66	81	75	124	81	87	72	100	90	75	73	73	58
Pb	13,0	17,0	19,0	15,0	13,0		13,0	23,0	19,0	27,0		3,2		
Sn	1,7			1,8	1,0		1,5		2,0			1,4	3,2	3,3
Cu	224	264	280	410	360	180	290	110	34	23	28	146	118	222
Co	21	16	26	21	24	14	16	17	10	13	10	39	92	41
Ni	25	9	10	12	10	10	10	10	10	10	10	180	735	130
Cr	30	11	55	25	53	20	20	20	20	20	20	500	4050	1500
V	275	185	278	220	378	260	270	270	140	210	140	300	124	241
Sc	64	12	16	52	20	17	19	19	90	20		39	55	96
B	18			5	8		19		36			31	5	12
Be	1,15			2,35	1,10		1,00		1,35			1,30	0,45	0,55
F	430			400	670		760		900			100	700	1600

Таблица 8 (окончание).

№ обр.	103		7395		7319		100		7304		982		7306		100		7311		7343		102		7373.		
	МШ	Б	МШ	Б	МШ	Б	МШ	Б	МШ	Б	АШ	ПШ	ИГ	Ш	ИГ	Л	Л	Л	Л	АБ	С	В	П	3*	
Ta			0,15	0,40	0,15	0,40	0,15	0,40	0,15	0,40			0,20		0,20					0,20					
Nb	2,6	1,7	2,6	4,9	2,6	4,9	2,0	2,0	5,0	1,6	1,6	3,0	3,0	2,6	2,6	3,4	6,0	6,0	2,3	2,3					
Zr	135	96	129	270	124	176	176	176	176	95	160	195	160	195	160	157	204	204	225	225					
Hf	2,6		2,8	4,9	3,5	1,6				1,6		4,0		4,0					5,8	5,8					
Th		4,0	3,4		3,3					3,3		3,4	3,8	5,0	7,4	2,0			2,0	2,0					
U		1,7	2,1		1,8					1,8		2,4	2,8	2,4	5,0	0,8			0,8	0,8					
La*		17,3	15,6	21,0	19,4	31,0	26,0	20,0	24,0	27,2	37,0	20,0	24,0	27,2	37,0	3,2									
Ce		36,0	32,6	37,0	37,8	67,0	43,0	47,0	51,8	80,0	7,5	42,0	54,0	51,8	80,0	7,5									
Nd		20,0	19,2	21,0	18,9	38,0	27,0	32,0	29,1	51,0	9,0	24,0	39,0	29,1	51,0	9,0									
Sm		4,0	5,9	5,0	5,8	7,9	5,9	5,0	7,1	9,5	1,9	5,0	7,1	9,5	1,9										
Eu		1,31	1,45	1,40	1,85	1,60	1,90	1,30	1,80	2,60	0,58	1,30	1,80	2,60	0,58										
Gd		3,8	5,3	5,0	5,7	8,8	6,9	5,9	5,2	6,9	2,0	5,9	5,2	6,9	2,0										
Tb		0,59	0,73		0,74																				
Dy				3,3		5,5	4,3	4,6																	
Ho				0,61		1,10	0,75	0,90																	
Er						2,80	2,20	2,20																	
Tm		0,30	0,41		0,38																				
Yb		1,97	1,90	2,00	2,40	2,70	2,40	2,00	2,60	1,90	0,59	2,00	2,60	1,90	0,59										
Lu		0,27	0,22	0,17	0,40	0,34	0,26	0,33	0,40	0,18		0,33	0,40	0,18											
Y		17,9	15,4	15,0	28,9	25,0	23,0	27,5	33,2	16,0	5,8	22,0	33,2	16,0	5,8										
La/Yb		8,78	8,21		8,08	11,4	10,8	10,0	10,4	19,4	5,42	10,0	10,4	19,4	5,42										
Eu/Eu*		1,01	0,77		0,97	0,58	0,90	0,73	0,86	0,93	0,90	0,73	0,86	0,93	0,90										

Примечание. Данные (№ обр.) из коллекции автора и * - О.Н. Вольница. Петрогенные окислы - в вес.%, редкие элементы - в г/т. Методы анализа: петрогенные окислы - RFA; Rb, Ba, Sr - XRF, INNA; Zn, Pb, Sn, Cu, Co, Ni, Cr, V, Sc, В, Be F - химический спектральный, атомно - абсорбционный, INNA; Ta, Nb, Zr, Hf - химический спектральный, INNA; TR - INNA (La*), химический спектральный; Th, U - гамма-спектральный, INNA. Анализы выполнены в лабораториях Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Eu/Eu* - по нормированым к С1 величинам содержания (Eu*/Eu)/((Sm+Gd)/2)). Порода* - сокращенные наименования пород: 1034 - 7395 - экзотрици Шадринских сопок (Западная Камчатка) - МШБ - мегаталафириновый шононитовый базальт; 7319 - 7343 - шитовой вулкан Теклетунуп (Ng³-Ng₂¹) - МШБ - мегаталафириновый шононитовый базальт; ШБ - шононитовый базальт; АШ - афириновый шононит; ПШ - порфирировый шононит; ИГШ - итнимбриит шононита; ИГЛ - итнимбриит латита, Л - латит; 1020-7373.2 - шлаково-лавовый конус в. 1001 м (Q₃)-АБС - абсарокит, В - включение верлита, П - включение пироксенита.

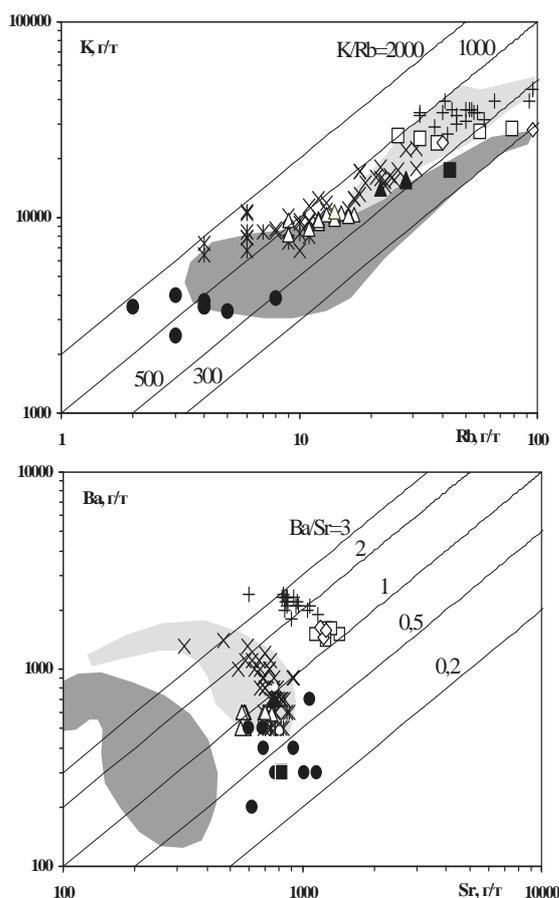


Рис. 10. Распределение K, Rb, Ba и Sr в породах вулкана Теклетунуп и других вулканических сооружений его территории.

Условные обозначения точек и полей составов пород см. на рис. 9.

глубокими минимумами по Th и Nb максимумами по Ba, K, Sr, что характерно для известково-щелочных серий пород островных дуг и активных континентальных окраин [10, 11, 12, 22]. С другой стороны, абсарокиты отличаются отсутствием максимумов по Ba и Sr, а лавы одновозрастных с ними умеренно- и высококальциевых базальтов ареальных шлаковых конусов по характеру распределения гигромагматофильных элементов обладают сходством с одноименными породами окраинно-континентального рифта Рио-Гранде [12, 22, 33].

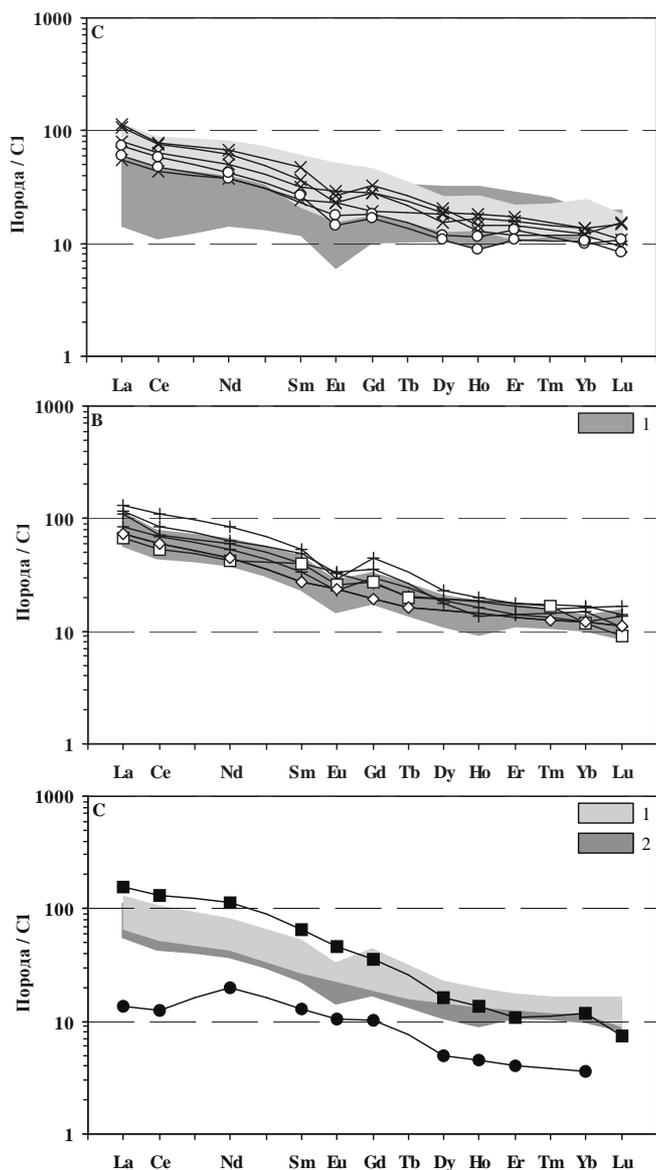
Геохимические характеристики мегаплагиофировых шошонитовых базальтов вулкана Теклетунуп в полной мере соответствуют и одноименным образованиям Шадринских сопок (Западная Камчатка) (табл. 8, рис. 9-11).

Модель формирования дифференцированного ряда пород шошунит-латитовой серии, исходные магмы

Положение различных типов лав шошунит-латитовой серии пород в разрезах плиоценовой щитовой постройки вулкана Теклетунуп указывает на формирование на инициальной стадии его развития покрова мегаплагиофировых шошонитовых базальтов. Насыщенность кристаллическим Pl компонентом обусловила, вероятно, низкую подвижность лав и, как следствие, значительные мощности лавового покрова вблизи магмовыводящей системы разломов. Формирование мегаплагиофировых базальтоидных расплавов происходило в промежуточной магматической камере, локализованной в пределах коры, что согласуется с данными исследований по мегаплагиофировым субщелочным базальтоидам Толбачинской ареальной зоны (БТТИ). С.А. Федотовым с соавторами [27] глубины залегания магматических резервуаров для таких расплавов определены как не превышающие 5 км. В петрогенетической модели, рассматриваемой в данной работе, предполагается, что исходными расплавами для мегаплагиофировых субщелочных базальтоидов служили магнезиальные абсарокитовые магмы. Дифференциация таких магм с удалением из расплава Ol-Srx компонента могло приводить к увеличению глиноземистости остаточных магм и повышению их калиевой и, в меньшей степени, натровой щелочности. Возможными доказательствами этого процесса являются данные о близости составов Ol из включений в Pl мегаплагиофировых базальтов (Fa₁₉₋₂₈) и Ol из абсарокитов (Fa₇₋₂₃), присутствии в тех и других салитовых Srx и относительно повышенные содержания Cr₂O₃, Al₂O₃ в титаномагнетитах мегаплагиофировых лав. Отчетливое соответствие составов Ol, Srx и включений

шпинелидов в этих минералах из абсарокитов и их верлитовых ксенолитов может служить признаком генетического родства этих образований. Вероятно, что на верхнеплейстоце-

Рис. 11. Распределение редкоземельных элементов в породах шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп.



Содержания редкоземельных элементов в породах нормированы на концентрации в углистом хондрите C1 по [32].

Условные обозначения точек составов пород см. на рис. 4 (залитый знак кружка - состав включения верлитов из абсарокитов). Поля составов пород: на диаграмме А см. на рис. 9; на диаграмме В - (1) для умереннокалиевой известково-щелочной серии вулкана Теклетунуп; на диаграмме С - (1) - для шошонит-латитовой и (2) - для умереннокалиевой известково-щелочной серий вулкана Теклетунуп.

новом этапе внедрения субщелочных магм происходила ассимиляция абсарокитовым расплавом ксеногенного материала области плиоценовых и плейстоценовых магматических камер. Это подтверждается разнообразием типов ксеногенных включений из абсарокитов. Помимо верлитов, дунитов и пироксенитов, среди них широко распространены габброидные ксенолиты, отвечающие по минеральному составу базальтоидам и габбро ниже-среднеплейстоценового вулкана Теклетунуп.

Температуры кристаллизации P1 из мегаплагиофировых субщелочных базальтов, рассчитанные по методу [41] при P=1 кб, составляют 823-896 °С, а температуры, полученные для P1 шошонитовых базальтов, заключены в интервале 983-1038 °С, что соответствует данным для субщелочных калиевых базальтоидов других районов Камчатки - 930-1040 °С [30]. Пониженные температуры кристаллизации для мегаплагиофировых пород могут свидетельствовать о длительном протекании этого процесса в условиях малоглубинной локализованной магматической камеры.

Полученные сведения о существенных различиях в составах минералов из мегаплагиофировых шошонитовых базальтов и минералов из пород ряда «шошонит-латит» позволяют предполагать, что образование этих комплексов пород происходило в разобщенных магматических резервуарах. Вероятно, что поступление новых порций исходных абсарокитовых расплавов и образование новой промежуточной камеры инициировало извержение мегаплагиофировых лав

Вслед за извержением мегаплагиофировых лав стало возможным поступление расплавов и из новообразованной более глубоко залегающей промежуточной камеры. Для

этого этапа характерно образование афировых-субафировых и редкопорфировых лав шошонитовых базальтов, шошонитов и латитов, а также порфировых шошонитов, что

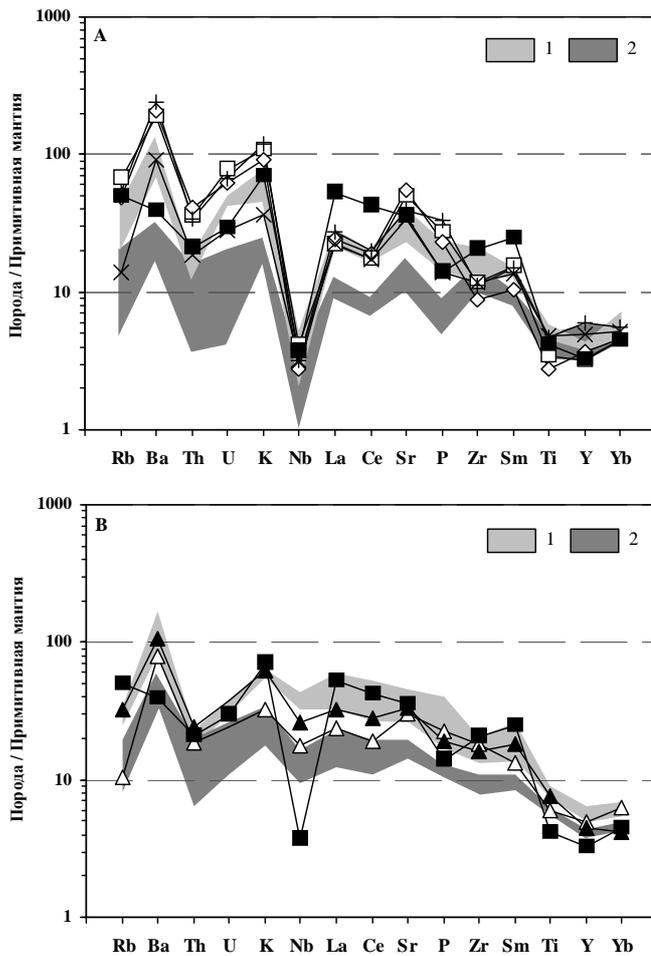


Рис. 12. Спайдердиаграммы распределения гигромагматофильных элементов для базальтоидных пород вулкана Теклетунуп и других вулканических сооружений его территории.

Содержания элементов (г/т) нормированы на их концентрации в примитивной мантии по [56]: Rb-0,86, Ba-7,56, Th-0,096, U-0,027, K-252, Nb-0,62, La-0,71, Ce-1,9, Sr-23, P-90,4, Zr-11, Sm-0,385, Ti-1527, Y-4,87, Yb-0,43. Порядок расположения гигромагматофильных элементов, т.е. обладающих средством к расплаву, от Rb до Yb (с уменьшением степени сродства) принят по [36].

Точки составов пород см. на рис. 9. Поля составов базальтоидов на диаграмме А см. на рис. 1; на диаграмме В: базальтоиды континентального рифта Рио-Гранде (Новая Мексика, Колорадо, США): 1 - умеренно-калиевые базальты, 2 - высококалиевые высокотитанистые базальты [33].

свидетельствует об относительно небольших временных интервалах между следующими друг за другом извержениями, что послужило причиной их низкой степени дифференцированности (SiO_2 - 52-57 вес.%) и слабой насыщенности пород кристаллическим компонентом. Возможность формирования калиевых шошонит-базальтовых расплавов из абсарокитовой магмы косвенно подтверждается присутствием в составе верлитовых включений из абсарокитов тонкокристаллического мезостазиса (раскристаллизованного стекла), среди минералов которого наблюдаются высококалиевые фазы тройных полевых шпатов, Na-санидинов и флогопитов. Завершающий этап эволюции ШЛ серии пород вулкана Теклетунуп связан с извержениями игнимбритов шошонитового и латитового состава. Вероятно, прекращение поступления в промежуточную камеру исходной магмы происходило на этом этапе с продолжением флюидного обогащения остаточного расплава. Такой процесс вызвал пирокластическое извержение, которое привело к частичному опустошению магматического резервуара и формированию неглубокой кальдеры обрушения.

Важным фактом, который обусловил возможность моделирования петрогенезиса ШЛ серии пород вулкана Теклетунуп, является формирование здесь в позднем плейстоцене шлаково-лавового конуса с лавами абсарокитов. Это обстоятельство предполагает развитие процессов калиевого субщелочного магмообразования в регионе на исключительно длительном неоген-четвертичном (Ng_2 -Q3) временном интервале. Между

плиоценовым этапом образования ШЛ серии и позднечетвертичным эпизодом извержения абсарокитовых магм происходило образование крупного стратовулкана Теклетунуп с породами умереннокалиевой известково-щелочной серии, а в ассоциации с абсарокитами формировались высококалиевые и высокотитанистые базальтоиды с внутриплитными геохимическими характеристиками [12, 22]. Такие особенности, наблюдаемые в магматической эволюции территории, наряду с геолого-структурными данными, могут позволить реконструировать неоген-четвертичную историю геодинамического развития тыловой области вулканического пояса Срединного хребта Камчатки.

Оценка возможности реализации процессов кристаллизационной дифференциации проведена расчетами по методу баланса масс (табл. 9, рис. 13) с использованием программного пакета «Crystal» [23]. Для расчетов выбраны пары усредненных составов различных типов пород ШЛ серии вулкана Теклетунуп. В соответствии с характером геологического строения разрезов вулкана и общей гомодромной направленностью его магматической эволюции, в качестве исходных расплавов в каждой из пар пород приняты наиболее основные по кремнекислотности разности, а остаточным или производным расплавом при этом считается состав более кремнекислой породы. Решение задачи баланса масс сводилось к определению количеств модальных минеральных фаз, при удалении которых из исходного расплава (породы) состав остаточного вещества (расплава) соответствовал бы реально наблюдаемым составам пород ШЛ серии на уровне петрогенных компонентов. Составы модальных минералов (табл. 2-5), участвующих в расчетах процесса дифференциации, выбраны по результатам микрозондового анализа и отвечают наиболее распространенным составам центральных зон вкрапленников и включений минералов из шошонитовых базальтов и шошонитов, то есть являются наиболее ранними фазами кристаллизации. В качестве исходного расплава для ШЛ серии, как уже отмечалось, принят состав абсарокита. Следует подчеркнуть, что при нарушении принятых условий, то есть при включении в расчеты составов микролитовых или малораспространенных минеральных фаз и изменении порядка кристаллизации пород гомодромного ряда положительных решений не получено.

В связи с предположением об образовании мегаплагиофировых разностей шошонитовых базальтов и ряда пород «шошонитовый базальт - шошонит - латит» в результате магматической эволюции двух разноглубинных промежуточных камер, требовалось доказать происхождение и тех и других из абсарокитового расплава одного и того же состава. Результаты расчетов демонстрируют положительное решение о возможности реализации процессов кристаллизационной дифференциации абсарокитового расплава при формировании этих групп пород (табл. 9, рис. 13). При удалении из абсарокитового расплава ОI и Сrx (с преобладанием клинопироксеновой составляющей) и крайне незначительных количеств РI и Мgt формируются остаточные расплавы имеющие состав мегаплагиофировых шошонитовых базальтов. Это справедливо как для пород вулкана Теклетунуп, так и для одноименных образований Шадринских сопок. Другим направлением дифференциации, которая приводит к образованию из абсарокитовой магмы субафировых и редкопорфировых шошонитовых базальтов, является участие в процессах фракционирования, наряду с ОI и Сrx, значительных количеств РI. Примечательно, что состав рестита (кумулята) отвечает в первом случае составам верлитов, а в другом - пироксенитов, которые наблюдаются в абсарокитах в виде ксеногенных включений (табл. 8, 9). Однако, существует вероятность и мантийного происхождения ксеногенного материала, ассимилированного субщелочной магмой.

Расчетами показано, что направление кристаллизационной дифференциации, которое приводит к образованию мегаплагиофировых шошонитовых базальтов не имеет

продолжения. С другой стороны, остаточные расплавы состава субафировых-редкопорфировых шошонитовых базальтов сохраняют способность к дальнейшей дифференциации и продуцируют как порфировые, так и афировые шошониты. Различия в структурных особенностях и составах этих пород обусловлены фракционированием в первом случае ОI-Mgt ассоциации минералов с незначительными долями РI и Ар, а в другом случае требуется фракционирование еще и значительных количеств РI (табл. 9).

Таблица 9.

Расчет модели кристаллизационной дифференциации шошонит-латитовой серии пород вулкана Теклетунуп методом баланса масс

Составы исходных расплавов и фракционирующих минералов														
Исходные расплавы	АБС*						ШБ				ПШ			
№ модели п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Минералы из обр. №	980	7395	980	7395	980	7395	980	7395	980	7395	982			
Количества минералов, участвующих в процессе фракционирования														
РI	1,32	1,45	0,06	-	12,33	11,95	0,63	1,10	13,58	13,75	11,48	16,71	10,12	14,72
Срх	22,46	23,06	22,46	23,02	21,94	22,59	-	-	0,89	0,12	-	-	1,11	2,41
ОI	12,69	13,28	14,30	15,15	13,31	13,84	2,33	2,53	3,60	4,31	1,77	2,72	1,80	1,12
Mgt	0,96	-	1,53	0,28	1,00	-	1,41	1,19	2,08	1,59	0,24	1,22	0,53	1,84
Ар	-	-	-	-	-	-	0,84	0,84	0,96	0,95	-	0,52	0,47	0,37
Составы и относительные объемы остаточных расплавов														
Остаточные расплавы	МШБ		МШБ*		ШБ		ПШ		АШ		АШ	Л	ИГШ	ИГЛ
V (%)	62,58	62,21	61,66	61,55	51,43	51,61	94,89	94,34	78,89	79,28	86,51	78,84	85,97	79,54
S	0,29	0,56	0,90	0,70	0,40	0,54	0,56	0,61	0,53	0,52	0,22	0,32	0,19	0,58

Примечание. В качестве исходных и остаточных расплавов в расчетах использованы средние составы пород вулкана Теклетунуп (сокращенные наименования пород см. в таблице 1) и мегаплагиофировых шошонитовых базальтов Шадринских сопков (МШБ*), а также АБС* - состав абсорокита верхнеплейстоценовой постройки территории вулкана Теклетунуп (№ обр. 1020 в табл. 1). Составы минералов, участвующих в процессах фракционирования, отвечают реальным представительным составам фаз вкрапленников и включений минералов из исследуемых пород (см. табл. 2-5). Состав Ар рассчитан из идеальной формулы. РI-Срх-ОI-Mgt-Ар - количества фракционирующих минералов в % от объема исходного расплава (аббревиатуру названий минералов см. в табл. 1). V (%) - объем остаточного расплава в % от объема исходного расплава. S - сумма квадратов отклонений (при S < 1 - удовлетворительное решение). № п.п. - 1-4 - кумулятивные рестины, отвечающие по составам верлитам ксеногенных включений, 5-6 - то же, отвечающие по составам РI-содержащим пироксенитам ксеногенных включений из абсарокитов. Расчеты проведены с использованием программного пакета «Crystal» [23].

Таблица 9 (окончание).

Исходные расплавы	АБС*					
	№ п.п.	1	2	3	4	5
Составы кумулятивных рествитов						
SiO ₂	45,52	45,06	44,35	44,11	44,99	44,68
TiO ₂	0,69	0,54	0,75	0,57	0,54	0,43
Al ₂ O ₃	3,94	4,07	2,96	2,92	10,88	10,72
FeO*	13,10	13,07	14,65	14,41	10,48	10,53
MnO	0,30	0,39	0,32	0,41	0,25	0,32
MgO	22,92	22,50	24,21	24,06	18,07	17,92
CaO	13,46	13,45	12,74	12,73	14,34	14,34
Na ₂ O	0,30	0,29	0,16	0,15	0,45	0,44
K ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03
Сумма	100,28	99,4	100,16	99,37	100,04	99,41
Остаточные расплавы	МШБ		МШБ*		ШБ	

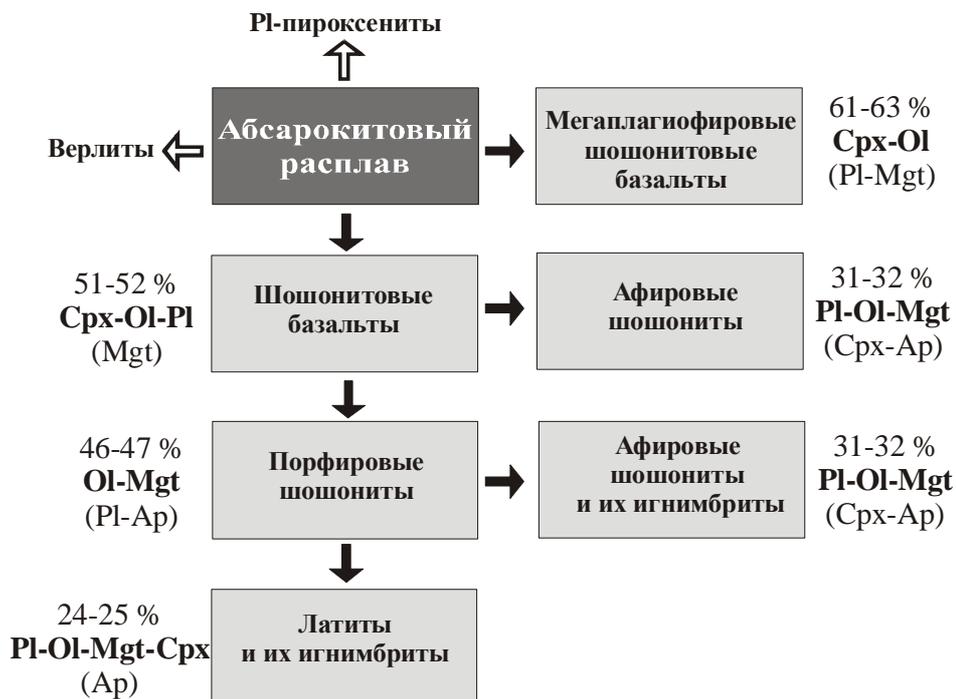


Рис. 13. Схема формирования дифференцированного ряда пород шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп по результатам расчетов методом баланса масс.

На схеме стрелками обозначены направления процессов кристаллизационной дифференциации. Незалитые стрелки указывают на процесс образования кумулятивной фазы верлитового и пироксенитового составов (табл. 8). Приведены объемы (%) остаточных расплавов от объема исходного абсарокитового расплава. Минералы указанные в скобках участвуют в процессе дифференциации в подчиненном объеме.

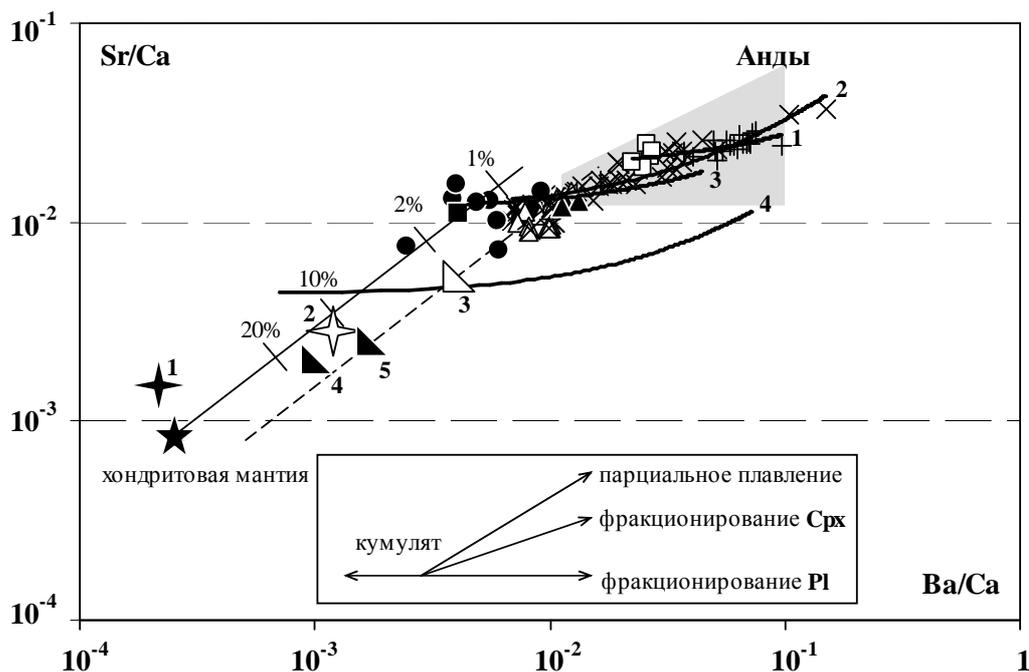
По результатам расчетов формирование афировых шошонитов возможно также при дифференциации расплавов, имеющих состав порфировых шошонитов. Это указывает на продолжение гомодромной эволюции магм с последовательным уменьшением долей кристаллического компонента в составе пород. Наиболее дифференцированными продуктами эволюции шошонитовых расплавов являются афировые латиты и их игнимбриты. В процессе фракционирования при их образовании участвуют все наблюдаемые минеральные фазы (Pl, Crx, Ol, Mgt, Ap) при определяющем значении Pl (рис. 13) с возрастанием концентраций летучих компонентов (B, F).

Таким образом, проведенные расчеты подтверждают возможность формирования ШЛ серии пород вулкана Теклетунуп в результате процессов кристаллизационной дифференциации исходной абсарокитовой магмы. Необходимо, вместе с тем, отметить, что отсутствие оригинальных данных по коэффициентам распределения редких элементов для минералов из исследуемых пород не позволило подтвердить расчеты на микроэлементном уровне. Это, в частности, необходимо для объяснения высокой степени обогащения исходной абсарокитовой магмы REE, тогда как в продуктах дифференциации - шошонитах и латитах уровни концентраций REE значительно ниже. Единственная минеральная фаза в породах ШЛ серии, для которой коэффициенты распределения REE по отношению к расплаву выше единицы, это апатит. Но по результатам расчетов при образовании шошонитовых базальтов эта минеральная фаза в процессе фракционирования не участвует. Кроме того, в ходе эволюции абсарокитовой магмы мог существовать этап формирования промежуточных остаточных расплавов с составом умеренномагнезильного шошонитового базальта. Во всяком случае, моделирование дифференциации расплава, имеющего состав $SiO_2=49,5$; $TiO_2=0,85$; $Al_2O_3=18,0$; $FeO^*=9,9$; $MnO=0,15$; $MgO=7,1$; $CaO=8,5$; $Na_2O=2,7$; $K_2O=2,6$; $P_2O_5=0,5$ (вес.%), при образовании ряда пород «шошонит-латит» дает положительное решение. Возможно, что фракционирование апатита из такого промежуточного расплава и вызвало снижение концентраций REE при образовании шошонитов и латитов.

Для оценки состава мантийного субстрата и степени его плавления в процессе субщелочного магмообразования использованы диаграммы Sr/Ca - Ba/Ca [45, 46] (рис. 14). Этот метод основан на анализе распределения в породах щелочно-земельных некогерентных элементов Ba и Sr по отношению к когерентному Ca. Как видно из диаграммы, исходные абсарокитовые расплавы могут быть продуктом низких, 1,5% и менее, степеней парциального плавления субстрата, имеющего состав хондритовой мантии. Степень плавления субстрата при образовании базальтоидных расплавов ШЛ серии при этом существенно ниже в сравнении с оценками для ИЩ серии пород вулкана Теклетунуп и других высококалийевых и умереннокалийевых известково-щелочных серий Камчатки. Следует отметить, что наблюдается смещение точек составов шошонитовых базальтов от линии парциального плавления в сторону обогащения Ba. Это может быть связано с метасоматическими изменениями состава мантийного субстрата в направлении обогащения источника некогерентными элементами под влиянием флюидного потока из зоны дегидратации субдуцируемой океанической литосферы. Другим объяснением относительного обогащения шошонитовых базальтов Ba может служить то, что они не отвечают по составу исходным расплавам, а уже являются продуктом дифференциации, как предполагают результаты расчетов. В этом случае, тот факт, что точка состава абсарокитов на диаграмме Sr/Ca - Ba/Ca (рис. 14) расположена на линии парциального плавления хондритовой мантии без смещения в направлении обогащения Ba, может свидетельствовать о формировании этих пород с участием кумулятивных процессов (Ol, Crx).

Таким образом, образование исходных абсарокитовых магм могло происходить в результате низкой степени парциального плавления мантийного субстрата, имеющего

состав флогопит-содержащих верлитов и пироксенитов, то есть обогащенного источника.



Ранее, на основе анализа изотопно-геохимических характеристик магматических пород делались выводы о существовании под структурой вулканического пояса Срединного

Рис. 14. Диаграмма Ba/Ca - Sr/Ca по [45, 46] для пород вулкана Теклетунуп.

Условные обозначения точек составов пород вулкана Теклетунуп см. на рис. 9.

Другие точки составов на диаграмме: 1 - N-MORB, 2 - E-MORB, 3 - базальтовый слой континентальной литосферы [39, 53, 54], 4 - верлитовое и 5 - пироксенитовое включения из абсарокитов вулкана Теклетунуп. На врезке: направление процессов эволюции составов расплавов при парциальном плавлении магнообразующего субстрата, кристаллизационной дифференциации расплавов и кумуляции Pl-Srx минеральных фаз. Линия парциального плавления хондритовой мантии (сплошная) и доли плавления (20% - 1%), а также поле составов щелочных базальтов и шошонитов для Центральных Анд (Анды) приводятся по [21]. Линия парциального плавления Phl-содержащих пироксенитов (пунктирная). Линии трендов эволюции составов серий пород: 1 - шошонит-латитовая и 2 - умереннокалиевая известково-щелочная серии вулкана Теклетунуп; 3 - высококалиевая и шошонит-латитовая серии вулкана Уксичан (Срединный хребет) по данным [1, 2, 22]; 4 - низко- и умереннокалиевая известково-щелочные серии вулканических построек Гамченского хребта (Восточная Камчатка) по данным [5, 6, 16]. Расчеты проведены по концентрациям в г/г.

хребта Камчатки обогащенного источника типа ОИВ (базальты океанических островов) [34]. В случае с образованием ШЛ серии пород вулкана Теклетунуп следует, вероятно, предполагать вторичное метасоматическое обогащение мантийного субстрата, а источник ОИВ может участвовать в образовании высокотитанистых базальтов ареального этапа вулканизма (Q₃-Q₄). Кроме того, отметим, что все точки составов пород вулкана Теклетунуп совпадают с полем составов щелочных и субщелочных вулканитов активной окраины Центральных Анд, где мощность континентальной коры достигает 70 км, а глубина погружения зоны субдукции оценивается величиной в 650 км [13].

Вещественных признаков взаимодействия ШЛ расплавов с коровым материалом не наблюдается, однако при протекании процессов дифференциации магм в промежуточных магматических камерах ассимиляция вмещающих пород возможна. Данные по изотопии

Sr не подтверждают значимости таких процессов. Значения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород ШЛ серии вулкана Теклетунуп находятся в пределах 0,70295-0,70380 с ошибкой определения $\pm 0,00012$ -0,00025 [22], что соответствует интервалу значений для островодужных вулканических серий Камчатки - 0,70301-0,70455 [12].

Геодинамическая позиция позднемиоцен-раннеплиоценового шошонит-латитового магматизма тыловой зоны Срединного хребта, выводы

Щитовой вулкан Теклетунуп с породами шошонит-латитовой серии был образован на позднемиоцен-нижнеплиоценовом этапе развития вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Возраст его формирования, несмотря на имеющиеся геолого-стратиграфические наблюдения, требует подтверждения методами прецизионного абсолютного датирования. На этом временном интервале магматическая активность территории должна была быть связана с развитием современной верхнемиоцен-четвертичной зоны субдукции. Однако этот этап был близок временному интервалу между прекращением эволюции более ранней олигоцен-миоценовой островодужной структуры и началом нового субдукционного процесса в Курило-Камчатском глубоководном желобе [18].

Согласно сводке [13], скорость современной субдукции океанической плиты для Курило-Камчатской островодужной системы определена значением в 8,3 см/год при угле наклона 35-59°. Расстояние от глубоководного желоба до места локализации структуры вулкана Теклетунуп составляет около 400 км (рис. 15). Расчеты показывают, что при наиболее пологом угле наклона современной субдукции и условии, что ее параметры не изменялись во времени и по глубине, фронт магматических процессов, связанных с поддвигом, даже без учета угла конвергенции плит (35°), мог достичь исследуемого района только через 5,8-5,9 млн лет после начала субдукции. Глубина проникновения субдуцируемой плиты достигает в этом случае 280-300 км. Тектоническая перестройка структуры Камчатки, согласно модели [18], произошла примерно 7 млн лет назад, то есть в верхнем миоцене, когда образовался новый глубоководный желоб, фиксирующий место подвига океанической литосферы (рис. 15). Следовательно фронт субдукционных магматических процессов, опуская другие неизвестные нам условия, мог достичь района вулкана Теклетунуп лишь в раннеплейстоценовое время (1,1-1,2 млн лет). Если в расчеты ввести наиболее благоприятные для быстрого подвига характеристики, наблюдаемые для современных структур, а именно наименьший угол наклона 30° (Северные Анды) и наибольшую скорость субдукции 15,4 см/год (Западно-Зондская островодужная структура) [13], то при этих параметрах фронт возможной магматической активности достиг бы района вулкана Теклетунуп через 3 млн лет после начала подвига - в позднем плиоцене.

Таким образом, время магматической активизации, связанной с развитием верхнемиоцен-четвертичной зоны субдукции может соответствовать этапу становления стратовулкана Теклетунуп с умереннокалиевой известково-щелочной серией пород, а субщелочная ШЛ серия пород щитовой постройки должна была быть сформирована ранее, на временном интервале между прекращением развития олигоцен-миоценовой и началом образования современной островодужных структур. Анализ причин вызвавших тектоническую перестройку не входит в задачи работы, следует лишь отметить, что большинством исследователей это связывается с процессами палеоген-неогеновой аккреции к континентальной Охотоморской плите энциалических и океанических островных дуг со стороны палеокеана [17, 40, 55].

Процессы магнообразования, которые привели к развитию шошонит-латитового магматизма в тыловой области вулканического пояса Срединного хребта Камчатки (Центрально-Камчатского пояса) могут быть отнесены к постсубдукционным.

Постсубдукционным магматизмом следует называть те проявления магматических серий пород в пределах островодужных и окраинно-континентальных обстановок, которые фиксируются непосредственно вслед или во время прекращения активной субдукции и имеют вещественные признаки как островодужного магмообразования, так и отличительные минералого-геохимические особенности. Для шохонит-латитовой серии

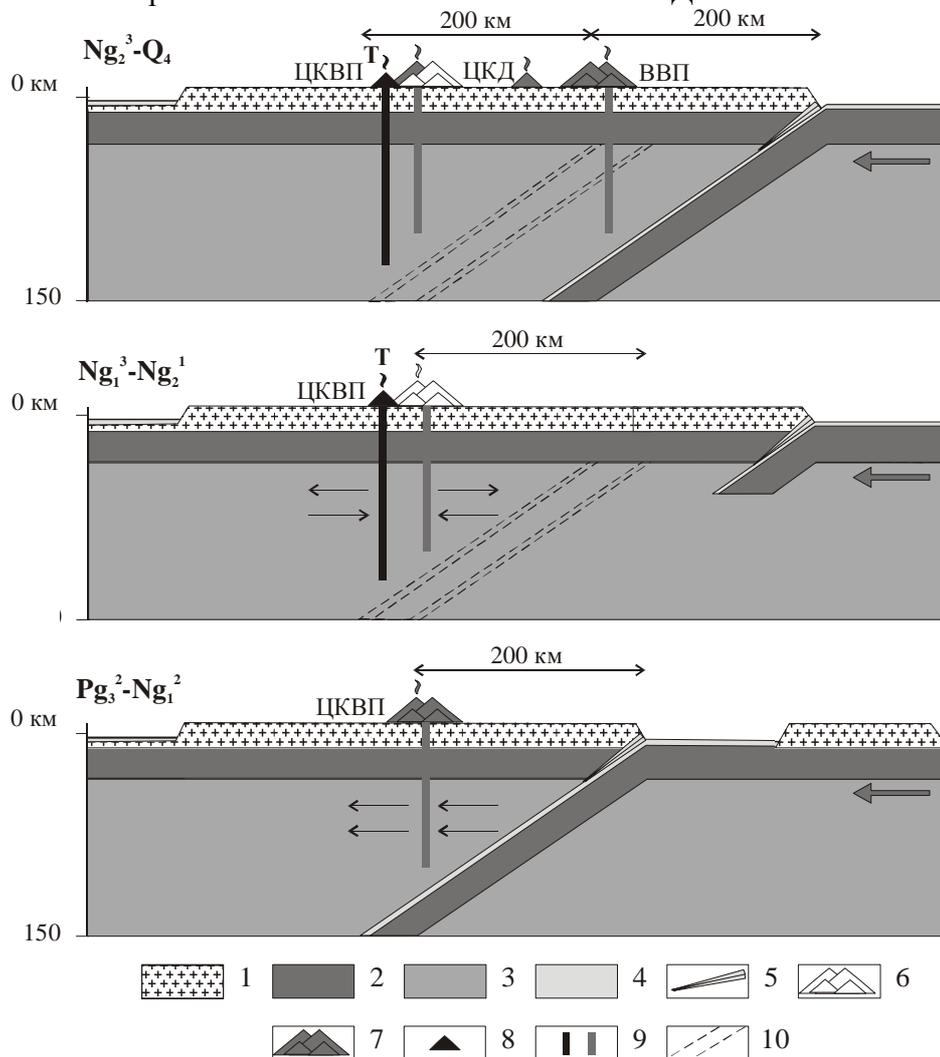


Рис. 15. Геодинамическая позиция вулкана Теклетунуп в истории неоген-четвертичного развития островодужной системы Камчатки.

Условные обозначения: 1 - гранитно-метаморфический слой континентальной литосферы Камчатки, 2 - базальтовый слой, то же, и субдуцируемая океаническая литосфера; 3 - мантия, 4 - осадочные породы океанической литосферы, 5 - аккреционный клин океанических осадков; 6 - неактивные и 7 - активные вулканические сооружения; 8 - вулкан Теклетунуп; 9 - магмоподводящие системы; 10 - контуры неактивной зоны субдукции. Стрелками показано направление напряжений в литосфере и мантии.

Сокращения: ВВП - Восточно-Камчатский вулканический пояс, ЦКД - Центрально-Камчатская депрессия, ЦКВП - Центрально-Камчатский вулканический пояс (Срединный хребет), Т - вулкан Теклетунуп.

Стадии развития островодужной структуры: $Pg_3^1-N_1^2$ - стадия развития верхнеолигоцен-миоценовой островодужной структуры, формирование Центрально-Камчатского и Южно-Камчатского вулканических поясов; $N_1^3-N_2^1$ - стадия тектонической перестройки островодужной структуры Камчатки, прекращение развития верхнеолигоцен-миоценовой и начало развития современной верхнемиоцен-четвертичной зоны субдукции, формирование щитового вулкана Теклетунуп с ШЛ серий пород - постсубдукционный субщелочной магматизм; $N_2^3-Q_4$ - стадия развития верхнемиоцен-четвертичной зоны

субдукции, формирование Восточно-Камчатского вулканического пояса и вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии, продолжение эволюции Южно-Камчатского пояса, формирование стратовулкана Теклетунуп с ИЩ серией пород, в Q_3 - Q_4 арельный базальтоидный вулканизм в Срединном хребте и Южной Камчатке, проявление абсарокитовых и высококальциевых высокотитанистых базальтоидных магм на территории вулкана Теклетунуп.

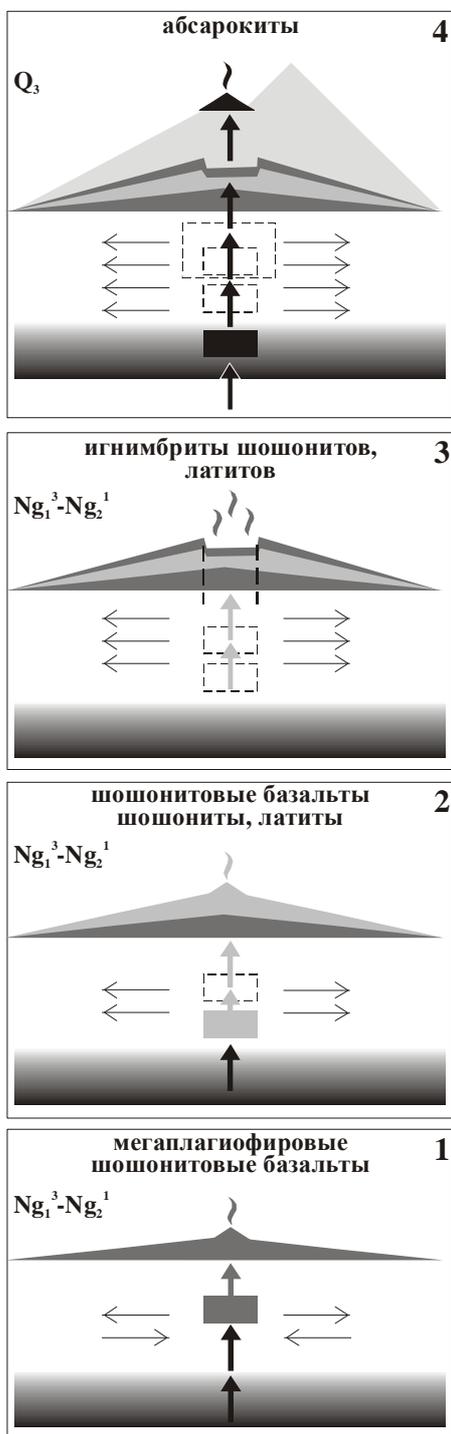


Рис. 16. Схема развития субщелочного калиевого магматизма в истории эволюции вулкана Теклетунуп.

Стадии развития:

1 - начало формирования щитовой постройки вулкана Теклетунуп с излияниями лав мегаплагийфировых шшонитовых базальтов (малоглубинная промежуточная камера, начало проявления процессов растяжения в литосфере, постсубдукционный магматизм);

2 - формирование дифференцированной ШЛ серии пород с излияниями лав шшонитовых базальтов, шшонитов и латитов (вторая промежуточная камера, усиление процессов растяжения);

3 - формирование кальдерной депрессии, связанной с извержениями игнимбрифов шшонитового и латитового составов (опустошение промежуточной камеры, прекращение вулканической активности);

4 - формирование верхнеплейстоценового шлаково-лавового вулканического конуса «1001 м» с лавами абсарокитов после завершения развития стратовулкана Теклетунуп ($N_1^3 - N_2^1$) (внедрение абсарокитового расплава в результате высокой активности процессов растяжения через область плиоцен-четвертичных промежуточных камер).

вулкана Теклетунуп признаками участия в образовании исходных для нее магм «островодужного» источника вещества являются высокие содержания LILE компонентов (Rb, Ba, Sr, REE) и низкие концентрации HFSE (Ti, Ta, Nb). Однако ряд вещественных и минералогических характеристик пород предполагает участие в процессе магмообразования также и обогащенного источника при низкой роли водосодержащих флюидов (высокая магниальность и щелочность исходных абсарокитовых магм, отсутствие водосодержащих минералов в породах шшонит-латитового ряда, развитие на уровне аксессуарной фазы самородной меди). Магмообразование такого типа возможно в метасоматизированной мантии (мантийный клин) на этапе прекращения активной субдукции и начала процессов растяжения в литосфере. Появление субщелочных магм на двух разобценных временных интервалах ($Ng_1^3 - Ng_2^1$, Q_3) фиксирует, вероятно,

периоды активизации процессов рифтогенного характера.

Минералого-геохимическое сопоставление однотипных пород вулкана Теклетунуп и Западной Камчатки позволяет отметить их вещественное сходство. Обнаружение абсарокитов и мегаплагийфировых шшонитовых базальтов в районе Тигильского поднятия [12, 22], миоцен-плиоценовый возраст формирования которых определен геолого-стратиграфическими методами, расширяет ареал субщелочного калиевого

магмообразования в задуговую область островодужной системы. Это обстоятельство не позволяет связывать происхождение ШЛ серии вулкана Теклетунуп с историей развития собственно Центрально-Камчатского вулканического пояса, а свидетельствует о более региональном характере субщелочного магмообразования.

Компиляция результатов исследований, демонстрирующая порядок формирования различных типов субщелочных пород в истории развития вулкана Теклетунуп, приведена на схеме (рис. 16). На примере вулкана Теклетунуп можно наблюдать, что смена условий островодужного магмообразования, то есть условий сжатия, процессами растяжения литосферы приводит к субщелочному калиевому магмообразованию на уровне метасоматически обогащенной «островодужной» мантии и далее к формированию магм с внутриплитными геохимическими характеристиками [12, 22]. Подтверждением нового верхнеплейстоцен-голоценового эпизода растяжения служат проявления на этом этапе как абсарокитовых магм, так и ассоциирующих с ними высококалиевых и высокотитанистых базальтоидов.

Работы выполнены при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, гранты № 01-05-64206, 04-05-64800.

Литература

1. Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б. и др. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск:Наука,1987.С.33-54.
2. Антипин В.С. Геохимическая эволюции известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
4. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975-1976. М.: Наука, 1984. 638 с.
5. Важеевская А.А., Литасов Н.Е., Кожемяка Н.Н. и др. Особенности эволюции вещественного состава Гамченской вулcano-тектонической структуры в четвертичное время (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1987, № 2. С. 56 -71.
6. Важеевская А.А., Литасов Н.Е., Кожемяка Н.Н. и др. Геологическое строение, вулканизм и эволюция вещества Кроноцко-Гамченской структуры на Камчатке //Вулканология и сейсмология.1987.№3.С.37 -50.
7. Вольнец 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.
8. Вольнец 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. 10-16.
9. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. Редкие земли в позднекайнозойских высококалиевых вулканических породах Камчатки // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 149-165.
10. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск, 1987. С. 34-55.
11. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3-13.
12. Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
13. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГН РАН. 2000. № 2(12). URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin.
14. Гузиев И.С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки // Вулканические и вулcano-плутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 59-62.
15. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.:Наука,1980.172 с.
16. Кожемяка Н.Н. Долгоживущие вулканические центры Камчатки: типы построек, длительность формирования, объем вулканитов, продуктивность, баланс вещества, тектоническое положение // Вулканология и сейсмология. 1995. № 6. С. 3-19.
17. Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59-78.

18. **Леглер В.А.** Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: ВИНТИ. 1977. С. 137-169.
19. **Магматические горные породы.** Т. 1. Классификация, номенклатура и петрография. Ч. 1. М.: Наука, 1983. 368 с.
20. **Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.
21. **Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.** Хромиты Кемперсайского плутона. М.: Наука, 1968. 175 с.
22. **Перепелов А.Б.** Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки: Автореферат дис. канд. геол.-мин.наук. Иркутск, 1989. 24 с.
23. **Перетяжко И.С.** CRYSTAL - прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Записки ВМО. 1996. №3. С. 140-148.
24. **Петрохимические особенности молодого вулканизма.** М.: Изд-во АН СССР, 1962. 267 с.
25. **Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.** М.: Наука, 1966. 279.
26. **Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селиверстов В.А. и др.** Геохимическая типизация магматических и метаморфических горных пород Камчатки. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО РАН СССР, 1990. 259 с.
27. **Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.** Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке // Доклады АН СССР. 1976. Т. 228. № 6. С. 1407-1410.
28. **Флеров Г.Б., Селиверстов В.А.** Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3-21.
29. **Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г.** Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 189-208.
30. **Цветков А.А., Волынец О.Н., Бейли Д.** Шшониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 123-151.
31. **Эварт А.** Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19-98.
32. **Anders E., Grevesse N.** Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 197-214.
33. **Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets.** Pergamon Press, Inc., New York. 1286 p.
34. **Churikova T., Dorendorf F., Worner G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*. V.42. № 8. P. 1567-1593.
35. **Gill J.B.** Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981. 383 p.
36. **Holm P.E.** The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol*. 1985. Vol. 51. № 3/4. P. 303-323.
37. **Jakes P., White A.J.R.** Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Bull. Geol. Soc. Amer*. 1972. V. 83. № 1. P. 29-40.
38. **Joplin G.A.** The shoshonite association: a review // *Geol. Soc. Austr*. 1968. V. 15. P. 275-294.
39. **Klein, E.M., Langmuir C.H.** Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res*. 1987. V. 92. P. 8089-8115.
40. **Konstantinovskaia E.A.** Geodynamics of an Early Eocene arc-continent collision reconstructed from the Kamchatka Orogenic Belt, NE Russia // *Tectonophysics*. 2000. V. 325. P. 87-105.
41. **Kudo A.M., Weill D.F.** An igneous plagioclase thermometer // *Contribs. Mineral. Petrol*. 1970. V. 25. № 1. P. 52-65.
42. **McKenzie D.E., Chappell B.W.** Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1972. V. 35. № 1. P. 50-63.
43. **Morrison G.W.** Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1980. V.13. P. 97-108.
44. **Nicholls J., Carmichael I.S.E.** A commentary on the absorokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming, U.S.A. // *Schweiz. Min. Pet. Mitt*. 1969. V. P. 49-47.
45. **Onuma N., Montoya M.** Sr/Ca-Ba-Ca systematics of volcanic rocks from the Central Andes, southern Peru, and its implication for Andean magmatism // *Geochemical Journal*. 1984. V. 18. P. 251-262.
46. **Onuma N., Hirano M., Isshiki N.** Genesis of basaltic magmas and their derivatives under the Izu islands, Japan, inferred from Sr/Ca-Ba/Ca // *Journal of Volc. Geotherm. Research*. 1988. V.18. P. 511-529.
47. **Pearce J.A.** Statistical Analysis of major elements patterns in basalts // *Journ. Petrol*. 1976. Vol. 17. № 1. P. 15-43.

48. **Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. P. 29-300.
49. **Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63-81.
50. **Perpelov A.B., Volynets O.N.** Geochemical evolution of volcanic centers in Kamchatka: Tekletunup volcano (magmatism of the back part of an island arc) // *Abstract Volume of 30-th International geological congress.* 1996. Beijing, China. V. 2. P. 353.
51. **Perpelov A.B., Volynets O.N., Anoshin G.N. et al.** Western Kamchatka alkali-potassic basaltoid volcanism: geological and geochemical review // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources.* Irkutsk: ISTU. 2001. P. 52-69.
52. **Perpelov A.B., Volynets O.N., Anoshin G.N. et al.** Western Kamchatka alkali-potassic basaltoid volcanism: geological and geochemical review // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources.* Irkutsk: ISTU. 2001. P. 52-69.
53. **Rudnick R.L., and Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust - a lower crustal perspective // *Reviews in Geophysics.* 1995. V. 33. P. 267-309.
54. **Staudigel H., Albarde F., Blichert-Toft J. et al.** Geochemical Earth Reference Model (GERM): description of the initiative // *Chemical Geology.* 1998. V. 145. P. 153-161.
55. **Zinkevich V.P., Rikhter A.V., Tsukanov N.V.** Accretion tectonics and geodynamics of Kamchatka-Sakhalin region // *Электронный журнал «Виртуальная геология».* 1998.
URL: <http://geo.web.ru/users/GeoLIS/virtugeo/articles/tsukanov/articl.htm>.
56. **Wood D.A.** A variably vined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *Journ. Geol.* 1979. V. 7. № 3. P. 499-503.

УДК 552.3

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

Бердников Н.В.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
e-mail: nick@itig.as.khb.ru*

В статье на примере Джугджурского, Каларского и Верхнеундытканского массивов Восточно-Сибирского анортозитового пояса рассмотрены вопросы флюидного режима кристаллизации «автономных» анортозитов. В качестве основного метода исследования выбран анализ содержимого индивидуальных флюидных и твердофазных включений в магматических минералах анортозитов и ассоциирующих с ними анортозит-пегматитах. Показано, что основными компонентами флюида, участвующего в образовании анортозитов, являются углекислота и вода. При этом углекислота выделяется в качестве свободной фазы на ранних этапах кристаллизации анортозитов (образование плагиоклазового кумулята), а вода с растворенными в ней солями – на поздних, связанных с затвердеванием остаточных расплавов и формированием рудоносных анортозит-пегматитов. По включениям рассчитаны параметры кристаллизации плагиоклаза – 1200-1300°C и 5-6 кбар. Сделан вывод, внедрение и кристаллизация анортозитовых массивов происходила после пика гранулитового метаморфизма вмещающих толщ, в процессе воздымания территории. Рудоносные анортозит-пегматиты, по нашим данным, могут быть проявлены лишь в связи с относительно малоглубинными анортозитами, т.к. при больших давлениях свободная вода, необходимая для их образования, остается в расплаве.

Введение

Традиционно считается, что анортозитовые магмы являются достаточно «сухими». Тем не менее, флюиды играют существенную роль в их эволюции. Это подтверждается как микроскопически присутствием в породах гидроксилсодержащих минералов, так и на макроуровне наличием в ассоциации с анортозитовыми массивами анортозит-пегматитов, в том числе рудоносных. Более того, Бурманом с соавторами [10] в анортозитах Бушвельдского комплекса изучена трубка взрыва, залегающая вертикально и заполненная блоками анортозитов, норитов и пироксенитов, перемещенных снизу. Блоки удлинены и компактно упакованы в ультраосновной пегматитовой массе, вокруг трубки радиально расходятся пегматитовые дайки. Плагиоклаз в блоках более основной, чем во вмещающих анортозитах, что говорит о значительном вертикальном перемещении блоков. Анализы пород обнаруживают обогащение растворимыми во флюиде несовместимыми элементами. Предполагается, что при кристаллизации магмы флюид отделялся в качестве отдельной фазы, создавая избыточное давление, которое, согласно расчетам, было не менее 400 бар.

Нами предпринята попытка оценить флюидный режим и условия образования анортозитов по включениям в минералах. Мы считаем, что для решения поставленной задачи методы исследования индивидуальных включений более предпочтительны, чем хроматографический анализ газовой фазы, выделенной термически или при дроблении, а также химический анализ летучих в минералах. Хроматографический и химический анализы дают лишь интегральную характеристику состава летучих, в то время как изучение включений способно дать информацию об эволюции состава флюидной фазы и ее состоянии, что, в свою очередь, позволяет рассчитывать температуру и давление кристаллизации.

В статье приведены результаты исследования включений в минералах Джугджурского, Каларского и Верхнеундытканского массивов Восточно-Сибирского анортозитового пояса, а также в ассоциирующих с ними рудоносных анортозит-пегматитах [2-4]. По мнению большинства исследователей анортозиты этих массивов относятся к «автономному» типу (massif anorthosite), т.е. представляют собой обособленные первично магматические тела.

Включения в минералах анортозитов

В плагиоклазе свежих анортозитов изучались флюидные углекислотные и твердофазные включения, в апатите пегматитов – углекислотные и водно-солевые. В основном использовались стандартные методы исследований, включающие оптическую микроскопию, криометрию и термометрию. Присутствие в плагиоклазе воды и ее производных контролировалось с помощью ИК-спектроскопии, твердофазные включения анализировались с помощью микрозонда.

Мы принимаем, что формирование первичных углекислотных включений в плагиоклазе анортозитов происходило путем захвата растущей гранью кристалла порций свободного флюида. Захватный механизм образования при условии последующей неизменности состава и объема включений предполагает возможность по плотности углекислоты рассчитывать давления кристаллизации.

Твердофазные включения в плагиоклазе обычно представляют собой удлиненные, частично или полностью ограниченные кристаллики зеленоватого цвета, с которыми ассоциирует неограниченная непрозрачная твердая фаза. Усадочный пузырек или флюидная фаза достоверно не установлены, хотя их наличие можно предполагать, изучая относительно крупные включения. Размеры твердофазных включений варьируют от 5 до 100 мкм по длинной оси. По морфологическим признакам большинство из них относится к первичным. Кроме индивидуальных твердофазных биминеральных включений в изученном материале наблюдались сложенные ими «цепочки» и «пакеты», которые по отношению к индивидуальным включениям являются более поздними. Микрозондовые исследования показали, что прозрачная твердая фаза является ортопироксеном, а непрозрачная – ильменит. По нашим данным, такие включения характерны для плагиоклаза из магматических пород габброидного ряда и отсутствуют в плагиоклазах измененных анортозитов и метаморфических пород.

Для образования твердофазных включений нами предложен механизм захвата растущим плагиоклазом капелек гомогенного ликвата пироксен-ильменитового состава [1]. В отношении механизма ликвации нами отдается предпочтение гипотезе микроликвации в тонком слое на границе расплав - кристаллизующийся минерал. В этом слое резко падает концентрация компонентов, входящих в состав кристаллизующегося минерала и, наоборот, возрастает концентрация всех других компонентов. В нашем случае в граничном слое, окружающем кристаллизующийся плагиоклаз, возрастает концентрация феррических компонентов и, вероятно, щелочей, что вполне может вызвать образование ликвата пироксен-ильменитового состава. Индивидуальные включения образуются из единичных капелек ликвата, а «цепочки» и «пакеты» – в местах формирования на поверхности минерала «застойных» областей, где происходит скапливание микропримесей и формирование «кристаллизационных щелей». Температура гомогенизации таких включений 1210°C достаточно уверенно отбивает нижний температурный предел массовой кристаллизации плагиоклаза анортозитов.

Термобарогеохимия Джугджурского массива

Джугджурский массив, приуроченный к юго-восточной окраине Сибирской платформы, - один из крупных и типичных плутонов автономных анортозитов в мире и

крупнейший в составе Восточно-Азиатского пояса. В плагиоклазе неизменных анортозитов обнаружены включения сжиженной углекислоты и твердофазные пироксен-ильменитовые включения. Углекислота в первичных включениях практически чистая, гомогенизация в жидкую фазу происходит при температурах от +4 до +27°C. Вторичные углекислотные включения располагаются внутри зон вторичных слюдистых изменений плагиоклаза или как бы венчают минеральные фазы в этих зонах. Углекислота в них практически чистая, общий интервал температур гомогенизации составляет -6 ÷ +29°C. Водная фаза в обоих типах включений визуальнo не обнаружена, газогидраты при охлаждении не образуются, признаки разгерметизации отсутствуют. Первичные включения формировались при кристаллизации плагиоклаза из расплава, а вторичные – при его изменениях в результате аутометасоматических процессов. Ни во включениях, ни в структуре плагиоклаза воды не обнаружено, что говорит о том, что, если вода и присутствовала в первичной анортозитовой магме, то при кристаллизации плагиоклаза вся она оставалась в расплаве.

Твердофазные пироксен-ильменитовые включения обычны для плагиоклаза джугджурских анортозитов. Они гомогенизируются в расплав при 1210°C. Эта температура может быть отнесена к высокотемпературному этапу кристаллизации плагиоклаза - позже начала кристаллизации, но раньше образования структур распада. Максимальные температуры начала кристаллизации по оценкам [5] составляют 1250—1300°C.

В апатит-титаномagnetитовых пегматитах, образующих жилы и линзы в Джугджурских анортозитах, выделяются две генерации апатита. Первая ассоциирует с титаномagnetитом и хлоритизированным пироксеном, вторая замещает первую при перекристаллизации. В раннем апатите преобладают включения сжиженной углекислоты с температурами гомогенизации от +8 до +30°C и включения водно-солевых растворов. Отметим, что ранний апатит пегматитов по плотности углекислотных включений сходен с плагиоклазом анортозитов, но принципиально отличается от него наличием водосодержащих включений. Апатит второй генерации содержит только включения водно-солевых растворов.

Термометрия твердофазных включений в плагиоклазах неизменных анортозитов Джугджурского массива показывает, что температура ранних этапов их кристаллизации составляла не менее 1210°C. Максимальные оценки достигают 1300°C. Зная температуру, по включениям углекислоты из тех же плагиоклазов можно рассчитать давления кристаллизации. При этом давление начала кристаллизации плагиоклаза следует рассчитывать по наименее плотным первичным включениям, используя максимальные оценки температур, поскольку плотность углекислоты возрастает от ранних генераций включений к поздним. Вариации получающихся значений давления, вероятнее всего, связаны с условиями эродированности массива. Так, при общем наклоне плитообразного тела массива к северу, в его южных областях на поверхность выходят более глубинные горизонты. Наиболее высокие значения давления до 5,5 кбар характерны для Лантарской части массива. Крайне малочисленные находки флюидных включений здесь говорят о том, что дегазация углекислоты из анортозитов на таких глубинах только начиналась.

В самых поздних генерациях углекислотных включений из зон вторичных слюдистых изменений плагиоклаза при 700°C развиваются давления от 2,8 до 4,1 кбар.

Таким образом, первым флюидным компонентом, выделившимся в отдельную фазу при кристаллизации джугджурских анортозитов, явилась углекислота, что согласуется с данными по ее наименьшей растворимости в базальтовых расплавах. Наиболее растворимая в магматических расплавах вода выделяется в качестве отдельной фазы на завершающих этапах кристаллизации, участвуя в образовании анортозит-пегматитов и

автометасоматических процессах. Судя по составу пегматитов, образующий их расплав являлся также концентратом P_2O_5 , F, Cl и щелочей.

Включения CO_2 в раннем апатите несут информацию о начале кристаллизации пегматитов, т. е. о Т-Р-условиях кристаллизации Ar_1 в ассоциации с пироксеном. Температура этого процесса оценена в 1000—900°C [6]. При такой температуре в первичных углекислотных включениях в апатите развивается давление 3,1—3,9 кбар, что несколько ниже максимальных оценок давления кристаллизации анортозитов, но хорошо коррелируется с давлением завершающих этапов их кристаллизации.

По углекислотным включениям в кварце из вмещающих анортозиты гранулитов рассчитано давление от 6,1 до 9,4 кбар. Эти значения существенно выше, чем давление кристаллизации анортозитов, что говорит о внедрении анортозитов не только после кульминации гранулитового метаморфизма, но и тогда, когда гранулиты уже были выведены на более высокий гипсометрический уровень. Расчеты глубинности этих событий при литостатическом градиенте 3 кбар на 10 км показывают значения 30 км для пика метаморфизма и 15 км на момент внедрения и начала кристаллизации анортозитов. Таким образом, ко времени внедрения анортозитов гранулиты были перемещены с максимальной глубины своего формирования на 15 км вверх.

Термобарогеохимия Каларского массива

Каларский массив локализован в южной части Олекминской гранит-зеленокаменной области. Для изучения включений взяты незначительно измененные габбро-анортозиты из западных районов его куранахской части. Включения флюидов обнаружены в неизмененных зернах лабрадора и развивающихся по ним розовых кристаллах андезина. Наиболее ранние первичные включения в неперекристаллизованных зернах лабрадора наполнены сжиженной углекислотой, их гомогенизация происходит в жидкую фазу от -8 до +20°C. Вторичные включения также углекислотные, их гомогенизация происходит в интервале от -44 до +5°C. Морфологические признаки дают основание полагать, что первичные включения несут информацию о магматическом этапе кристаллизации, а вторичные - об условиях его изменений в твердом состоянии.

Лабрадор в габбро-анортозитах замещается андезином в ассоциации с зеленой роговой обманкой и слюдами. Замещение идет в основном путем грануляции, но в ряде случаев наблюдались и реакционные границы между лабрадором и андезином. В большинстве случаев этот процесс сопровождается освобождением плагиоклаза от твердофазных и флюидных включений, однако нам удалось обнаружить небольшое количество включений жидкой CO_2 в розовом андезине. Их гомогенизация в жидкость происходит при -13÷-38°C. Важно отметить, что интервалы Т °С гомогенизации ($T_{гом}$) первичных и вторичных включений здесь практически совпадают и располагаются в интервале $T_{гом}$ вторичных из лабрадора. Это наблюдение говорит в пользу того, что образование вторичных включений (по крайней мере, их поздних генераций) в лабрадоре связано с формированием андезинитовой ассоциации.

Полученные значения плотностей включений CO_2 дают возможность рассчитать давление образования габбро-анортозитов Каларского массива. Максимальные температуры, определенные для этих пород Сухановым и Панских по двупироксеновому термометру, составляют 900-1000°C [7]. При таких температурах во включениях из лабрадора развивается давление 3,8-4,3 кбар. Этими значениями может быть оценено давление во время внедрения анортозитов и кристаллизации плагиоклаза. Однако не исключено, что указанные температуры являются заниженными из-за смещения равновесных составов пироксенов во время остывания и автометаморфизма массива. При максимальных значениях температуры начала кристаллизации плагиоклаза в 1250-1300°C верхний предел давления кристаллизации габбро-анортозитов Каларского массива,

определенный по включениям CO_2 , поднимается до 5,5 кбар, что сравнимо с оценками давления кристаллизации Джугджурских анортозитов. Температура автометаморфизма каларских габбро-анортозитов, связанного с остыванием массива и приведшего к образованию андезинитовой ассоциации, по различным оценкам была не ниже 500°C . При этом в первичных включениях в андезине развивается давление 4,8-5,3 кбар.

Таким образом, начало кристаллизации габбро-анортозитов Каларского массива происходило при $T=1250-1300^\circ\text{C}$ и давлении до 5,5 кбар. При этом дегазирующая флюидная фаза была представлена практически чистой углекислотой. Остывание массива шло в условиях, близких к изобарическим. Высокотемпературный автометаморфизм с образованием андезинитов проходил при температурах не менее 500°C и давлениях 4,8-5,3 кбар. Сходные величины давления кристаллизации и автометаморфизма габбро-анортозитов говорят о том, что во время кристаллизации, остывания и автометаморфизма глубина залегания массива существенно не менялась.

Термобарогеохимия Верхнеундытканского массива

Верхнеундытканский массив расположен вблизи истоков р. Зeya (южная окраина Алданского щита). По данным минеральной термометрии и барометрии первичные магматические минеральные парагенезисы анортозитов Верхнеундытканского массива кристаллизовались при температурах до 1020°C и давлении 8-9 кбар, а вторичные, отвечающие этапу перекристаллизации – при температуре до 880°C и давлении до 7-8 кбар [8].

Для исследования включений использовались образцы неизмененного анортозита из центральной части массива и гранат-плагиоклазовой породы из краевой, наиболее перекристаллизованной его части. В плагиоклазе из центральной части присутствуют твердофазные ильменит-ортопироксеновые включения, аналогичные описанным нами в плагиоклазах других анортозитовых массивов. Их нагревание приводит к гомогенизации в расплав при $1190-1200^\circ\text{C}$. Флюидные включения, несмотря на длительный поиск, не обнаружены.

В перекристаллизованном анортозите краевой части массива реликты магматического анортита лишь изредка сохраняются в центральных частях крупных кристаллов плагиоклаза. Новообразованные гранат и андезин содержат первичные и вторичные включения сжиженной углекислоты. Первичные включения обычно образуют трехмерные группы, а вторичные трассируют зоны, которые в плагиоклазе нередко заполнены слюдистыми минералами. Температуры гомогенизации первичных углекислотных включений колеблются в интервале от -2 до $+18^\circ\text{C}$, а вторичных – от -12 до $+9^\circ\text{C}$. Анализ значений температур гомогенизации показывает, что они закономерно понижаются от ранних генераций включений к поздним, что говорит о повышении плотности содержащегося в них флюида. Такая картина свидетельствует о близком к изобарическому режиму кристаллизации и остывания породы, когда температура снижается быстрее давления. По плотностям углекислоты в первичных включениях можно рассчитать давление ранних этапов перекристаллизации, когда происходило формирование гранат-плагиоклазового парагенезиса. При 880°C оно составляет 3,9-4,3 кбар. Как видим, оно значительно меньше, чем давление, рассчитанное по минеральным равновесиям (7-8 кбар), и сходно (на 0,5-1 кбар ниже) с давлениями кристаллизации Джугджурского и Каларского массивов, определенными по включениям в минералах.

Перекристаллизация краевых частей Верхнеундытканского массива явилась следствием автометаморфизма во время кристаллизации и остывания самих анортозитов. Важным фактором при этом оказалось появление воды во флюиде на поздних этапах кристаллизации анортозитов, которое было доказано нами на примере анортозитов Джугджурского массива, а в верхнеундытканских породах диагностировано в результате

реставрации водно-углекислотного флюида во вторичных включениях. Именно присутствие воды во флюиде обеспечило перекристаллизацию большого объема пород с образованием новых водосодержащих минералов (слюды, амфибол). Модель автометаморфизма при дегазации водосодержащего флюида объясняет также неравномерную перекристаллизацию пород массива, которая практически отсутствует в центре и весьма значительна на периферии. Если она верна, то имеется возможность косвенной оценки давления внедрения и кристаллизации Верхнеундытканских анортозитов. Действительно, если автометаморфизм проходил совместно с кристаллизацией или несколько позже ее, то и давление кристаллизации не может значительно превышать 4,3 кбар, что еще раз подтверждает сходство параметров образования типичных массивов автономных анортозитов Восточно-Сибирского анортозитового пояса – Верхнеундытканского, Каларского и Джугджурского.

Выводы

Таким образом, на примере трех типичных массивов показано, что кристаллизация плагиоклаза автономных анортозитов происходит при температурах 1200-1300°C и давлениях не более 4-6 кбар. В составе петрогенного флюида нашими методами надежно диагностированы углекислота и вода. Присутствие других компонентов в анортозитовом флюиде надежно не установлено. Можно лишь предполагать наличие в нем примесей азота, метана и окиси углерода, способных понижать температуру тройной точки углекислоты во включениях. Моррисон и Вэлли [11] сообщают о присутствии обогащенных галогенами амфиболов, апатитов и биотитов в анортозитах массива Марси и ассоциирующих с ними чарнокитах Адирондака. Наличие в анортозит-пегматитах апатита говорит о высоком содержании фосфора в анортозитовой магме. При этом на этапе высокотемпературной кристаллизации анортозитов в качестве свободной фазы существовала лишь углекислота, а вода, фосфор и галогены, способствующие автометаморфизму и образованию рудоносных анортозит-пегматитов, выделялись позже. Отсюда можно сделать вывод, что автометаморфические изменения и анортозит-пегматиты могут быть проявлены лишь в связи с относительно малоглубинными анортозитами, т.к. при больших давлениях свободная вода, необходимая для их образования, остается в расплаве.

Внедрение и кристаллизация автономных анортозитов происходят после пика регионального гранулитового метаморфизма, на стадии воздымания территории. В то же время тесная связь анортозитообразования с процессами глубинного гранулитового метаморфизма докембрийских толщ является общепризнанной. Для формирования анортозитов необходим долговременный мощный приток тепловой энергии, обеспечивающий возможность расплавления сиалического материала, продвижения его вверх и длительную температурную задержку на этапе кристаллизации. Нам представляется, что эти условия могут быть выполнены в результате поднятия высокотемпературного плюма. Флюидные характеристики плюмов в настоящее время изучены недостаточно, однако по данным [9] для мантийных плюмов характерны относительно маловодные флюидные компоненты на основе углерода с высоким содержанием Fe, Ti, щелочей, что сопоставимо с нашими данными по преимущественно углекислотному составу флюидных включений и образованию в связи с анортозитами титаномагнетит-apatитовых пегматитов. По данным [12] основные магмы над Азорским плюмом пересыщены CO₂ до 9 раз.

Мы изучили лишь случаи образования относительно малоглубинных анортозитов, которые кристаллизовались после пика гранулитового метаморфизма вмещающих пород, во время воздымания территории. Однако в условиях надплюмовой колонны могут образовываться и другие типы анортозитов, с иными характеристиками. Так, при

увеличении глубинности формирования анортозиты, по-видимому, будут избавляться от автометаморфических изменений и пегматитов, от флюидных включений в минералах, по времени их образование будет приближаться к пику регионального метаморфизма. Примеры таких анортозитов известны в геологической литературе, но, к сожалению, случаи изучения в них включений крайне редки.

Литература

1. **Бердников Н.В., Карсаков Л.П.** О природе твердофазных включений в плагиоклазах анортозитов Джугджурского массива // Геохимия. 1992. № 8. С. 1124-1133.
2. **Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М.** Условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 104-118.
3. **Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Михалевский А.Н.** Флюидные включения в габбро-анортозитах и чарнокитоидах Каларского массива // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 98-103.
4. **Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М.** Природа эндоконтактовых изменений в Верхнеундытканском массиве автономных анортозитов по флюидным включениям в минералах // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы II Всероссийского петрографического совещания. Т. III. Сыктывкар. 2000. С. 24-26.
5. **Ленников А.М.** Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука. 1979.
6. **Соляник А.Н.** Петрология рудоносных (Fe-Ti-P) габброидов анортозит-мангеритовых ассоциаций Джугджуро-Становой области. Автореферат канд. дисс., Владивосток, 1991.
7. **Суханов М.К., Панских Е.А.** Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье) // Петрология и петрохимия рудонос. магмат. формаций. М.: Наука. 1981. С. 289-308.
8. **Суханов М.К., Ленников А.М., Журавлев Д.З.** Sm-Nd датирование Верхнеундытканского массива автономных анортозитов (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 187-191.
9. **Шарков Е.В.** Роль мантийных флюидов в формировании магматических расплавов // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Тезисы докладов Международного симпозиума. М. 1999. С. 61-62.
10. **Boorman S.L., McGuire J.B., Boudreau A.E., Kruger F.J.** Fluid overpressure in layered intrusions: formation of a breccia pipe in the Eastern Bushveld Complex, Republic of South Africa // Mineralium deposita. 2003. V. 38 (3). P. 356-369.
11. **Morrison J., Valley J.W.** Partitioning of F-Cl-OH between amphibole, apatite and biotite in granulites from the Adirondack Mts., NY // Eos. 1989. V. 70. P. 493.
12. **Schilling J.-G., Kingsley R.H.** Carbon in Mid-Atlantic Ridge basalt glasses from 28°N to 63°N: evidence for a carbon-enriched Azores mantle plume // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 129. № 1-4. P. 31-53.