

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Николенко Анна Михайловна

**ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО
КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК (МОНГОЛИЯ)**

Специальность 1.6.3 «Петрология, вулканология»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск

2021

Оглавление

Список сокращений, используемых в работе.....	4
Введение.....	5
Глава 1. Состояние проблемы.....	16
1.1. Щелочной магматизм (история, типы и связанные с ним месторождения)	16
1.2. Калиевый щелочной магматизм	21
1.3. Изученность позднемезозойских щелочных карбонатитовых комплексов в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП).....	25
Глава 2. Геологическое строение комплекса Мушугай-Худук и его место в Центрально-Азиатском Складчатом Поясе	28
Глава 3. Геохронология	34
Глава 4. Минералого-петрографическая характеристика пород комплекса Мушугай-Худук.....	37
5.1. Петрогенные и редкие компоненты в породах комплекса	55
5.1.1. Редкоземельные элементы в апатитах из силикатных и магнетит- апатитовых пород комплекса	60
5.2.1. Изотопный состав кислорода в минералах магнетит-апатитовых породах	68
Глава 6. Изучение расплавных и флюидных включений в апатите из магнетит- апатитовых пород.....	76
Глава 7. Экспериментальное моделирование гидротермальных процессов на примере апатита из магнетит-апатитовых пород.....	82
Глава 8. Обсуждение результатов	84
8.1. Возраст и длительность формирования комплекса Мушугай-Худук	84
8.2. Петрогенезис комплекса Мушугай-Худук	86

8.2.1. Эволюция гидротермальных процессов в комплексе Мушугай-Худук (на примере магнетит-апатитовых пород)	88
8.2.2. Поведение РЗЭ в магнетитах-апатитовых породах при гидротермальных процессах	91
8.3. Источники вещества и геодинамическая обстановка	92
8.4. К вопросу типизации магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай- Худук	97
Заключение	102
Список публикаций автора по теме исследования	105
Список литературы	108

Список сокращений, используемых в работе

PЗЭ – редкоземельные элементы

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

МА – магнетит-апатитовые породы

ЦКП – Центр коллективного пользования

LILE - крупноинные литофильные элементы

HFSE - высокозарядные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

MZ – мезозойский период

PZ – палеозойский период

PM – примитивная мантия

DM – деплетированная мантия

НМУ, ЕМІ, ЕМІІ - обогащённые мантийные источники

ЮОС – магматическая океаническая кора

SED - осадочные породы

ОІВ – базальты океанических островов

ММР – мезозойские магматические породы Южной Монголии

NHRL - референсная линия Северного полушария

РІС - первичный магматический карбонатит

LC - нижняя кора

UC – верхняя кора

Введение

Актуальность исследования

Изучение щелочного карбонатитового магматизма представляет огромный интерес для моделирования процессов, происходящих в верхней мантии, включая мантийный метасоматоз и вклад корового взаимодействия, генерацию и эволюцию родоначальных щелочных магм и связанную с ними рудную минерализацию. Щелочные породы и карбонатиты являются источником крупнейших в мире месторождений ниобия, циркония, стронция, редкоземельных элементов, фосфора и многих других рудных элементов.

Первые проявления щелочного магматизма были отмечены на рубеже архей/протерозой (2.7-2.5 млрд. лет), что совпало со сменой геодинамического режима Земли и возникновением кислородной атмосферы. Эти глобальные изменения вызвали окисление океанических осадков в результате дегазации субдуцированного материала, что положило начало крупномасштабному мантийному метасоматозу, приведшего к образованию обогащенных редкими элементами резервуаров – источников щелочного магматизма (Когарко, 2001, 2006). На сегодняшний день существует несколько основных точек зрения на модели формирования щелочных пород и карбонатитов: возникновение карбонатитовых расплавов в пределах литосферной мантии; частичное плавление обогащенных метасоматизированных участков мантии в результате подъема мантийных плюмов и связь щелочно-карбонатитового магматизма с зонами орогенеза (Коваленко и др., 1987; Fitton and Upton, 1987; Gittins, 1989; Ярмолюк и Коваленко, 2003; Arzamastsev et al., 2003; Владыкин, 2005; Ярмолюк и др., 2005; Mitchell, 2005; Дорошкевич, 2013; Когарко и Веселовский, 2019 и многие другие).

Изучение щелочно-карбонатитового магматизма в зонах орогенеза вносит существенный вклад в реконструкцию геологической истории развития складчатых поясов и несет уникальную информацию о процессах, протекающих в верхней мантии. Щелочной магматизм, проявленный в Центральном-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП), представлен высокомагнезиальными щелочными

базальтами, щелочно-ультраосновными породами, карбонатитами, фonoлитами, фельдшпатоидными сиенитами и щелочными гранитами. Проявления щелочного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) прослеживаются в широком интервале времени - от неопротерозоя до позднего мезозоя (Самойлов и Коваленко, 1983; Рипп и др., 2000, 2009; Ярмолюк и Коваленко, 2003; Врублевский и др., 2003, 2004; Ярмолюк и др., 2005; Складчиков и др., 2010; Дорошкевич, 2013; Никифоров, 2021 и ссылки в них). Позднемезозойский щелочно-карбонатитовый магматизм в ЦАСП многие исследователи связывают с мезозойско-кайнозойской плюмовой внутриплитной активностью (Ярмолюк и др., 2005; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019, и ссылки в них). По мнению других исследователей, магматизм (в том числе, и щелочной) был инициирован процессами погружения субдукционного слэба Монголо-Охотского океана под Сибирский кратон (Yang et al., 2007; Donskaya et al., 2013; Chen et al., 2016). Можно выделить три провинции позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах ЦАСП: Западно-Забайкальская, Центрально-Тувинская и Южно-Монгольская (Фролов и др., 2003, Никифоров и др., 2000, 2005; Никифоров и Ярмолюк, 2004; Кузьмин и Ярмолюк, 2014 и др). Недостаточная геохронологическая, минералогическая, петрологическая и изотопно-геохимическая изученность щелочных комплексов Южной Монголии не позволяет дать точную характеристику источников вещества, эволюции первичных расплавов и смоделировать геодинамическую обстановку во время их формирования, а также определить основные факторы рудоносности комплексов.

Представленные в работе данные о позднемезозойском щелочном комплексе Мушугай-Худук (Южно-Монгольская провинция) внесут важный вклад в изучение щелочного магматизма в пределах ЦАСП, а также позволяют дать характеристику источников вещества, эволюцию родоначальных расплавов и смоделировать геодинамическую обстановку во время их формирования, а также изучить поздние гидротермальные процессы и их влияние на рудоносность.

Цели и задачи работы

Целями данной работы явились получение и интерпретация новых данных и обобщение уже полученного материала по геохимии, минералогии и петрологии пород комплекса Мушугай-Худук, определение возраста щелочных силикатных пород комплекса и магнетит-апатитовых руд, а также детальная характеристика поздних гидротермальных процессов и их влияние на перераспределение рудных компонентов. Автор провела серию экспериментальных работ по моделированию условий и состава гидротермальных флюидов, повлиявших на устойчивость минералов (на примере апатита) на постмагматической стадии.

Были поставлены следующие задачи:

- Определение возраста щелочных силикатных пород комплекса и магнетит-апатитовых руд.
- Анализ геологических условий образования и генетической связи пород комплекса Мушугай-Худук с проявлениями позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах ЦАСП.
- Петрографическая, минералогическая и петрологическая характеристика щелочных силикатных и магнетит-апатитовых пород комплекса.
- Проведение геохимического и изотопно-геохимического анализа пород комплекса для установления источников вещества и определения геодинамической обстановки, в которой формировался комплекс.
- Исследование состава гидротермальных растворов и их эволюции на примере магнетит-апатитовых руд комплекса.
- Экспериментальное моделирование гидротермальных процессов для изучения устойчивости рудных минералов в реакции с флюидами на постмагматической стадии на примере апатита из магнетит-апатитовых руд комплекса.

Научная новизна

Впервые Ar-Ar методом определены возрастные интервалы формирования щелочных силикатных пород и магнетит-апатитовых руд комплекса Мушугай-Худук.

Получены новые данные по минеральному составу щелочных силикатных и магнетит-апатитовых пород. Особое внимание уделено исследованию микроэлементного состава апатита из магнетит-апатитовых пород, а также изучению расплавных и флюидных включений в апатитах из этих пород, отражающих состав и эволюцию флюида. Впервые определены условия гидротермального изменения и формирования РЗЭ минерализации магнетит-апатитовых руд. С помощью методов рамановской спектроскопии был впервые идентифицирован минерал фосфосидерит, частично или полностью замещающий апатит в измененных магнетит-апатитовых породах.

Автором экспериментально установлено, что растворимость и перекристаллизация апатита из магнетит-апатитовых руд непосредственно связана с воздействием SO_4 -обогащенного флюида.

Впервые определен изотопный состав свинца для всех типов пород комплекса и вмещающих его известняков, а также изотопный состав кислорода в силикатах, оксидах и фосфатах из пород Мушугай-Худука.

На основании выполненных соискателем исследований была дана характеристика источников вещества, построена петрогенетическая модель формирования комплекса Мушугай-Худук, а также проведено сравнение с другими проявлениями щелочного карбонатитового магматизма в ЦАСП (Западное Забайкалье и Центральная Тува).

Практическая значимость

Полученные результаты позволяют определить возрастной рубеж образования комплекса и его геохронологическую связь с остальными позднемезозойскими карбонатитовыми провинциями в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Изученные особенности поведения редких элементов, перераспределение, перенос и отложение рудных компонентов в процессе гидротермальных изменений, а также идентифицированный состав лиганд, ответственных за эти изменения, являются важными в понимании процессов рудообразования щелочных комплексов.

Защищаемые положения

1. Формирование щелочных пород и магнетит-апатитовых руд комплекса Мушугай-Худук происходило в интервале 140-133 млн лет. Этот возрастной диапазон совпадает с этапом проявлений позднемезозойского щелочно-карбонатитового магматизма, а также с пиками бимодального вулканизма и гранитоидного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

2. Родительские расплавы комплекса Мушугай-Худук образовались из изотопно неоднородного источника литосферной мантии, метасоматизированного субдущированным веществом.

3. Магнетит-апатитовые породы являются продуктом эволюционировавшего исходного щелочного силикатного расплава и образовались на этапе кристаллизации щелочных сиенитов. Гидротермальные флюиды фторид-сульфатного состава обусловили изменение и перекристаллизацию магнетит-апатитовых пород с замещением апатита новообразованными фосфосидеритом и монацитом-Се, и формированием сульфатсодержащих минералов (барит, целестин, ангидрит).

Фактический материал и методы исследования

В работе были использованы материалы, полученные автором в ходе полевых работ в 2016 году, а также образцы пород, любезно предоставленные Н.В. Владыкиным (Институт геохимии СО РАН, Иркутск). Всего было изучено более 85 образцов пород из комплекса Мушугай-Худук.

Валовый состав пород (45 проб) был определен с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Карманова Н.Г). Пределы обнаружения для большинства проанализированных образцов - 0,01 мас.%, для Na₂O и MgO - 0,04 мас.% и 0,05 мас.%, соответственно.

Определение содержания редких и редкоземельных элементов (30 проб) в породах комплекса Мушугай-Худук было выполнено в Центре коллективного пользования (ЦКП) ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитики Николаева И.В., Палесский С.В) методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan MAT) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ в стандартных рабочих условиях (кислотное разложение в открытой системе с применением смеси HF, HNO₃ и HClO₄). Пределы обнаружения определялись с использованием критерия 3σ для холостого опыта и составляли от 0,005 до 0,1 мкг/г для большинства элементов. Концентрации элементов оценивались посредством внешней калибровки с использованием стандартных образцов BHVO-1 и G-2

Концентрации микроэлементов в апатите (90 анализов) определялись в Новосибирском государственном университете (Новосибирск, аналитик Рагозин А.Л.) на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Scientific), связанного с системой лазерной абляции (NWR 213, New Wave Research, США). Анализы проводились для большой группы элементов, включая Sc, V, Mn, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, U и все лантаноиды La – Lu). Стекло NIST 612 использовалось в качестве внешнего стандарта для расчета концентраций элементов в апатите. Содержание кальция в апатите (CaO 48-52 мас.%) было определено с помощью микрозондового анализа и использовалось в качестве внутреннего стандарта при расчетах.

Расплавные и флюидные включения в апатите из магнетит-апатитовых пород были изучены в прозрачно-полированных пластинках с использованием методов термобарогеохимии в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Составы солевых/минеральных, газовых и жидких фаз были проанализированы с помощью Рамановской спектроскопии (спектрометр Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800,

оборудованный лазером Nd: YAG с длиной волны 532 нм и микроскопом Olympus BX41). Для идентификации минералов применялись база данных проекта RRUFF и приложение CrystalSleuth (<http://rruff.info/>). Определение температуры гомогенизации включений проводилось с использованием микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений $-196\dots+600^{\circ}\text{C}$, а также контрольно-измерительного комплекса ТК-1500 в диапазоне $+20\dots+1350^{\circ}\text{C}$.

Составы минералов и их структурные особенности определялись в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитики Карманов Н.С., Хлестов М.В) с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) «MIRA 3LMU» (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных (SE) и обратно-рассеянных электронов (BSE) при различных увеличениях (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 1 нА и время накопления сигнала 20 сек) (более 500 анализов). BSE-изображения, полученные с помощью сканирующей электронной микроскопии, использовались для выбора подходящих точек для последующего количественного электронно-микронного анализа. Он проводился с помощью микронного анализатора марки JXA-8100, JEOL (Japan) в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Королюк В.Н.) (более 300 анализов). Диаметр пучка 1-2 мкм, ускоряющее напряжение 20 кВ и ток пучка 15-25 нА, время накопления сигнала 5 сек для Na и Fe, 10 сек для F, Nb, Ti, Si, K, Ca, Nd, Zr, U, Pr, Th, Ce, Sr, Pb, La, Ba и 20 сек для Y. Обработку данных проводили с использованием процедуры PAP (Pichou and Pichoir, 1984). Для количественной оценки элементов использовались следующие стандарты: диопсид (Si-K α , Ca-K α), альбит (Na-K α), флогопит-F (F-K α , K-K α), синтетический LiNbO₃-REE (Nb-L α), TiO₂ (Ti-K α), Fe₂O₃ (Fe-K α), NdPO₄ (Nd-L α), циркон (Zr-L α), PrPO₄ (Pr-L α), UPO₄ (U-M α), YPO₄ (Y-L α), ThO₂ (Th-M α), CePO₄ (Ce-L β), Pb₂P₂O₇ (Pb-M α), LaPO₄ (La-L α), Sr-стекло (Sr-L α), Ba-стекло (Ba-L α). Относительное стандартное отклонение - менее 2 %.

Определение изотопного состава кислорода и углерода в кальцитах из карбонатитов и вмещающего известняка (6 анализов) было выполнено в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Пономарчук В.А.). Карбонаты разлагались

ортофосфорной кислотой с использованием опции «Gas Bench» при температуре 60-70 °С в течение 2-4 часов. Все измерения были проведены на масс-спектрометре Finigan MAT-253 в режиме постоянного потока гелия. Величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ были определены с погрешностью $\pm 0.05\%$ и $\pm 0.1\%$ (1σ), соответственно.

Sm-Nd изотопные исследования (23 анализа) были выполнены по валовым пробам на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты, аналитик Баянова Т.Б.). Точность оценки содержания Sm и Nd составила 0.3 % (2σ). Холостое внутрилабораторное загрязнение было определено 0,3 нг для Nd и 0,06 нг для Sm. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило $0,512115 \pm 13$ (2σ , 11 измерений). Значение параметра $\epsilon\text{Nd}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ (Jacobsen and Wasserburg, 1984). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ вычислен по данным (Goldstein, Jacobsen, 1988) для резервуара деплетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0=0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$. Rb-Sr изотопные исследования (16 анализов) были проведены по валовым пробам в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Киселева В.Ю.) на термоионизационном масс-спектрометре MI-1201AT. Погрешность определения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не превышает 1 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение было определено 0,05 нг для Rb и 0,2 нг для Sr. Средние значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартах: VNIIM (0.70800 ± 7 , $N = 10$) и ISG-1 (0.71732 ± 10 , $N = 10$).

Изотопные анализы свинца (7 анализов) проводились в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. Карпинского (ВСЕГЕИ), (Санкт-Петербург). Валовые пробы разлагали в смеси концентрированных кислот ($\text{HF} + \text{HNO}_3$; 3:1) в закрытых тefлоновых бюксах в сушильном шкафу в течение 24 часов при температуре 140 °С. Свинец выделялся на 100 мкл микроколонках со смолой в Eichrom Sr Spec в 1н и 8н HCl. Изотопный состав свинца был измерен на масс-спектрометре Triton (метод TIMS) с использованием стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$). Аналитическая погрешность для NIST 981 составляет $\pm 0,05\%$.

Датирование пород комплекса проводилось $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева (5 проб) по монофракциям флогопита и основной массе из щелочных пород комплекса в ИГМ СО РАН. Фракции размером 0.25-0.5 мм отбирались вручную под биноклем. Облучение образцов проводилось в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа на базе Научно-исследовательского института ядерной физики (Томск, аналитик Пономарчук А.В.). В качестве стандарта использовался образец мусковита, для калибровки которого использовались международные стандарты образцов, а именно Bern 4m (мусковит), LP-6 (биотит) и MMhb-1 (роговая обманка) (Baksi et al., 1996). По результатам калибровки средний возраст мусковита МСА-11 был определен как $311,0 \pm 1,5$ млн лет (Травин, 2016). Изотопный состав Ar измеряли на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (Великобритания). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca и K, были посчитаны следующие коэффициенты $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0,000891 \pm 0,000003$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0,000446 \pm 0,00004$ и $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,089 \pm 0,001$. Ошибки для значений поправочных коэффициентов были оценены как 1δ .

Определение изотопного состава кислорода в минералах (оксиды, фосфаты и силикаты) из различных типов пород (30 анализов) проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ, аналитик Посохов В.Ф.) с использованием установки MIR 10-30 системы лазерного нагрева с CO_2 – лазером мощностью 100 ватт и длиной волны 10,6 мкм в инфракрасной области, в присутствии реагента BrF_5 по методу лазерного фторирования (Sharp, 1990). В качестве эталонов использовались: кварц NBS-28 (9,65; n = 11) и биотит NBS-30 (5,11 ‰; n = 21). Стандарт граната UWG-2 (5,88 ‰) использовался во время каждого цикла для обеспечения большей точности. На основании этих данных и воспроизводимости повторных измерений, погрешность значений $\delta^{18}\text{O}$ была оценена в пределах 0,2 ‰.

Экспериментальное изучение устойчивости апатита в реакциях с гидротермальными флюидами проводилось на базе научного центра GFZ в г.

Потсдам, Германия. Исследуемым минералом был выбран неизменный апатит из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук. В качестве исходных комбинированных растворов использовались $(\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O})$, $(\text{La}_2(\text{SO}_4)_3 + 1\text{N H}_2\text{SO}_4)$, $(\text{La}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O})$, $(\text{FeCl}_3 + \text{H}_2\text{O})$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + 1\text{N H}_2\text{SO}_4)$. Зерна апатита и один из растворов загружали в тонкостенные золотые контейнеры длиной 15 мм и диаметром 3 мм, которые запаивали дуговой сваркой, взвешивали и помещали в автоклав. Автоклав с капсулами устанавливали в печь гидротермальной установки. Эксперимент выдерживался при $T = 600\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 2$ кбар в течение 21 дня. Закачивание образцов происходило сжатым холодным воздухом до $100\text{ }^\circ\text{C}$ в течение 1-2 минут. После проведения эксперимента контейнеры вскрывали, полученные материалы заливали в крепление из эпоксидной смолы, шлифовали и затем анализировали с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Апробация работы и публикации

Основные результаты диссертационной работы были представлены на международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов» в Миассе (2008, 2017), Москве (2018) и Санкт-Петербурге (2019); на XXVIII молодежной конференции памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» Кратц-2017 (Санкт-Петербург), на EGU-2020, Вена (Австрия). Результаты исследований по теме диссертации изложены в 14 публикациях, из них 7 статей в рецензируемых зарубежных журналах по списку ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из титульного листа, оглавления, введения, 8 глав, заключения и списка литературных источников. Общий объем диссертации составляет 136 страниц. В работе содержатся 25 рисунков и 16 таблиц. Список литературы включает 255 источника.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность за научное руководство и постоянную помощь на всех этапах выполнения работы своему научному руководителю д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич. Особая благодарность за ценные советы и помощь при проведении исследований и написании работы всем сотрудникам лаборатории рудоносности щелочного магматизма № 215 ИГМ СО РАН. В ходе исследований автор неоднократно получала ценные советы от к.г.-м.н. И.В. Векслера и д.г.-м.н. Н.В. Владыкина, которым она выражает свою искреннюю признательность. Автор благодарит сотрудников ИГМ СО РАН Н.С. Карманова, М.В. Хлестова, И.В. Николаеву, С.В. Палесского, В.Н. Королюка и Н.Г. Карманову; за помощь в проведении LA-ICP-MS – А.Л. Рагозина.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (гранты № 15–17–20036, 19–17–00013 и 19–17–00019).

Глава 1. Состояние проблемы

1.1. Щелочной магматизм (история, типы и связанные с ним месторождения)

Щелочные магматические породы - это породы, обогащенные оксидами щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), избыток которых проявляется в кристаллизации фельдшпатоидов и/или щелочных пироксенов и амфиболов (Fitton and Upton, 1987). По содержанию SiO_2 породы классифицируются от ультраосновных до кислых, а также включают карбонатиты (магматические породы, сложенные более чем на 50 % из карбонатных минералов) и фениты (экзоконтактовые щелочные метасоматиты, образованные на границе массивов щелочных и щелочно-ультраосновных пород) (Kogarko et al., 1995). Для щелочных пород характерны повышенные концентрации летучих компонентов: F, Cl, CO_2 , CH_4 и др. Типоморфные породообразующие минералы щелочных горных пород: оливин, клинопироксен, мелилит, слюда, натриевые и калиевые фельдшпатоиды (для ультраосновных пород); щелочной полевой шпат, клинопироксен, оливин, слюда, натриевые и калиевые фельдшпатоиды (для основных пород), щелочной полевой шпат, альбит, щелочной клинопироксен, щелочной амфибол, натриевые и калиевые фельдшпатоиды (для средних пород); щелочной полевой шпат, альбит, кварц, щелочной клинопироксен, щелочной амфибол (для кислых пород).

С щелочными силикатными породами и карбонатитами связаны крупнейшие месторождения ниобия и тантала (пироклор, лопарит, колумбит, танталит), циркония (эвдиалит, бадделеит, хибинскит), фосфора и фтора (апатит), РЗЭ (бастнезит, монацит), алюминия и щелочей (нефелин) и алмазов. В настоящее время ведется разработка и добыча только некоторых типов месторождения, связанных с щелочным магматизмом.

Основная часть промышленных и потенциально-промышленных типов месторождений ниобия из пироклорового оруденения в карбонатитах приходится на месторождения Сент-Оноре и Ока (Канада), Белая Зима, Татарское и Томтор (Россия), Араша, Тапира и Каталан (Бразилия). Экзогенные месторождения

ниобиевых руд встречаются главным образом в переотложенных корах выветривания пироклоровых карбонатитов. Это месторождения Томтор, Чуктукон, Белая Зима и Татарское (Россия), а также Араша (Бразилия). Важнейшим сырьем для добычи ниобия являются также лопаритовые руды из нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Россия). Тантал (вместе с ниобием) – важный компонент ловозерского лопарита. Добыча ниобия в России и в мире осуществляется в виде пироклорового (Татарский массив, Араша, Ока) и лопаритового (Ловозерский массив) концентратов.

Фосфор в виде апатита разрабатывается из нефелиновых сиенитов Хибинского массива (Россия), из фоскоритов Ковдора (Россия) и Палаборы (ЮАР), сиенитов Кируны (Швеция), пироксенитов и карбонатитов Якупиранги (Бразилия) и их кор выветривания.

Наибольшая часть мировых запасов РЗЭ приходится на месторождения бастнезитовых карбонатитов Баян-Обо (Китай) и Маунтин-Пасс (США). Еще одним крупным сырьевым сегментом РЗЭ являются монацитовые месторождения в Бразилии, Австралии, Индии, Таиланде, ЮАР и США. Остальные ресурсы связаны с месторождениями ксенотима, лопарита, апатита и эвдиалита. В России основным источником РЗЭ являются лопаритовый концентрат (Ловозерский массив) и коры выветривания карбонатитов (Томтор).

Главный промышленный источник циркония в щелочно-карбонатитовых комплексах – минералы циркон и бадделеит, потенциально-промышленный минерал – эвдиалит. Наиболее крупные месторождения циркония расположены на территории США, Австралии, Бразилии, Индии. В России основными месторождениями являются Ковдорское и Катугинское.

Изучение минералогии щелочных пород началось в Италии в конце XVIII-начале XIX века, на Везувии, где Вернером (1791), а позже и Гаюи (1800) были впервые задокументированы нефелин и лейцит. В середине и конце XIX века В. Бреггер (1890) провел детальные исследования щелочных сиенитов Лангезундфьорда в Норвегии, а в области Фен - карбонатитов с пироклором. Г.Флинком и В. Беггилдом были изучены уникальные массивы Гренландии -

Илимаусак, Ивигтут - с эвдиалитом, нептунитом, криолитом. Минералогию щелочных пород Мадагаскара и Гвинеи (вилиомит, серандит) исследовал А. Лакруа (1920). Крупнейшие в мире Хибинский и Ловозерский массивы нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове изучались с 1890 по 1905 г. В. Рамзаем и В. Гакманом, а с 1921 г. многочисленными экспедициями А.Е. Ферсмана, создавшего целую научную школу по щелочным породам. Огромный вклад в изучение Ловозерского и Хибинского массивов был внесен выдающимися советскими и российскими геологами К.А. Власовым, В.И. Герасимовским, И.В. Буссеном, А.П. Хомяковым, Л.Н. Когарко, О.Б. Дудкиным, А.А. Арзамасцевым и многими другими. В конце 50-х годов А.А. Кухаренко возглавляет большой коллектив геологов из ЛГУ, ВСЕГЕИ и СЗТГУ, который занимается всесторонним изучением щелочно-ультраосновных комплексов Кольского полуострова и Северной Карелии. Основные итоги этих исследований изложены А.А. Кухаренко и его сотрудниками в трех фундаментальных монографиях: «Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии» (1965 г.), «Щелочные габброиды Карелии» (1969 г.) и «Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита» (1971 г.). Щелочные породы Урала (Ильмено-Вишневогорский комплекс) известны с конца XVIII в. Здесь впервые в мире были описаны нефелиновые сиениты (миаскиты) и открыты новые минералы – ильменит, монацит, канкринит, чевкинит, пироксенол. С начала XX века исследования Ильмено-Вишневогорского комплекса проводили крупнейшие геологи, минералоги и геохимики – Н.И. Кокшаров, А.П. Карпинский, В.И. Вернадский, А.Н. Заварицкий, А.Е. Ферсман, М.П. Мельников, В.И. Крыжановский, Г.П. Барсанов, Д.С. Белянкин и многие другие. Минералогия, петрология и геохимия щелочных пород и карбонатитов Сибирской платформы, Алданского щита и складчатого обрамления была детально изучена выдающимися учеными В.А. Кононовой, Л.К. Пожарицкой, В.П. Костюком, Н.В. Владыкиным, Л.И. Паниной, Л.С. Егоровым, Р.М. Яшиной, В.С. Самойловым и многими другими. Результаты исследований этих комплексов были изложены в фундаментальных работах Р.М.

Яшиной «Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей» (1982) и В.П. Костюка с соавторами «Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы» (1990). Щелочные породы Монголо-Охотской зоны детально изучались в ходе Советско-Монгольской экспедиции АН СССР (1970 – 1980-е гг.) группой В.И. Коваленко, В.С. Самойлова, М.И. Кузьмина и др. Основные итоги были изложены в книге В.С. Самойлова и В.И. Коваленко «Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии» (1983).

Известно более 2000 массивов щелочных магматических пород (исключая кимберлиты), распространенных как на континентах, так и на океанических островах. Для большей части этих массивов характерна небольшая площадь проявлений (до 100 км) (Kogarko et al., 1995; Jackson, 2005). Щелочные породы находятся во многих регионах мира, включая удаленные районы нашей планеты - Антарктиду и Арктику (Равич и Чайка, 1956; Михальский и др., 1998; Mikhalsky, 2001; Kogarko and Zartman, 2007; Košler et al., 2009 и др.), наиболее широко они распространены в Африке, Северной Америке, Европе и Центральной Азии (Кузьмин, 1985; Коваленко и др., 1987; Гордиенко, 1987; Ярмолюк и Коваленко, 1991; Kampunzu and Morh, 1991; Larsen and Rex., 1992; Kramm and Kogarko, 1994; Woolley, 2001). Самые древние проявления щелочных пород (2.5-2.7 млрд. лет) обнаружены в Канаде (провинция Супериор: нефелиновые сиениты, карбонатиты и ассоциирующие с ними шошониты, лампрофировые дайки), России (Алданский щит, массив Хани: оливиновые лампроиты), Австралии (Илгарн Блок: дайки лампрофиров), Южной Африке (дайки лампрофиров), Финляндии (карбонатитовый комплекс Сиилиньярви), Гренландии (карбонатиты, нефелинсодержащие породы, дайки лампрофиров) (Blichert-Toft et al., 1996; Владыкин и Лепехина, 2009).

Щелочные магматические комплексы в большинстве случаев представлены дифференцированными сериями пород со значительными вариациями главных геохимических параметров. Как правило, щелочные магмы поднимаются близко к поверхности и формируют вулканоплутонические комплексы. В таких случаях преобладание изверженных или плутонических разновидностей пород в составе

того или иного комплекса определяется, в первую очередь, уровнем эрозионного среза.

Щелочные породы вулканоплутонической ассоциации широко распространены в Восточно-Африканской рифтовой зоне (Танзания, Кения, Уганда), которая является одной из крупнейших кайнозойских провинций щелочного магматизма. Так, например, размер вулканического плато (сложено преимущественно фанолитами) Кенийского сегмента Восточно-Африканской рифтовой зоны достигает 25 тыс. км², что сопоставимо с суммарным объемом всех остальных фанолитов планеты. В Кении также широко распространены крупные меланефелинитовые и нефелинитовые вулканы центрального типа (например, Сукулу, Тороро, Бокосо и Напак), ядра которых сложены уртитам, ийолитами и карбонатитами (Williams, 1952; Simonetti and Bell, 1994; Bell and Tilton, 2001; Kapustin and Polyakov, 2010 и многие другие). Ньирагонго – один из крупнейших действующих вулканов Западной ветви Восточно-Африканского рифта, лавы которого представлены лейцитовыми нефелинитами и мелилититами. Здесь же находятся самые известные проявления камафугитового магматизма - вулканические поля Вирунга и Торо-Анколе (Bell and Powell, 1969; Белоусов и др., 1974; Link et al., 2010; Pouclet and Bramm., 2021 и ссылки в них).

В океанах щелочной магматизм развит слабее по сравнению с континентальным, и щелочные серии океанических внутриплитных областей в подавляющем большинстве натровые, с низким отношением K_2O/Na_2O . Лишь некоторые острова Атлантики (Тристан-да-Кунья, острова Зеленого Мыса) относятся к калиевой серии щелочных пород, где наряду с нефелинитами, фанолитами и трахитами извергаются лейцитовые тефриты (Le Matre and Gass, 1963; Фролова и Бурикова, 1997; Gupta and Yagi, 2012).

В платформенных обстановках щелочные комплексы ультраосновного, основного и среднего состава нередко обнаруживают тесную связь с несиликатными породами – карбонатитами, кимберлитами, апатитолитами и другими. Одной из классических областей щелочного-основного и ультраосновного магматизма на Сибирской платформе является Маймеча-

Котуйская провинция, в составе которой располагаются комплексы Гули, Кугда, Ессей и многие другие (Бутакова и Егоров, 1962; Егоров, 1991; Когарко и Зартман, 2011 и многие другие).

Римская (Итальянская) провинция щелочного магматизма расположена вблизи современной Средиземноморской активной континентальной окраины, что отличает данную провинцию от прочих, преимущественно внутриплитных. Она представляет собой регион преимущественно калиевого и ультракалиевого щелочного магматизма, который охватывает временной интервал от 4 млн. лет по настоящее время (Peccerillo, 2017; Müller and Groves, 2019 и ссылки в них).

1.2. Калиевый щелочной магматизм

Калиевые магматические породы встречаются в различных тектонических обстановках и отличаются многообразием пород, варьирующих по составу от высококалиевых известково-щелочных вулканических пород, ассоциирующих с шошонитами, до ультракалиевых лейцититов (Müller and Groves, 2019 и ссылки в ней). Они представляют растущий экономический интерес из-за их генетической связи с Cu, Au, РЗЭ минерализацией и важны для реконструкции тектонических условий древних террейнов.

Одними из первых работ по описанию калиевых щелочных пород являются публикации Иддингса (Iddings, 1895), который идентифицировал эти породы как ортоклаз-содержащие базальты Йеллоустонского парка и назвал их «шошонитами», а также работы Лакруа (1906) и Вашингтона (1907), которые широко исследовали калиевые вулканиты вулкана Везувий. В XX веке петрологи использовали много терминов для обозначения калиевых пород, которые были основаны на их минералогических или структурно-геологических наблюдениях. Но в основном, название породе давалось по месту ее обнаружения. Такое огромное разнообразие терминов для практически одинаковых пород начало вызывать споры и недопонимания среди исследователей.

Первые гипотезы о происхождении высококалиевых магм были связаны с процессом ассимиляции осадочных карбонатных пород изливающимися гранитными (Shand, 1931) и трахитовыми (Rittmann, 1933) магмами. Эта модель была распространена до 60-х годов, хотя она не могла объяснить калиевый магматизм Восточно-Африканского рифта, где отсутствовали карбонатные породы. Тем не менее, Савелли (Savelli, 1967) смог определить, что калиевые магмы имеют более высокие содержания крупноионных литофильных (LILE) и совместимых (Cr, Ni, V) элементов, чем карбонатиты и базальты вместе взятые. Поэтому ассимиляционная модель оказалась маловероятной, и были предложены альтернативные объяснения. Так, Харрис (Harris, 1957) предложил модель «зонного рафинирования», которая применялась в металлургии для очистки металлов от примесей. Он предположил, что мантийный плюм поднимаясь к поверхности, будет плавить породы у «головы» плюма и кристаллизовать минералы у его основания. Этот процесс позволит поднимающемуся расплаву накопить в себе несовместимые элементы такие как LILE и легкие РЗЭ (Le Roex, 1986; Janney et al., 2002; Murphy et al., 2002). Другая модель генезиса калиевого магматизма предполагает (Kay and Gast, 1973), что обогащение LILE и легкими РЗЭ в калиевых магматических породах происходит из-за низких степеней частичного плавления гранатового перидотита в верхней мантии.

Однако, возникновение теории мантийного метасоматоза осуществила большой прорыв в понимании петрогенезиса калиевых щелочных пород (Pescerillo 1992). Прямые доказательства гетерогенности мантии были подтверждены петрографическими исследованиями мантийных ксенолитов из глубинных кимберлитов и островодужных базальтов, которые выявили присутствие LILE- и водосодержащих минералов таких как флогопит, рихтерит и апатит в перидотитах верхней мантии (Franz et al., 2002; Förster et al., 2017 b; Kiseeva et al., 2017; Park et al., 2017; Banerjee et al., 2018; Ionov et al., 2018 и ссылки в них). Считается, что эти минералы были образованы в результате воздействия на перидотиты LILE-содержащих флюидов и/или LILE- и LREE-содержащих щелочных расплавов (Bailey, 1982; Franz et al., 2002; Banerjee et al., 2018; Shaw et al., 2018). Однако,

природа и происхождение этих метасоматизирующих агентов до сих пор вызывают споры (Peccerillo, 1992; Till et al., 2012; Liu et al., 2014; Veermann et al., 2018; и ссылки в них). Обогащенные калием метасоматизирующие агенты, проникающие и реагирующие с истощенной перидотитовой мантией, могут вызывать локальную рефертилизацию, что приводит к образованию клинопироксен/амфибол/флогопитовых жил за счет перекристаллизации оливина и ортопироксена (Foley, 1992; Conceição and Green, 2004). Источником таких К-обогащенных агентов могут быть переработанные глаукофановые (голубые) сланцы (Tommasini et al., 2011), терригенные отложения (Prelević et al., 2005) и мергели (Avanzinelli et al., 2008). Переработка и метасоматоз происходят в процессе субдукции, где отложения плавятся при температурах до 675° С, в зависимости от давления и содержания летучих компонентов (Hermann and Spandler, 2008). Расплавы этих обогащенных кремнием осадочных отложений реагируют с Si-обедненными перидотитами с образованием флогопитовых пироксенитов (Wyllie and Sekine, 1982; Sekine and Wyllie, 1983). Флогопитовые пироксениты, которые образуются при низких температурах в субдукционных обстановках, способны производить К-обогащенные расплавы, которые активизируются при повышении температуры, вызванной отрывом субдукционного слэба (Vigouroux et al., 2008; Gülmez et al., 2016). Увеличение содержания калия в расплавах наблюдается, как правило, с увеличением глубины зон субдукции (Dickinson and Hatherton, 1967). В большинстве случаев эта взаимосвязь сопровождается систематическим увеличением количества микроэлементов, таких как легкие редкоземельные элементы (LREE), Hf, Zr, Nb, Th, U и Pb.

Поскольку эксперименты по плавлению перидотита (при низких степенях) показали, что они не в состоянии производить высокие содержания К и высокие отношения К/Na (Foley, 1992; Edgar and Mitchell, 1997; Mitchell and Edgar, 2002 и ссылки в них), то было предложено альтернативное объяснение калиевого магматизма, которое подразумевает присутствие флогопитовых пироксенитов («метасом») в литосферной мантии (Foley, 1992). В то время как лавы с $K_2O < 5 \text{ мас.}\%$ и $SiO_2 > 55 \text{ мас.}\%$ могут образоваться путем прямого плавления смешанного

корового-мантийного источника без флогопита в нем (Campbell et al., 2014; Mallik et al., 2015, 2016 и ссылки в них), то считается, что для обогащенных калием магм требуется метасоматизированная мантия, обогащенная флогопитом (Conticelli and Recerillo, 1992; Prelević et al., 2005; Conticelli et al., 2015). При экспериментальном плавлении флогопит-содержащего перидотита были получены расплавы с K_2O от 8 до 12 мас.%, что указывает на существенную роль флогопита в источнике ультракалиевых магм (Condamine and Médard, 2014; Förster et al., 2017a, 2017b; Condamine et al., 2018). Высококалиевые расплавы с содержанием K_2O от 10 до 15 мас.% были также получены в экспериментах по плавлению карбонатизированного пелита, в которых при давлении 6 ГПа и температурах от 1200 до 1500 °C сосуществовали два расплава карбонатитового и калиево-алюмосиликатного составов (Shatskiy et al., 2019).

Однако, интерпретировать возникновение калиевого щелочного магматизма в результате воздействия одной только субдукции было бы не совсем корректно, поскольку в ареалах его распространения повсеместно отмечаются и проявления ассоциирующего магматизма. Это отражается в различных вариациях изотопных мантийных компонентов (от деплетированных до обогащенных). В ряде статей на примере Итальянской щелочной провинции ставится под сомнение участие процессов субдукции, вместо этого предлагается модель внутриконтинентального пассивного рифтинга (Lavecchia, 1988; Lavecchia and Stoppa, 1996). Более поздняя модель предполагает длительное (около 100 млн. лет), периодически повторяющееся воздействие плюма, который физически мог расширять астеносферную мантию, что приводило к последующему смешению изотопно-различных мантийных компонентов и к инициации магматизма без какого-либо участия субдукции (Lavecchia and Creati, 2006; Bell et al., 2006, 2013). Обогащенные $K-Ca-CO_2-H_2O$ плюмовые флюиды/расплавы могли образовывать мантийные источники, способные продуцировать широко распространенный калиевый щелочной и карбонатитовый магматизм (Владыкин, 2009, 2016; Рябчиков, 2005; Bell et al., 2013).

Еще одна гипотеза предполагает, что высококалийевые щелочные породы (на примере редких ультракалийевых щелочных пород – синныритов) могут образовываться из щелочнобазальтовой магмы в процессе длительной кристаллизационной дифференции в особых условиях закрытой системы, когда исключается отделение летучих компонентов, прежде всего H_2O (Чепуров и др., 1974; Костюк и др., 1986, 1990; Панина, 1983; Панина и др., 2018). Состав исходной магмы в процессе кристаллизации эволюционирует в сторону увеличения Si, Al, K и уменьшения Fe, Mg, Ca, т.е. в сторону фonoлитовых расплавов. На ранней высокотемпературной стадии тренд эволюции магмы отвечает тренду образования базальтоидов. Однако, на стадии кристаллизации полевых шпатов возрастающее количество воды и других флюидов может препятствовать кристаллизации плагиоклаза и способствует дальнейшему накоплению в расплаве Al и K, вплоть до образования на завершающих стадиях высокоглиноземистых ультракалийевых остаточных расплавов, из которых формируются ультракалийевые щелочные породы (Панина и др., 2018).

1.3. Изученность позднемезозойских щелочных карбонатитовых комплексов в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП)

Щелочно-карбонатитовый магматизм был широко проявлен в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) в позднем мезозое и, согласно многочисленным исследованиям, был связан с внутриплитной магматической рифтогенной активностью (Kovalenko et al., 2004; Кузьмин и Ярмолук, 2014). Было выявлено три провинции щелочного карбонатитового магматизма: Западно-Забайкальская, Центрально-Тувинская и Южно-Монгольская (рис. 1).

Западно-Забайкальская карбонатитовая провинция состоит из основных щелочных карбонатитовых комплексов таких, как Халюта, Торей, Южное, Аршан и Улан-Удэнское. Эти комплексы сформировались в раннемеловом периоде (130-118 млн. лет) в ассоциации с щелочными и субщелочными породами: шонкинитами, щелочными габбро и сиенитами (Никифоров и др., 2004; Рипп и др., 2009; Doroshkevich et al., 2010; Дорошкевич, 2013; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019).

Центрально-Тувинская провинция включает в себя несколько карбонатитовых проявлений (Карасуг, Чайлаг-Хем и Улатай-Чоз), характеризующихся отсутствием связанных с ними щелочных силикатных пород. Возраст карбонатитов был определен в очень узком диапазоне 118-117 млн. лет (Nikiforov et al., 2006; Сальникова и др., 2010; Prokoryev et al., 2016). В Южно-Монгольской провинции находятся несколько щелочно-карбонатитовых комплексов, таких как Мушугай-Худук, Баян-Хошу, Улугей, Хотгор, Хэцу-Тэг и другие. Щелочные силикатные и магнетит-апатитовые породы комплекса Мушугай-Худук показывают широкий возрастной K–Ar диапазон от 179 до 121 млн. лет (Самойлов и Коваленко, 1983). Изохронный Rb-Sr возраст щелочного сиенита соответствует $139,9 \pm 5,9$ млн. лет (Baatar et al., 2013), U-Pb возраст апатита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук составляет 139.7 ± 2.6 млн. лет (Yang et al., 2021). Возраст других комплексов Южно-Монгольской провинции был определен K-Ar методом (Самойлов и Коваленко, 1983): для сиенитов и трахитов Улугейского комплекса были получены датировки 175-148 млн. лет, трахитов и латитов комплекса Хэцу-Тэг 161-144 млн. лет, сиенитов Баян-Хошу 145-141 млн. лет. Сиениты комплекса Баян-Хошу были также продатированы Rb-Sr методом (Baatar et al., 2013). Полученный изохронный Rb-Sr возраст соответствует $130.6 \pm 9,3$ млн. лет.

Самойлов и Коваленко (1983) были первыми, кто дал подробное геологическое и петрографическое описание различных типов пород комплекса Мушугай-Худук и предложили последовательность их формирования. Андреева и Коваленко (Andreeva and Kovalenko, 2003) исследовали происхождение пород комплекса путем изучения расплавных включений. Они предположили, что породы Мушугай-Худука образовались при температурах 1200 – 850 °C в результате сложных процессов кристаллизационной дифференциации, силикатно-солевой несмесимости и смешения магм. По данным Baatar et al. (2013), радиогенные изотопные и геохимические характеристики пород Мушугай-Худука могут указывать на то, что комплекс сформировался во внутриплитной тектонической обстановке, связанной с рифтовым растяжением. В публикациях Владыкина (2005, 2013) на основе изотопно-геохимических исследований пород

комплекса делается вывод, что материнские магмы Мушугай-Худука образовались из мантийного источника ЕМ-II с высоким соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что могло быть связано с процессом субдукции.

Глава 2. Геологическое строение комплекса Мушугай-Худук и его место в Центрально-Азиатском Складчатом Поясе

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) расположен между Таримским и Северо-Китайским кратонами на юге и Сибирском кратоном на севере (Xiao et al., 2015; 2018) (рис. 1). ЦАСП представляет собой продукт конвергенции трех коллажей, таких как Монгольский сегмент на севере, Казахстанский сегмент на западе и Тарим-Северо-Китайский сегмент на юге. Монгольский сегмент разделен на северный и южный домены, тектоническая граница между которыми проходит по Главному Монгольскому линеаменту. Северный домен (каледониды) сложен неопротерозойскими офиолитами, выходами докембрийских и раннепалеозойских метаморфических пород, и нижнепалеозойских бассейнов с вулканическими породами. Южный домен (герциниды) состоит из средне- и позднепалеозойских вулканических пород, с останцами офиолитов и серпентинитовых меланжей, а также из верхнекарбонских до пермских известняков и турбидитов, в меньшей степени из вулканических пород. Оба этих домена были перекрыты посторогенными редкометальными гранитами и перекрывается юрскими и меловыми терригенными вулканическими и осадочными породами (Ярмолюк и Коваленко, 1991; Vadarch et al., 2002; Helo et al., 2006 и ссылки в них).

В позднемезозойское время интенсивная магматическая активность в Монгольском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса была сопряжена с формированием узкой системы грабенов и приразломных впадин, простирающихся к северу и югу от структурной границы каледонид и герцинид и протягивающихся вдоль этой границы более чем на 600 км. Многочисленные платобазальты, а также вулканические серии трахириолитов, трахитов и фонолитов, небольшие плутонические комплексы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов, онгонитов и шонкинитов широко распространены в Монгольском сегменте (Самойлов и Коваленко, 1983; Kovalenko et al., 2004; Kuzmin and Yarmolyuk, 2014). Для этого периода характерны проявления

щелочного карбонатитового магматизма с ассоциирующей магнетит-апатитовой, Sr, Ba, REE и флюоритовой минерализацией (Kuzmin and Yarmolyuk, 2014, Yarmolyuk et al., 2015).

Как уже упоминалось выше, щелочно-карбонатитовые комплексы входят в состав Южно-Монгольской позднемезозойской карбонатитовой провинции в пределах ЦАСП (Самойлов и Коваленко, 1983; Kovalenko et al., 2004; Kuzmin and Yarmolyuk, 2014). Эта провинция (рис. 1) включает несколько щелочно-карбонатитовых комплексов, наиболее представительными из которых являются



Рис. 1. Схема распространения позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (по материалам Kovalenko et al., 2004; Kuzmin and Yarmolyuk, 2014)

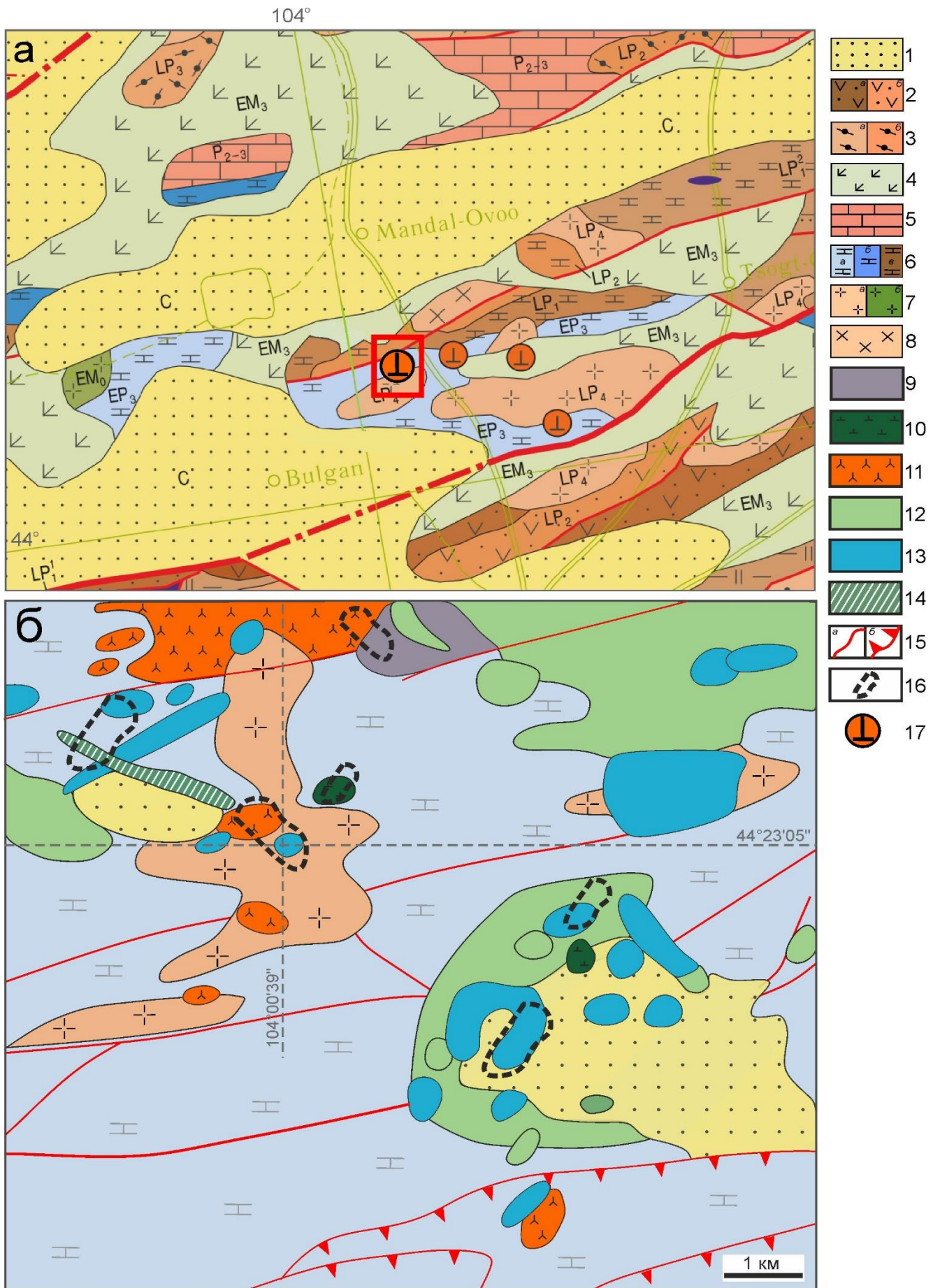


Рис. 2. Схема геологического строения: а) района распространения позднемезойских щелочно-карбонатитовых комплексов Южной Монголии (из Геологическая карта Северной-Центральной-Восточной Азии и прилегающих территорий. Масштаб 1:2500000. Лист 11 (Li Tingdong et al., 2014); б) комплекса Мушугай-Худук (по Самойлову и Коваленко, 1983). 1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 – осадочные породы островодужной вулканогенно-осадочной ассоциации а) LP₁ и б) LP₂; 3 – лавы и туфы преимущественно андезитового, дацитового и риолитового составов а) LP₃ и б) LP₂; 4 – бимодальные внутриплитные ассоциации (лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, щелочных базальтов, трахириолитов и трахитов); 5 – карбонатные, терригенно-карбонатные ассоциации платформенных чехлов и задуговых бассейнов; 6 – терригенно-карбонатные ассоциации платформенных чехлов и задуговых бассейнов а) EP₃, б) EP₀ и в) LP₂; 7 – гранитоидные ассоциации (А-тип) постколлизийных обстановок а) LP₄ и б) EM₀; 8 - гранитоидные ассоциации (I-тип); 9 – флогопитовые меланефелиниты (MZ₂); 10 - шонкиниты (MZ₂); 11 - щелочные сиениты (MZ₂); 12 - трахиты (MZ₂); 13 - рудоносные участки (магнетит-апатитовые породы, карбонатиты, флюоритовые породы); 14 – риолитовая дайка (MZ₂); 15 - тектонические нарушения; 16 – места отбора проб; 17 – проявления щелочно-карбонатитового магматизма.

Мушугай-Худук, Баян-Хошу и Улугей-Хид (Nikiforov and Yarmolyuk, 2019).

Вмещающие породы щелочно-карбонатитовых комплексов Южно-Монгольской провинции представлены палеозойскими осадками (песчаники, известняки, глинистые сланцы, алевролиты), вулканитами (туфы и лавы основного и среднего составов), грубообломочными терригенными отложениями и массивами гранитов, имеющих возраст от раннего девона до ранней перми. В районе исследования также широко распространены вулканиты бимодальной риолит-базальтовой серии, возраст которых составляет 110-100 млн лет (Самойлов и Коваленко, 1983) (рис. 2а).

Комплекс Мушугай-Худук (рис. 2б) сложен преимущественно щелочными эффузивами. Наиболее ранними эффузивными породами комплекса являются флогопитовые меланефелиниты, залегающие в виде небольших покровов мощностью до 50 м. Выше по разрезу флогопитовые меланефелиниты перекрыты толщей конгломератов и песчаников (Самойлов и Коваленко, 1983). В верхних

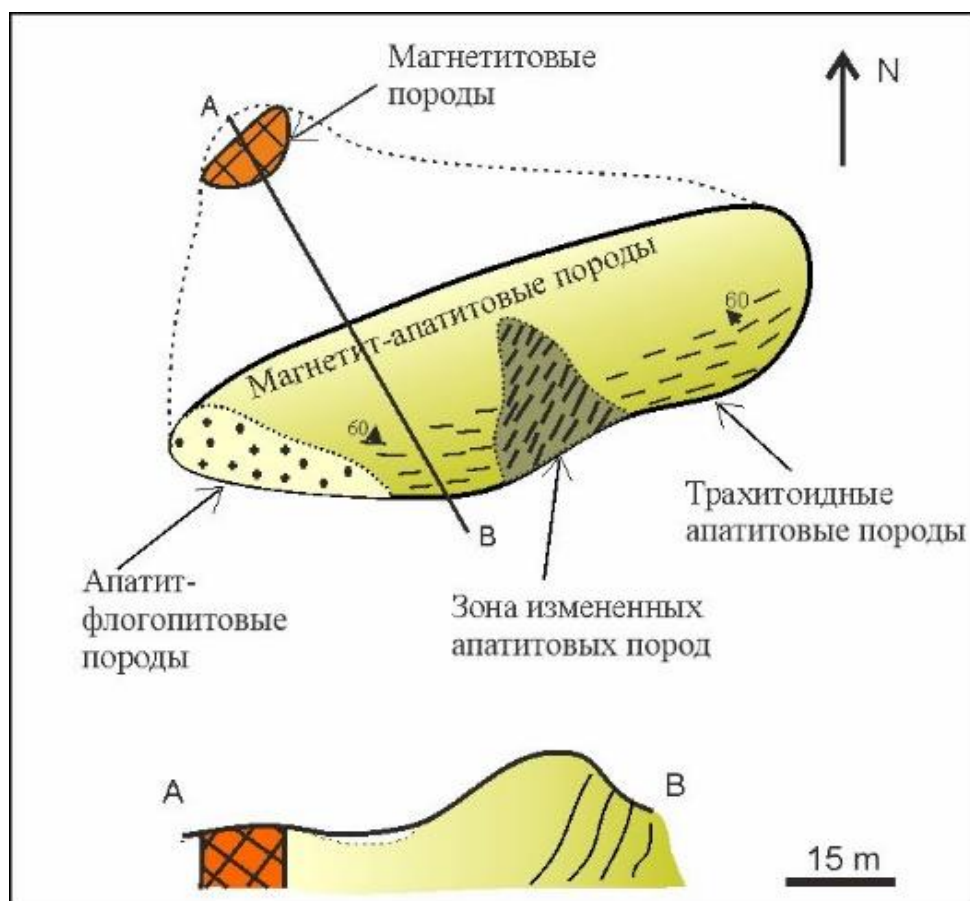


Рис. 3 Схема геологического строения Апатитовой горки после (Самойлов и Коваленко, 1983) с дополнениями автора.

частях разреза широко распространены вулканические поля трахитов и фонолитов мощностью до 300 м, а также редкие выходы фонотефритов. Эффузивные породы комплекса секутся и прорываются многочисленными дайками, штоками и небольшими телами (от нескольких десятков метров до 1 км²) субвулканических пород – щелочными сиенитами и шонкинитами. Щелочные сиениты – наиболее распространённые интрузивные породы комплекса Мушугай-Худук, самый крупный массив которых получил название «Главный массив» (Самойлов и Коваленко, 1983). Шонкиниты распространены локально в виде небольших даек мощностью до 5 м.

С щелочным магматизмом пространственно и генетически связаны рудоносные породы комплекса, образующие штоки, жилы, дайки и минерализованные брекчии магнетит-апатитовых и флюоритовых пород, а также карбонатитов.

Рудоносные магнетит–апатитовые породы слагают тела жильной формы (протяженностью до 30 м и шириной до 2 м) и шлировые обособления (до 0.5 м в поперечнике), а также формируют два крупных штока: первый шток размером 30*70 м (этот шток получил название «гора Верблюд или Апатитовое тело» в публикациях Самойлова и Коваленко, 1983; Владыкина, 2013) (рис.3) и второй – размером 10*30 м. Вмещающими породами для магнетит-апатитовых пород являются щелочные сиениты. Магнетитовые гигантозернистые породы слагают центральную часть штока, по направлению к краевым частям которого магнетитовые породы постепенно становятся магнетит-апатитовыми (появляется апатит), затем апатит-флогопитовыми и в краевых частях штока становятся чисто апатитовыми (рис. 3). Апатитовые породы на контакте с щелочными сиенитами приобретают желтовато-коричневый оттенок и явно выраженную трахитоидную текстуру. В южной части «Апатитового» тела выделяется зона (размером 3*5 м) сильно изменённых гидротермально-проработанных апатитовых пород, имеющих мучнистый облик зеленоватого оттенка (Nikolenko et al., 2018).

Карбонатиты комплекса Мушугай-Худук встречаются как в виде карбонатитовых туфов и пирокластов с карбонатным цементом, так и виде многочисленных жил и даек шириной от нескольких см до 1.5 м (Самойлов и Коваленко, 1983; Владыкин, 2013). Довольно часто карбонатиты связаны взаимными переходами с флюоритовыми и целестиновыми породами. Для карбонатитов комплекса широко распространено их окварцевание, что проявилось в образовании пятнистых, реже массивных или брекчиевидных кварц-карбонатных пород.

Флюоритовые породы распространены главным образом в восточной части комплекса и представлены сетью разнонаправленных протяженных жил (шириной 0.5–50 мм), также образуют изометричные поля размером до 100 м, отдельные участки которых сложены массивной тонкозернистой флюоритовой массой. Кроме того, нередко встречаются и довольно крупные флюоритовые жилы длиной до 150 м и шириной до 10-30 см (Redina et al., 2020).

Глава 3. Геохронология

Геохронологическое определение возраста флогопитовых меланефелинитов, щелочных сиенитов и магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук было проведено Ar-Ar методом по флогопиту и основной массе пород.

Ar-Ar изотопный анализ основной массы флогопитового меланефелинита (обр. 14-1) состоит из 8 ступеней (рис.4 а; Табл.1). Четыре ступени отвечают критериям, предъявляемым к возрастному плато. Количество выделенного ^{39}Ar , входящего в возрастное плато, составляет 65 %. Средневзвешенный возраст образования основной массы флогопитового меланефелинита равен 140.4 ± 2 млн. лет.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры флогопита и основной массы щелочного сиенита (обр. 20), состоят из семи ступеней. Шесть ступеней по основной массе щелочного сиенита (обр. 20) удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца – 137.2 ± 2.1 млн. лет. Ступени, формирующие плато, включают 99 % выделенного ^{39}Ar (рис. 4 б). Три ступени по флогопиту удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца – 133.6 ± 2.7 млн. лет. Количество выделенного ^{39}Ar соответствует 81 % от общего объема ^{39}Ar (рис. 4 в).

Изотопное исследование основной массы другого образца щелочного сиенита (обр. 1-5) демонстрирует возрастную спектр, состоящий из восьми ступеней (рис. 4 г), шесть из которых дают средневзвешенный возраст 139.2 ± 1.8 млн. лет. Ступени, формирующие плато, включают 92 % выделенного ^{39}Ar .

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита из рудоносных магнетит-апатитовых пород (обр. 1-4) состоит из 7 ступеней (рис. 4 д, Табл. 1). Выделение возрастного плато проводилось по трем ступеням, которые включают 85 % выделенного ^{39}Ar . Таким образом, средневзвешенный возраст образования флогопита равен 135.4 ± 3.4 млн. лет, и может быть принят за время формирования магнетит-апатитового оруденения в комплексе Мушугай-Худук.

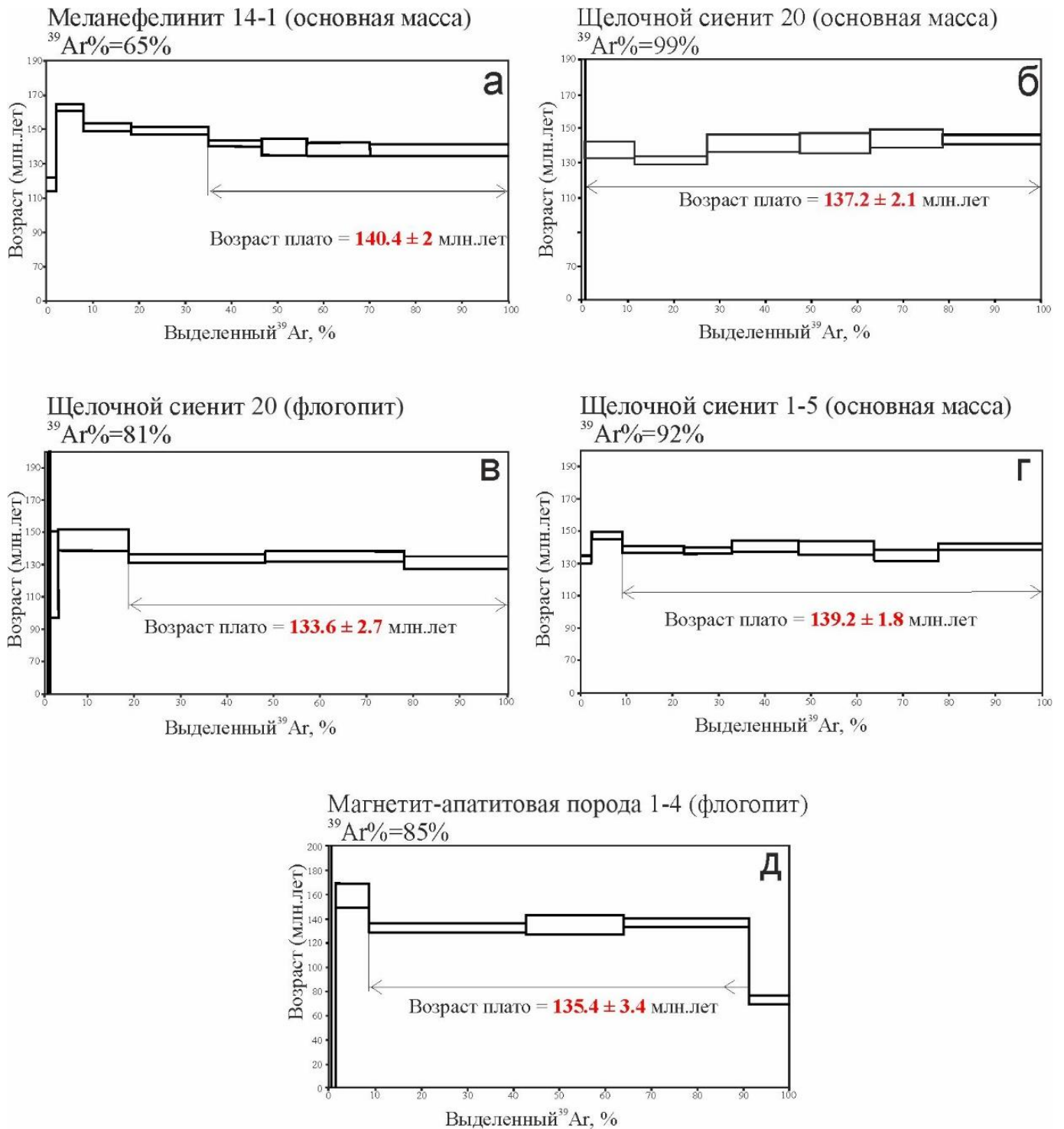


Рис. 4. Аргонограммы (ступенчатый прогрев) для: а) флогопита из флогопитового меланефелинита; б) основной массы щелочной сиенита (обр. 20); в) флогопита из щелочного сиенита (обр. 20); г) основной массы щелочного сиенита (обр. 1-5); д) флогопита из магнетит-апатитовой породы.

Таблица 1. Ar-Ar датирование комплекса Мушугай –Худук

Шаг	Температура	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 2\sigma$	Возраст	Выделенный ^{39}Ar , %	$\pm 2\sigma$
Образец 14-1 (основная масса), возраст плато $140,37 \pm 2$ млн. лет (флог. меланефелинит)										
1	500	41,3159	0,0857	0,2902	0,1407	0,0805	0,0018	117,9300	1,85	3,70
2	600	32,5122	0,0192	0,4319	0,0416	0,0272	0,0005	162,8100	7,87	1,82
3	700	26,8829	0,0261	0,6025	0,0342	0,0142	0,0008	151,3300	18,11	2,13
4	800	23,8879	0,0262	0,6054	0,0203	0,0051	0,0008	149,4400	34,96	2,07
5	875	23,8345	0,0208	0,4782	0,0240	0,0089	0,0007	141,7500	46,39	1,94
6	950	24,1891	0,0617	0,1991	0,0185	0,0110	0,0024	140,0700	56,24	4,72
7	1025	23,3848	0,0446	0,2313	0,0135	0,0091	0,0018	138,4900	69,83	3,73
8	1140	23,0398	0,0443	0,3615	0,0063	0,0083	0,0016	137,9200	100,00	3,35
Образец 20 (флогопит), возраст плато $133,56 \pm 2,7$ млн. лет (щелочной сиенит)										
1	500	312,7928	60,2059	11,2595	4,0882	0,9516	0,2657	196,7400	0,26	337,41
2	630	118,9699	14,0783	0,2495	0,2515	0,3304	0,1246	135,2100	1,08	213,97
3	770	56,6818	0,8364	0,9244	0,3348	0,1259	0,0148	123,7300	3,66	26,76
4	900	29,4012	0,1063	0,1688	0,1457	0,0217	0,0034	145,1700	18,80	6,31
5	1000	25,1953	0,0369	0,0823	0,0293	0,0138	0,0014	133,8100	48,17	2,76
6	1065	25,0630	0,0412	0,1099	0,0605	0,0127	0,0016	135,0300	77,89	3,19
7	1130	25,3488	0,0510	0,0730	0,0486	0,0158	0,0019	131,1000	100,00	3,72
Образец 20 (основная масса), возраст плато $137,18 \pm 2,1$ млн. лет (щелочной сиенит)										
1	500	113,3202	1,2583	1,5978	0,4345	0,3818	0,0116	3,2800	0,80	21,58
2	650	37,4773	0,0871	0,1450	0,1232	0,0554	0,0023	136,8800	11,72	4,45
3	750	30,9683	0,0423	0,4160	0,0494	0,0364	0,0009	131,2100	27,61	2,16
4	850	28,6951	0,0697	0,7511	0,0227	0,0237	0,0024	140,3900	47,86	4,67
5	950	28,7927	0,0835	0,0818	0,0468	0,0241	0,0028	140,3800	63,34	5,30
6	1050	29,5595	0,0831	0,2741	0,1248	0,0253	0,0026	142,8000	79,18	4,95
7	1130	28,6760	0,0562	0,0231	0,0032	0,0226	0,0012	142,3300	100,00	2,54
Образец 1-5 (основная масса), возраст плато $139,20 \pm 1,8$ млн. лет (щелочной сиенит)										
1	500	42,6821	0,0618	0,1367	0,0924	0,0757	0,0012	132,8400	2,26	2,57
2	600	29,0054	0,0333	0,0312	0,0290	0,0215	0,0008	147,5200	8,84	1,98
3	700	24,4415	0,0213	0,0747	0,0200	0,0106	0,0007	138,9900	22,32	1,79
4	775	24,3919	0,0253	0,0203	0,0197	0,0107	0,0008	138,5300	32,44	2,05
5	870	24,7566	0,0491	0,0662	0,0148	0,0105	0,0018	141,2600	46,78	3,60
6	960	23,7786	0,0590	0,0687	0,0163	0,0078	0,0022	140,0400	63,09	4,30
7	1040	25,8550	0,0437	0,0565	0,0249	0,0173	0,0016	135,3600	76,87	3,28
8	1130	25,0939	0,0206	0,0187	0,0127	0,0119	0,0008	140,6200	100,00	1,93
Образец 1-4 (флогопит), возраст плато $135,08 \pm 3,4$ млн. лет (магнетит-апатитовая порода)										
1	500	335,0160	67,7270	4,9895	5,6135	1,0725	0,2964	123,5700	0,38	395,06
2	625	145,4929	6,2540	3,6540	0,5795	0,4810	0,0476	23,5000	1,40	88,57
3	775	41,5818	0,2167	0,1818	0,1149	0,0612	0,0052	159,0400	8,70	10,06
4	880	25,5328	0,0461	0,1152	0,0444	0,0204	0,0018	133,0100	42,84	3,71
5	980	26,0460	0,1035	0,1749	0,1381	0,0210	0,0039	135,1700	64,03	7,63
6	1080	25,7821	0,0477	0,0430	0,0187	0,0192	0,0017	136,9000	91,28	3,49
7	1150	34,2063	0,0657	0,2472	0,1154	0,0800	0,0017	73,3000	100,00	3,42

Глава 4. Минералого-петрографическая характеристика пород комплекса Мушугай-Худук

Меланократовые эффузивы комплекса (*флогопитовые меланефелиниты*) - это темно-серые тонкозернистые порфировые породы, содержащие до 20 % вкрапленников (рис. 5 а). Порфировые вкрапленники представлены лейстами зонального Ва-флогопита (до 10 мм), кристаллами клинопироксена (1-2 мм) и фторапатита (до 0,5 мм). Основная тонкозернистая масса флогопитовых меланефелинитов сложена флогопитом, клинопироксеном, нефелином и калиевым полевым шпатом, с акцессорными гранатом, целестином, магнетитом и титанитом. Флогопитовые меланефелиниты содержат карбонатные глобулы овальной или округлой формы (размером до 3 см), состоящие из кальцита, калиевого полевого шпата, Ва-флогопита и флюорита (рис. 5 б).

Во вкрапленниках флогопита (рис. 5 а; 7, Табл. 2) наблюдается увеличение содержания ВаО от 1.8 до 5.6 мас.%, FeO от 6.3 до 10.5 мас.%, и уменьшение содержания TiO₂ от 3.1 до 2.7 мас.%, MgO от 21.9 до 18.1 мас.%. от центра зерна к его краю. Флогопиты со схожими повышенными содержаниям киношталитового минала были идентифицированы в щелочном комплексе Якупиранга, Бразилия (Gaspar and Wyllie, 1982), в ксенолитах из кимберлитов Верхней Канады, Онтарио, Канада (Arima, 1988), в оливинитах массива Гули (Kogarko et al., 2012), в клинопироксен-содержащих лейцитах Албан-Хиллз, Центральная Италия (Thompson, 1977), в щелочных породах Чуктуконского массива, Красноярский край, Россия (Doroshkevich et al., 2019). Клинопироксен представлен диопсидом с содержанием до 14–20 % геденбергитового минала в центральных частях зерен, а по направлению к краевым частям концентрация геденбергитовой составляющей увеличивается до 33 % (Рис. 6, Табл. 3). Фторапатит содержит до 8 мас.% SrO, до

1.6 мас.% лёгких РЗЭ и до 0.9 мас.% SO₃ (Табл. 4). Гранат по составу относится к андрадит-гроссуляру.

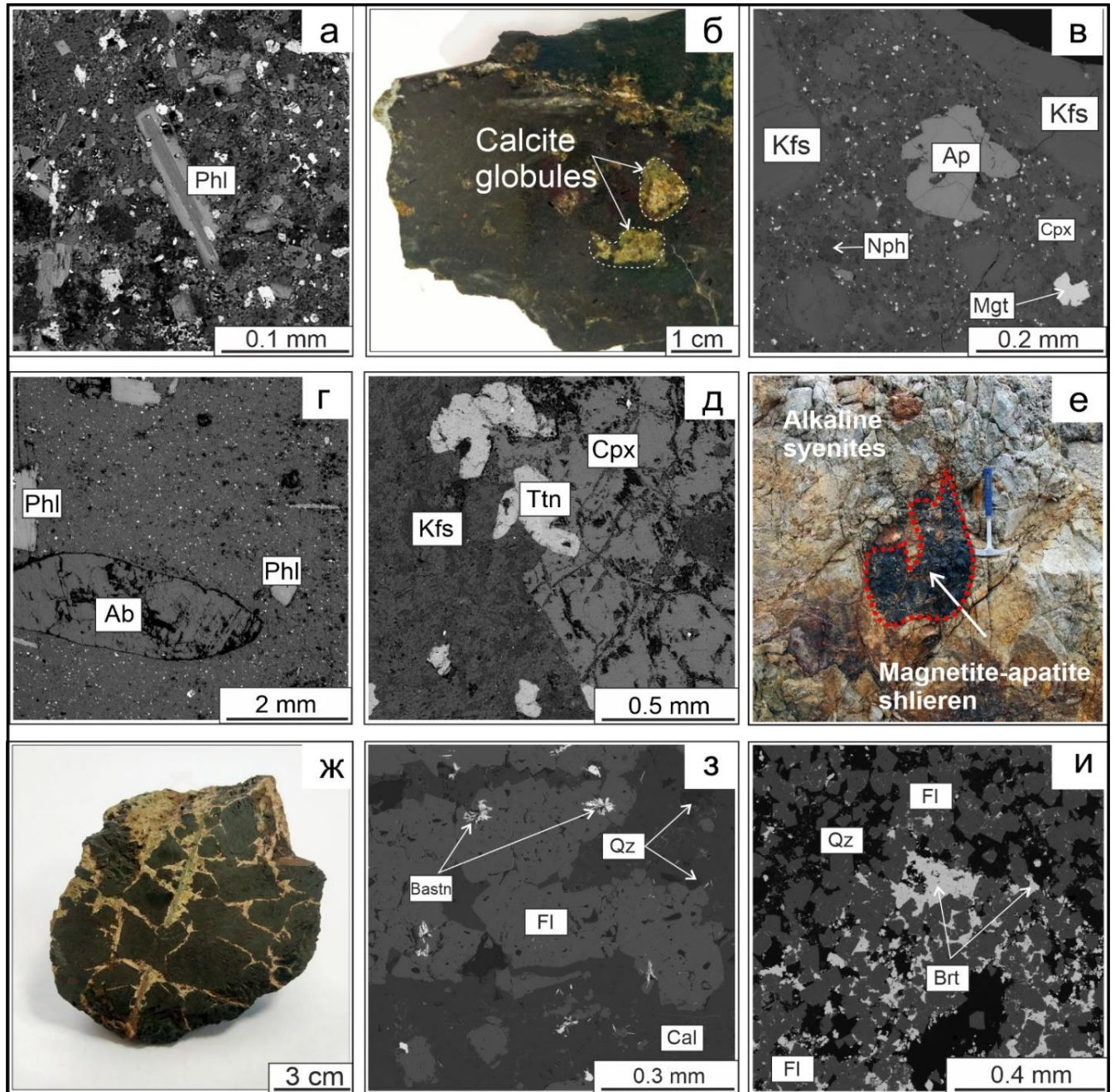


Рис. 5. Микрофотографии (б, е, ж) и BSE изображения (а, в-д, з, и) минеральных ассоциаций пород комплекса Мушугай-Худук: а) зональный Ва-флогопит во флогопитовом меланфелините; б) карбонатные глобулы во флогопитовых меланфелинитах; в) фонотэфрит; г) трахит; д) щелочной сиенит; е) магнетит-апатитовые шлиры в щелочном сиените; ж) магнетит-апатитовая порода; з) карбонатит; и) флюоритовая порода. Сокращения: срх - клинопироксен, mgt - магнетит, ар - апатит, kfs - К-полевоый шпат, phl - флогопит, nph – нефелин, ab - альбит, ttn - титанит, fl - флюорит; qz - кварц, bastn - бастнезит, cal - кальцит и brt - барит.

Эффузивные породы основного и среднего составов (*фонотефриты-трахиты*) отличаются друг от друга незначительными вариациями в количественном соотношении породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. Фонотефриты (рис.5 в) и трахиты (рис. 5 г) имеют порфировую, реже афировую структуру. Порфировые вкрапленники как фонотефритов, так и трахитов, представлены калиевым полевым шпатом, флогопитом и апатитом. В отличие от трахитов, в фонотефритах среди вкрапленников присутствует клинопироксен. Основная масса фонотефритов и трахитов сложена КПШ-альбитовым агрегатом с акцессорными магнетитом, титанитом, кальцитом, рутилом и скаполитом. Клинопироксен представлен диопсидом с содержанием эгиринового минала до 13 % (рис. 6, Табл. 3). Калиевый

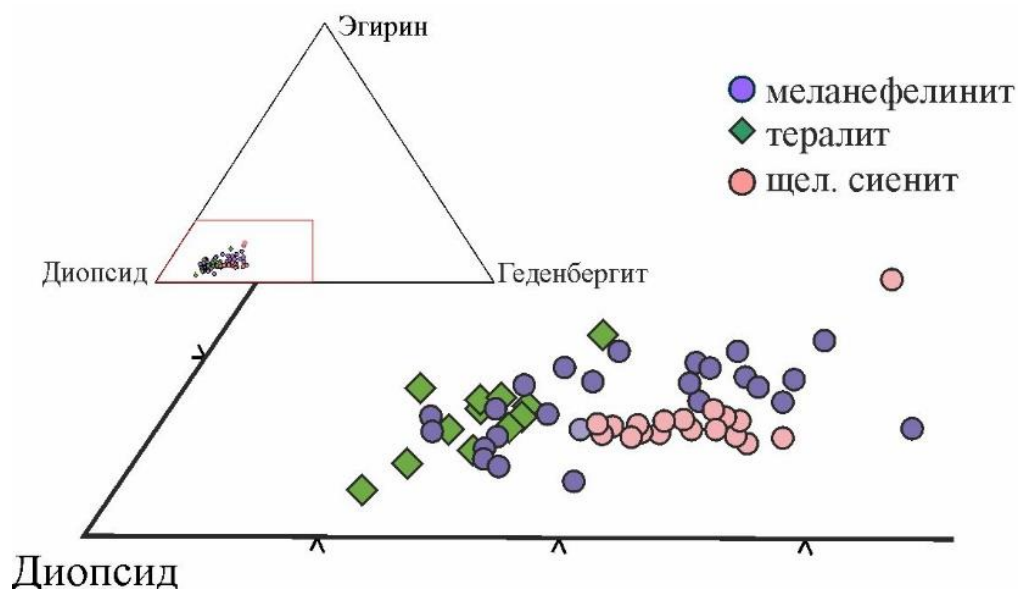


Рис. 6. Составы клинопироксена в силикатных породах комплекса Мушугай-Худук на тройной диаграмме диопсид (Di), геденбергит (Hd) и эгирин (Aeg).

полевой шпат фонотефритов и трахитов по краям зерен и трещинам замещается альбитом и кальцитом. Флогопит трахитов характеризуется высокими содержаниями TiO_2 (до 6.5 мас.%) (Табл. 2). Фторапатит в обоих типах вулканитов представлен идиоморфными зернами размером до 4 мм. По сравнению с апатитом из флогопитовых меланефелинитов, для апатита фонотефритов отмечается более низкое содержание SrO (до 4.4.мас.%), небольшое увеличение SO_3 (до 1.1 мас.%),

появление в составе Na_2O (до 0.5 мас.%) и резкое уменьшение содержания легких РЗЭ (до 0.5 мас.%) (Табл. 4). Апатит трахитов характеризуется небольшим увеличением содержания легких РЗЭ (до 0.75 мас.%) и уменьшением SrO (до 1.9 мас.%) по сравнению с апатитом фонотефритов (Табл. 4).

Субвулканические породы основного и среднего состава (*шонкиниты-щелочные сиениты*) преимущественно представлены щелочными сиенитами, в меньшем количестве – шонкинитами. Шонкиниты – темно-серые мелкозернистые порфиоровые породы, содержащие до 30-40 % вкрапленников калиевого полевого шпата, флогопита, магнетита и апатита. Акцессорные минералы шонкинитов: титанит, кальцит, флюорит и гранат. Основная масса сложена флогопит-КПШ-альбитовым агрегатом. Вкрапленники флогопита имеют зональное строение с уменьшением TiO_2 и увеличением концентраций Al_2O_3 , FeO , Na_2O , BaO и F от центра зерен к их краю (Табл. 2). Флогопит основной массы по составу отвечает краевым частям вкрапленников флогопита (рис. 7). По сравнению со слюдами из

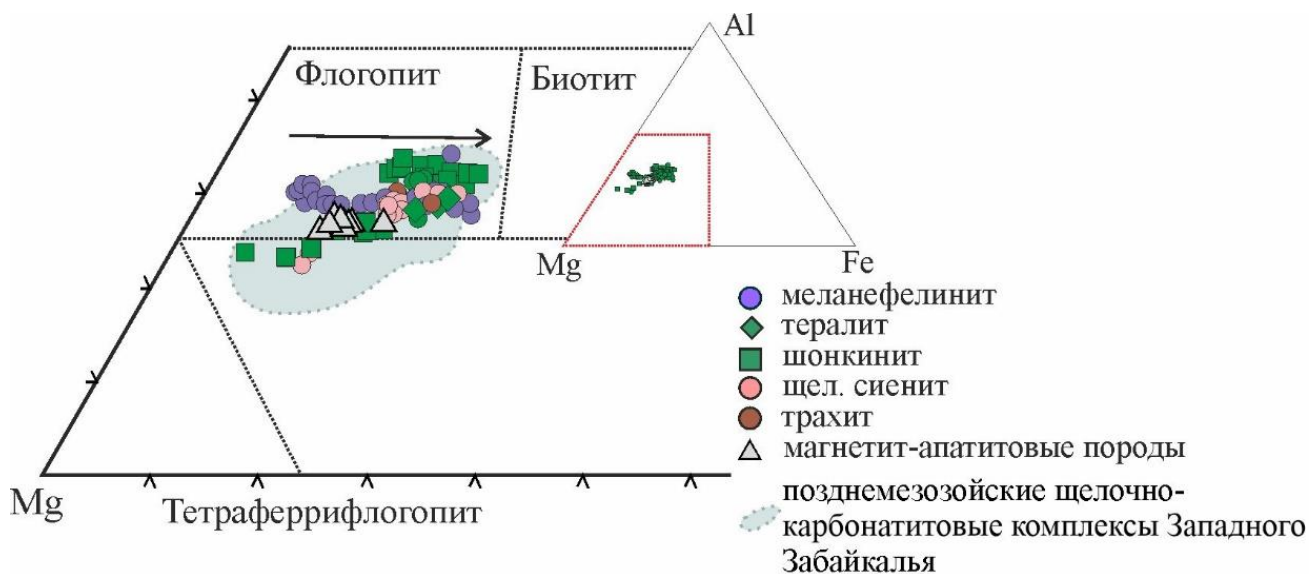


Рис. 7. Составы слюд (a.p.f.u.) из щелочных силикатных и магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук и из позднемезозойских щелочных карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья по Рипп и др. (2009).

других пород комплекса, флогопит шонкинитов имеет такие же высокие содержания TiO_2 (до 7.0 мас.%), как и флогопит трахитов. Апатит шонкинитов образует идиоморфные кристаллы размером до 3-5 мм, для него характерно появление в составе примесей FeO , MgO и Cl по сравнению с апатитом из

флогопитовых меланефелинитов и фонотрефритов, а также более низкие значения SrO (до 1.9 мас.%). Для апатита шонкинитов характерны также более высокие значения SO₃ (до 1.2 мас.%) и низкие значения легких РЗЭ (до 0.9 мас.%) в отличие от апатита из флогопитовых меланефелинитов (Табл. 4). Кальцит в шонкинитах содержит редкие включения граната – андрадита.

Щелочные сиениты (рис. 5 д) комплекса Мушугай-Худук сложены калиевым полевым шпатом (до 80–90 об.%), флогопитом (5–7 об.%) и клинопироксеном (до 5 об.%). Акцессорные фазы представлены фторапатитом, титанитом, рутилом, магнетитом и цирконом. Калиевый полевой шпат щелочных сиенитов характеризуется содержанием примеси BaO до 0.9 мас.%. Клинопироксен представлен диопсидом и содержит до 15 % эгиринового компонента (рис. 6, Табл. 3). Лейсты флогопита достигают размера 5 мм и не содержат примеси BaO (рис. 7, Табл. 2). Фторапатит слагает либо идиоморфные зерна, либо присутствует в виде пойкилитовых включений во флогопите. Апатит щелочных сиенитов отличается более высокими содержаниями легких РЗЭ (до 1.9 мас.%) по сравнению с апатитом шонкинитов (Табл. 4). В щелочных сиенитах комплекса Мушугай-Худук нередко встречаются магнетит-апатитовые шлировые обособления (рис. 5 е), минералогическая характеристика которых описана ниже.

Магнетит-апатитовые породы (МА) – рудоносные породы комплекса (рис 5 ж). Это коричневые, зеленовато-серые, темно-серые образования с массивной или трахитоидной текстурой. Магнетит-апатитовые породы (МА) претерпели несколько стадий гидротермальных изменений, и в последующем описании мы делаем различие между неизмененными или слегка измененными МА породами с одной стороны, и МА породами с явными признаками гидротермального изменения с другой.

Основными минералами магматической ассоциации магнетит-апатитовых пород являются апатит, магнетит, ильменит и флогопит. Минералы

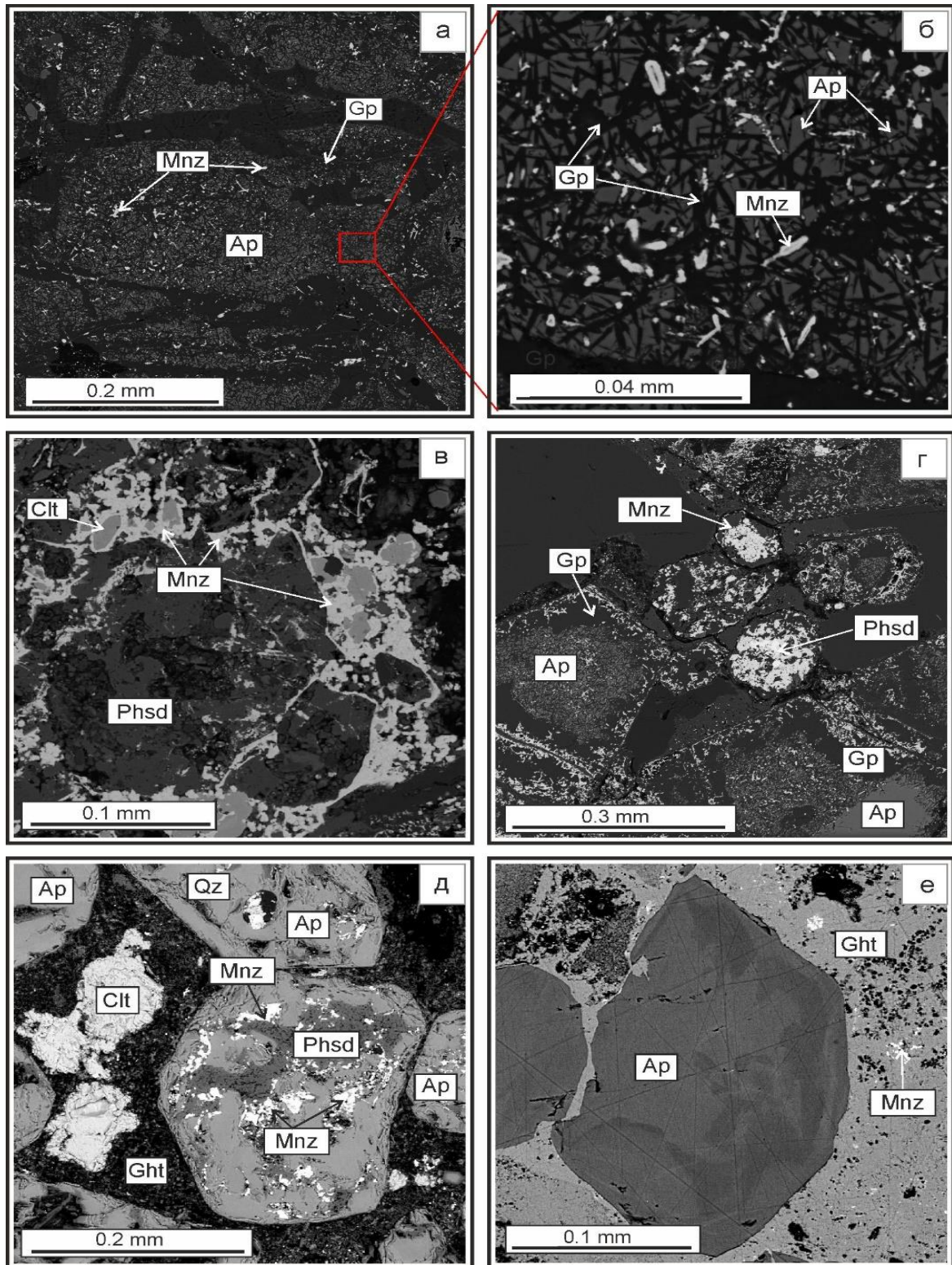


Рис. 8. BSE изображения магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук: а, б - пластинки ангидрита в апатите; в – сеть микропрожилок монацита-Се вдоль трещин и в краевых частях апатита, полностью замещенного фосфосидеритом; г, д - частичные или полные псевдоморфозы фосфосидерита, замещающие апатит; е - зональный апатит. Сокращения: Ap – апатит, Qz – кварц, Clt – целестин, Ght – гетит, Mnz – монацит, Phsd – фосфосидерит.

гидротермальной стадии: гетит, фосфосидерит, монацит-Се, целестин, рутил, кварц, флюеллит, флюорит, барит, ангидрит и пирит. Модальные пропорции

апатита и магнетита, которые совместно составляют около 90 % породы, значительно различаются от одного обнажения к другому. Апатит в неизмененных магнетит-апатитовых породах образует кристаллы размером от нескольких мм до 10-15 см.

Магнетит образует изометричные зерна размером от нескольких мм до 10 см. Минерал содержит ильменитовые ламелли, ориентированные по [111]. Флогопит наблюдается в виде крупных лейст размером до 20 см, обычно в ассоциации с апатитом. Ангидрит располагается в апатите в виде разно ориентированных пластинок (рис. 8 а, б). Апатит содержит редкие включения монацита-Се и, в случае интенсивной гидротермальной переработки магнетит-апатитовых пород, он образует сеть мелких прожилок вдоль трещин и краевых частей зерен апатита (рис. 8 в). В зонах наиболее сильных гидротермальных изменений монацит-Се и фосфосидерит замещают апатит, образуя частичные или полные псевдоморфозы (рис. 8 г, д). Целестин представлен редкими зернами в ассоциации с фосфосидеритом и монацитом-Се.

Апатит магнетит-апатитовых пород соответствует фторапатиту (F до 1.6 мас.%). Составы минерала приведены в таблицах 5 и 6. В неизмененных МА породах апатит содержит SiO_2 (до 2.1 мас.%), SO_3 (до 1.8 мас.%), SrO (до 0.5 мас.%) и Na_2O (до 0.8 мас.%) (Табл. 5). Содержание легких РЗЭ в неизмененном апатите достигает 4.5 мас.% (Табл. 6). Минерал в обратно-рассеянных электронах имеет пятнистую неоднородную зональность, обусловленную изменениями соотношений примесных компонентов, где темные зоны содержат меньшее количество легких РЗЭ по сравнению с темными зонами (рис. 8 е). Это согласуется с экспериментальными данными (Harlov et al., 2003), которые подтверждают, что перераспределение РЗЭ в апатите может быть связано с воздействием гидротермальных флюидов. Согласно Риппу с соавторами (Рипп и др., 2005), вариации содержания РЗЭ могут быть также результатом перекристаллизации апатита.

Апатит измененных МА пород имеет более высокие содержания легких РЗЭ (до 15 мас.%) и SiO_2 (до 6.6 мас.%) по сравнению с апатитом из неизмененных

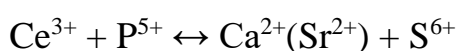
магнетит-апатитовых пород. Отмечается также значительное увеличение содержания SO_3 (до 3.3 мас.%). Содержания NaO_2 и SrO в среднем существенно не меняются по сравнению с неизменными МА породами (0.5 – 0.7 мас.%) (Табл. 5).

Магнетит МА пород содержит примеси TiO_2 (до 0.6 мас.%) и Al_2O_3 (до 3.0 мас.%) (Табл.7), очень часто замещается гематитом по краям зерен и вдоль трещин. Содержания TiO_2 в гематите достигают 0.6 мас.% (Табл. 7). В наиболее интенсивно измененных МА породах магнетит и гематит практически полностью замещены гётитом. В некоторых образцах наблюдается частичное замещение ильменитовых ламелл в магнетите рутилом (анатазом?); минерал содержит примеси Nb_2O_3 (до 1.5 мас.%) и ZrO (до 1.8 мас.%).

Флогопит магнетит-апатитовых пород по химическому составу близок к составам флогопита из силикатных пород комплекса (Табл. 8). Точки его составов ложатся в одно поле с остальными породами комплекса, и также попадают в область составов слюд из позднемезозойских карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (Ришп и др., 2009) (рис. 7). Средний состав флогопита МА пород соответствует формуле:



Монацит-Се характеризуется высоким содержанием SO_3 (до 10.0 мас.%), SrO (до 6.5 мас.%) и CaO (до 5.5 мас.%) (Табл. 9). Схема изоморфного замещения главных компонентов в монаците была впервые предложена Кухаренко с соавторами (Кухаренко и др., 1965) для "сульфат-монацита" из комплекса Вуориярви, а также Шахмурадяном и Митчеллом (Chakhmouradian and Mitchell, 1999) для монацита из кимберлитовой трубки Интернациональная в Якутии. Такая же схема предложена и для монацита-Се магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук (Enhbayar et al., 2016):



Акцессорными минералами гидротермальной ассоциации МА пород являются барит, целестин, флюорит, ангидрит и фосфосидерит. Барит характеризуется содержаниями SrO до 2.0 мас.%. В целестине присутствует

примесь ВаО до 5,0 мас.%. Фосфосидерит был впервые идентифицирован автором в МА породах комплекса Мушугай-Худук. Рамановский спектр фосфосидерита имеет типичные пики при 285, 480 и 985 см^{-1} (рис. 9). Минерал содержит SO_3 до 0.8 мас.%, SiO_2 до 3.5 мас.%, Al_2O_3 до 6.4 мас.%.

Шлиры магнетит-апатитовых пород, расположенные в щелочных сиенитах комплекса, сложены на 10 об.% идиоморфными кристаллами магнетита (размером

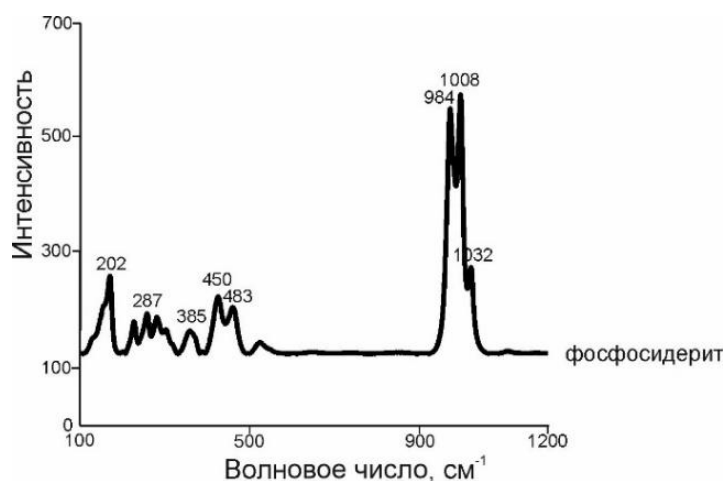


Рис. 9. Рамановский спектр фосфосидерита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук.

до 3 см) и флогопита, и на 90 об.% фторапатитом, который заполняет интерстиции между зернами магнетита и флогопита (Nikolenko et al., 2018).

Фторапатит шлиров характеризуется пятнисто-зональным строением, как и апатит неизменных МА пород, и для него также характерны варьирующиеся значения легких РЗЭ от 2.0 до 7.3 мас.% в темных и светлых частях зерен, соответственно. Однако по сравнению с апатитом из неизменных и измененных МА пород, в апатите шлиров отмечаются повышенные содержания SrO (до 1.7 мас.%). Магнетит шлиров схож по своему химическому составу с магнетитом из МА пород, наблюдается только небольшое увеличение содержания примесей MnO (до 1.1 мас.%), MgO (до 0.9 мас.%) и V_2O_5 (до 0.5 мас.%). Флогопит шлиров отличается от флогопита МА пород более низким содержанием TiO_2 (до 0.4 мас.%) и FeO (до 4.5 мас.%).

Карбонатиты и флюоритовые породы образуют многочисленные жилы и дайки шириной от нескольких сантиметров до 2 метров. Главные

породообразующие минералы карбонатитов - кальцит, флюорит, реже КПШ, барит и целестин. Акцессорные минералы карбонатитов: фторапатит (до 4.1 мас.% легких РЗЭ), доломит, монацит-Се, кварц и фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Се и паризит-Се) (рис. 5 з). Флюоритовые породы широко распространены на всей исследуемой территории и состоят из флюорит-кальцитовых, кварц-флюоритовых и флюорит-апатит-целестиновых разновидностей. Кварц-флюоритовые породы (рис. 5 и) представляют собой темно-фиолетовые мелкозернистые или массивные породы. Они состоят на 70-90 об.% из флюорита и 8-30 об.% из кварца. Акцессорные минералы - барит, целестин, пиролюзит и РЗЭ-карбонаты (паризит-Се и синхизит-Се). Флюорит-апатит-целестиновые породы имеют фиолетово-коричневый цвет, мелко- или среднезернистую структуру с брекчиевидной или порфировой текстурой. Вкрапленники сложены преимущественно флюоритом, фторапатитом, гетитом, магнетитом. Акцессорные минералы - кварц, монацит-Се и ильменит. Содержание РЗЭ во фторапатите увеличивается с 4.4 мас.% до 5.2 мас.% от центра к краю зерен. Целестин варьирует по составу от целестина (BaO до 0.5 мас.%) до баритоцелестина (BaO до 6.2 мас.%). Флюорит-кальцитовые жилы темно-коричневого, желтого или светло-серого цвета, имеют массивную, брекчиевидную или неравномернозернистую текстуру. Кварц, КПШ и гетит являются второстепенными минералами. Акцессорные минералы - барит, фторапатит (РЗЭ до 4.1 мас.%) и целестин (Redina et al., 2020).

Таблица 2. Представительные анализы флогопита из пород комплекса Мушугай-Худук

Образец	Флог. меланефелиниты				Шонкиниты				Щелочные сиениты				Трахиты		
	центр	край					центр	край							
SiO ₂	38.91	36.69	36.58	37.52	37.03	40.11	37.20	37.35	39.45	38.87	39.77	40.24	36.22	35.83	37.12
TiO ₂	3.15	2.70	3.10	3.02	5.74	1.72	7.02	6.49	3.30	3.59	3.89	3.82	5.70	6.19	6.46
Al ₂ O ₃	13.62	12.47	12.66	12.81	13.47	12.05	14.32	14.36	12.24	12.32	12.22	12.15	12.92	12.94	13.26
FeO	6.29	10.46	14.04	12.18	13.47	10.79	10.24	12.41	13.17	12.45	11.93	11.51	12.30	13.30	12.99
MnO	0.00	0.22	0.37	n.d	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.54	0.52	0.36	0.34	n.d.	0.39	n.d.
MgO	21.89	18.13	16.19	17.98	15.80	20.21	17.08	16.09	17.38	16.83	18.52	18.84	16.43	17.86	17.18
Na ₂ O	0.44	0.36	n.d.	0.39	0.78	0.38	0.89	0.98	0.47	0.36	0.65	0.59	0.88	0.82	0.84
K ₂ O	8.91	7.67	7.53	7.73	8.36	9.78	8.03	8.05	9.31	9.19	9.83	9.94	7.95	8.00	8.43
BaO	1.81	5.63	5.85	5.78	2.55	0.35	3.13	3.19	0.00	0.48	n.d.	n.d.	1.71	n.d.	n.d.
F	4.25	3.77	3.77	3.90	1.32	2.67	1.60	1.77	3.00	2.50	2.70	3.20	2.63	4.62	3.48
Сумма	99.29	98.10	100.09	101.32	98.52	98.07	99.70	100.70	98.87	97.11	99.87	100.63	96.75	100.46	99.76
O=F,Cl	1.79	1.59	1.59	1.64	0.56	1.12	0.67	0.75	1.26	1.05	1.14	1.35	1.11	1.95	1.47
Сумма	97.48	96.51	98.50	99.67	97.96	96.94	98.84	99.94	97.60	96.06	98.73	99.28	95.63	98.00	101.90
Структурная формула, рассчитанная на 12 (O)															
Si	5.656	5.649	5.608	5.623	5.489	5.883	5.402	5.422	5.814	5.807	5.764	5.801	5.487	5.332	5.363
Al iv	2.334	2.263	2.288	2.263	2.354	2.083	2.451	2.457	2.126	2.169	2.088	2.064	2.307	2.270	2.258
Ti	0.344	0.313	0.357	0.340	0.640	0.190	0.767	0.709	0.366	0.403	0.424	0.414	0.649	0.693	0.702
Fe	0.765	1.347	1.800	1.527	1.670	1.323	1.244	1.507	1.623	1.556	1.446	1.388	1.558	1.655	1.570
Mn	0.000	0.029	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.067	0.066	0.044	0.042	0.000	0.049	0.000
Mg	4.743	4.161	3.700	4.017	3.491	4.418	3.697	3.482	3.818	3.748	4.001	4.048	3.710	3.962	3.700
Na	0.124	0.107	0.000	0.113	0.224	0.108	0.251	0.276	0.134	0.104	0.183	0.165	0.258	0.237	0.235
K	1.652	1.506	1.473	1.478	1.581	1.830	1.487	1.491	1.750	1.751	1.817	1.828	1.536	1.519	1.553
Ba	0.103	0.340	0.351	0.339	0.148	0.020	0.178	0.181	0.000	0.028	0.000	0.000	0.101	0.000	0.000
ОН*	2.046	2.164	2.172	2.151	3.381	2.762	3.265	3.187	2.602	2.819	2.762	2.541	2.740	1.825	2.410
F	1.954	1.836	1.828	1.849	0.619	1.238	0.735	0.813	1.398	1.181	1.238	1.459	1.260	2.175	1.590
Сумма	19.721	19.714	19.626	19.701	19.597	19.855	19.475	19.524	19.699	19.633	19.768	19.749	19.608	19.717	20.021

Таблица 3. Представительные анализы диопсида из пород комплекса
Мушугай-Худук

	Флог. меланефелиниты				Фонотерфиты			Щелочные сиениты			
SiO ₂	51.32	50.15	50.00	50.87	49.83	51.13	49.03	50.92	51.75	50.64	51.97
TiO ₂	1.02	1.20	1.50	0.88	1.43	0.85	1.87	0.47	0.83	0.98	0.80
Al ₂ O ₃	1.98	3.76	3.10	3.74	3.12	3.12	3.67	1.44	1.68	1.98	1.34
FeO _{tot}	9.49	8.01	11.23	6.63	7.94	5.20	10.33	9.89	8.27	7.63	8.94
MnO	0.31	0.05	0.11	0.21	0.20	0.30	0.30	0.65	0.39	0.49	0.49
MgO	12.32	13.53	11.23	14.16	13.95	15.46	11.21	12.30	13.91	13.48	13.53
CaO	21.35	22.26	20.97	22.61	21.60	21.56	21.02	21.31	22.32	21.58	22.47
Na ₂ O	1.17	0.74	1.46	0.74	0.75	0.51	1.58	0.81	0.81	0.71	0.84
K ₂ O	0.23	0.13	0.30	0.12	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.12	0.00
Сумма	99.19	99.83	99.90	99.96	98.84	98.18	99.01	97.79	99.97	97.61	100.38
Структурная формула, рассчитанная на 6 (O)											
Si	1.929	1.860	1.875	1.874	1.866	1.907	1.851	1.948	1.920	1.924	1.926
Ti	0.029	0.033	0.042	0.024	0.040	0.024	0.053	0.014	0.023	0.028	0.022
Al	0.088	0.164	0.137	0.162	0.138	0.137	0.163	0.065	0.073	0.089	0.059
Fe ³⁺	0.093	0.108	0.150	0.100	0.105	0.041	0.144	0.071	0.100	0.064	0.105
Fe ²⁺	0.205	0.141	0.202	0.105	0.144	0.122	0.182	0.245	0.157	0.178	0.172
Mn	0.010	0.002	0.003	0.007	0.006	0.009	0.010	0.021	0.012	0.016	0.015
Mg	0.690	0.748	0.628	0.778	0.779	0.860	0.631	0.702	0.769	0.764	0.748
Ca	0.860	0.885	0.842	0.892	0.867	0.862	0.850	0.874	0.887	0.879	0.892
Na	0.085	0.053	0.106	0.053	0.054	0.037	0.116	0.060	0.058	0.052	0.060
K	0.011	0.006	0.014	0.006	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Миналы, рассчитанные на 100 %											
Эгирин	9.5	6.4	12.4	6.1	6.1	4.5	13.3	6.6	6.5	5.9	6.7
Диопсид	68.4	76.6	73.2	89.1	87.4	80.8	72.4	76.7	86.6	86.7	83.1
Геденбергит	22.1	17.0	14.5	4.8	6.5	14.7	14.2	16.7	6.9	7.4	10.2

Таблица 4. Представительные анализы фторапатита из пород комплекса Мушугай-Худук

	Флог. меланефелиниты			Шонкиниты			Фонотефриты			Щелочные сиениты			Трахиты		
SiO ₂	1.33	1.90	1.78	1.01	1.11	0.66	1.01	0.81	1.13	1.71	1.37	1.11	1.03	0.96	1.22
FeO	-	-	-	0.37	0.44	0.41	-	-	-	0.24	-	-	0.44	0.41	1.03
MgO		-	-	0.41	0.41	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	48.26	44.63	46.31	52.85	51.88	52.72	50.92	50.51	49.07	51.01	50.26	50.75	51.71	50.90	49.98
Na ₂ O	-	0.00	0.00	0.46	0.34	0.39	0.36	0.28	0.35	0.38	0.55	0.59	0.49	0.57	0.53
SrO	8.75	9.28	9.35	1.79	1.90	1.60	3.52	4.43	4.43	1.37	2.33	1.89	1.93	1.93	1.82
Ce ₂ O ₃	0.80	1.83	0.69	0.77	0.60	0.40	0.00	0.00	0.52	0.86	0.98	0.96	0.66	0.74	0.76
La ₂ O ₃		0.77		0.41	0.29	0.00	-	-	0.00	-	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃		0.65	0.48	-	-	-	-	-	-	0.51	0.43	0.37	0.00	0.37	0.00
P ₂ O ₅	37.74	37.81	38.04	40.19	37.46	37.97	41.11	41.57	40.76	39.57	39.53	39.80	41.04	39.76	39.73
SO ₃	0.77	0.00	0.92	1.05	1.05	1.17	1.10	0.87	1.02	1.10	1.47	1.12	1.02	1.27	0.95
Cl	-	-	-	0.15	0.20	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	4.13	3.92	3.45	3.84	3.03	3.03	4.18	3.97	3.96	4.21	4.41	4.76	4.13	4.20	3.93
Сумма	101.78	100.80	101.02	103.30	98.72	98.75	102.20	102.45	101.24	100.96	101.85	101.37	102.44	101.11	99.95
-O=F ₂	1.73	1.65	1.45	1.61	1.27	1.27	1.76	1.67	1.66	1.77	1.85	2.00	1.73	1.76	1.65
Сумма	100.05	99.15	99.57	101.69	97.45	97.48	100.44	100.78	99.58	99.19	100.00	99.37	100.71	99.35	98.30
Структурная формула, рассчитанная на 12 (O)															
Ca	4.385	4.134	4.199	4.557	4.685	4.738	4.410	4.372	4.295	4.453	4.411	4.476	4.464	4.480	4.430
Na	-	-	-	0.072	0.055	0.064	0.057	0.044	0.056	0.060	0.088	0.095	0.076	0.090	0.084
Sr	0.430	0.465	0.459	0.083	0.093	0.078	0.165	0.208	0.210	0.065	0.111	0.090	0.090	0.092	0.087
Ce	0.025	0.058	0.021	0.023	0.018	0.012	0.000	0.000	0.015	0.041	0.030	0.029	0.019	0.022	0.023
La	-	0.025	-	0.012	0.009	0.000	-	-	0.011	0.026	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
Nd	-	0.020	0.014	-	-	-	-	-	-	0.015	0.013	0.011	0.000	0.011	0.000
Fe	-	-	-	0.025	0.031	0.029	-	-	-	0.017	-	-	0.029	0.028	0.071
Mg	-	-	-	0.050	0.052	0.033	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	2.710	2.767	2.725	2.738	2.673	2.696	2.813	2.843	2.820	2.729	2.741	2.774	2.799	2.765	2.783
Si	0.112	0.165	0.150	0.081	0.094	0.056	0.081	0.066	0.093	0.139	0.112	0.092	0.083	0.079	0.101
S	0.049	0.000	0.059	0.063	0.066	0.074	0.067	0.053	0.063	0.067	0.091	0.069	0.060	0.079	0.059
F	1.108	1.072	0.923	0.977	0.808	0.804	1.069	1.014	1.023	1.085	1.142	1.139	1.052	1.091	1.028
Cl	-	-	-	0.020	0.029	0.018	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения

Таблица 5. Представительные анализы фтоапатита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

	Неизмененные магнетит-апатитовые породы			Измененные магнетит-апатитовые породы										
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CaO	50.46	52.28	50.95	50.32	50.02	50.47	50.91	49.58	49.63	49.87	47.78	46.98	45.58	43.85
Na ₂ O	0.49	0.58	0.77	0.66	0.38	-	-	0.34	0.23	-	0.28	-	0.34	0.23
SrO	0.45	0.54	0.46	0.52	0.49	0.48	0.47	0.45	0.50	0.55	0.56	0.45	0.53	0.49
Ce ₂ O ₃	2.12	1.70	2.60	3.69	3.30	3.31	3.58	3.54	3.82	4.08	4.94	6.36	6.49	7.70
La ₂ O ₃	1.09	-	1.17	1.47	1.41	1.65	2.25	2.18	2.49	2.25	3.64	4.00	3.70	4.89
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	0.55
Nd ₂ O ₃	0.82	0.45	0.73	-	0.84	0.80	0.75	0.99	1.01	1.18	1.45	1.40	1.50	1.75
P ₂ O ₅	39.82	39.62	37.85	35.38	36.43	33.18	30.77	33.61	31.83	30.89	30.50	30.09	30.66	30.7
SiO ₂	1.60	1.63	2.10	3.68	3.27	4.73	5.52	4.71	5.48	5.67	5.93	6.23	6.38	6.57
SO ₃	0.80	0.70	1.80	2.82	1.85	3.30	3.95	3.12	3.35	3.77	3.25	2.30	2.40	1.67
F	3.65	3.65	3.29	3.63	3.76	3.51	3.21	3.13	3.35	2.57	2.87	3.03	3.76	3.23
Сумма	101.30	101.15	101.72	102.17	101.75	101.43	101.41	101.65	101.69	100.83	101.20	100.84	101.90	101.63
-O=F ₂	1.53	1.53	1.38	1.52	1.57	1.47	1.35	1.31	1.41	1.08	1.21	1.27	1.56	1.36
Сумма	99.77	99.62	100.34	100.65	100.18	99.96	100.06	100.34	100.28	99.75	99.99	99.57	100.34	100.27
ΣREE_2O_3	4.03	2.15	4.50	5.16	5.55	5.76	6.58	6.71	7.32	7.51	10.03	11.76	12.25	14.89
Структурная формула, рассчитанная на 12 (O)														
Ca	4.412	4.650	4.453	4.408	4.392	4.413	4.450	4.380	4.383	4.389	4.272	4.203	4.171	4.086
Na	0.078	0.094	0.124	0.106	0.061	-	-	0.054	0.038	-	0.048	-	0.054	0.038
Sr	0.022	0.026	0.023	0.025	0.024	0.023	0.023	0.022	0.024	0.026	0.026	0.022	0.026	0.024
Ce	0.064	0.052	0.079	0.112	0.101	0.102	0.112	0.107	0.118	0.128	0.157	0.206	0.205	0.245
La	0.033	-	0.036	0.045	0.043	0.051	0.071	0.067	0.077	0.071	0.116	0.130	0.119	0.157
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.018
Nd	0.024	0.014	0.022	-	0.025	0.024	0.023	0.029	0.031	0.036	0.045	0.044	0.046	0.054
P	2.777	2.796	2.670	2.488	2.579	2.355	2.226	2.357	2.275	2.237	2.235	2.250	2.242	2.259
Si	0.132	0.136	0.175	0.306	0.274	0.396	0.472	0.390	0.462	0.485	0.513	0.550	0.551	0.571
S	0.049	0.044	0.112	0.176	0.116	0.207	0.253	0.194	0.212	0.242	0.211	0.152	0.155	0.109
OH	0.049	0.038	0.133	0.046	0.006	0.069	0.132	0.180	0.105	0.305	0.214	0.154	0.006	0.112
F	0.951	0.962	0.867	0.954	0.994	0.931	0.868	0.820	0.895	0.695	0.786	0.846	0.994	0.888

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения

Таблица 6. Представительные анализы микроэлементного состава фторапатита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

	Неизмененные магнетит-апатитовые породы					Измененные магнетит-апатитовые породы						
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7
Sc	0.18	0.68	1.24	0.59	0.76	2.34	2.03	1.62	1.90	14.45	56.60	75.87
V	53.29	49.06	46.82	33.56	88.76	148.41	182.06	162.90	161.67	208.36	231.37	556.97
Mn	646.95	650.41	655.39	605.10	772.55	490.36	545.38	409.12	418.65	910.22	766.79	1128.82
Sr	3803.50	3973.21	4848.96	3860.40	1375.14	25903.25	23042.21	4210.23	4208.22	6962.48	19238.97	78035.64
Y	948.58	1031.48	1004.92	962.98	1582.45	980.87	826.38	899.63	889.10	1564.03	2895.14	4386.40
Zr	11.54	9.18	11.34	6.00	36.09	36.11	36.24	34.44	33.07	427.74	826.36	1270.33
Nb	0.12	0.13	0.19	0.07	0.58	1.14	0.91	1.50	1.53	1.51	2.00	3.90
Ba	10.05	36.77	36.96	8.87	1.79	616.66	599.48	31.44	28.79	60.98	72.27	1862.46
La	8540.43	8792.90	8494.36	7651.42	14650.21	19977.58	18094.05	17533.82	18925.40	39033.18	83536.62	116424.58
Ce	18859.56	19604.78	20116.95	17577.06	32731.55	32670.60	31564.60	29094.17	31643.54	58141.08	119753.36	175814.62
Pr	1857.55	1968.40	2009.92	1781.40	3394.26	2873.27	2685.27	2484.69	2740.21	4903.06	10828.45	15794.82
Nd	6933.08	6972.03	6648.80	6361.89	11238.11	8733.16	8042.77	7960.58	8426.57	13247.08	31986.62	48603.83
Sm	797.71	841.41	789.26	764.88	1253.97	847.98	743.69	764.49	776.41	1241.21	2610.40	3897.09
Eu	122.25	123.72	120.96	109.36	147.07	189.76	173.69	174.20	175.32	333.07	668.85	921.04
Gd	437.90	451.51	431.37	423.72	664.71	440.31	363.75	392.08	422.34	638.63	1294.66	1929.44
Tb	43.14	44.22	41.88	41.25	63.86	39.08	33.17	35.67	36.81	57.92	114.66	174.41
Dy	204.20	216.11	208.16	203.98	308.75	183.46	155.01	163.80	164.73	271.26	532.28	818.80
Ho	33.90	34.32	33.40	32.43	50.29	29.70	25.12	26.89	25.97	43.69	85.08	128.85
Er	80.15	84.23	80.19	78.85	119.58	69.78	59.40	64.53	62.61	107.67	206.18	315.82
Tm	9.90	10.31	9.50	9.46	15.13	8.66	6.72	8.13	7.98	13.23	25.48	38.69
Yb	59.46	59.61	56.75	53.36	88.40	52.60	41.51	48.02	46.09	80.70	152.54	228.28
Lu	7.41	8.07	7.51	7.22	11.58	6.23	5.34	6.16	6.08	10.90	20.00	30.15
Hf	0.11	0.11	0.29	0.11	0.34	0.14	0.20	0.19	0.25	2.93	6.52	10.33
Ta	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.05	0.06	0.07	0.06	0.03	0.06	0.06
Pb	44.15	39.55	47.54	36.50	50.09	65.83	60.29	42.79	33.75	133.71	314.63	816.51
Th	646.98	787.90	744.23	683.90	1557.74	227.55	172.74	190.53	158.37	174.13	210.26	778.48
U	37.54	38.18	42.38	33.19	90.82	139.36	117.31	87.81	95.45	242.04	552.54	1010.49

Таблица 7. Представительные анализы магнетита, ильменита, гетита и гематита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

	Магнетит					Ильменит			Рутил				Гётит				Гематит		
	1	2	3	4	5	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3
FeO	31.96	32.37	32.05	30.68	31.05	35.85	36.97	39.28	4.73	1.83	0.81	0.42	85.9	88.6	86.26	86.35			
Fe ₂ O ₃	64.75	64.65	67.79	68.12	67.58												91.97	90.22	90.54
MgO				0.66				2.12									0.66		
MnO				0.44	0.63	0.77	0.65	4.61						0.32			0.44		
TiO ₂	0.43	0.63	0.42	0.47	0.58	58.28	56.28	52.48	95.66	97.95	95.20	96.73	1.95	0.27	0.35	1.05	0.47	0.43	0.63
Al ₂ O ₃	2.91	3.04	1.13	0.98	0.34	0.26	0.34			0.49			0.72	0.43	0.47	0.81	0.98	2.91	3.04
V ₂ O ₃				0.25			0.57	-							0.47		0.25		
CaO												0.20							
SiO ₂						-	-						0.56	0.34	1.28	0.36			
Nb ₂ O ₅											1.53	1.29							
ZrO											1.82								
P ₂ O ₅						0.27	0.37												
Сумма	100.05	100.69	101.39	101.60	100.18	95.45	95.18	101.59	100.68	101.27	99.36	98.64	89.13	89.97	88.84	88.58	94.77	93.57	94.22

FeO и Fe₂O₃ были пересчитаны методом стехиометрии.

Прочерк обозначает содержания ниже пределов обнаружения.

Таблица 8. Представительные анализы флогопита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

	1	3	4	5	6	8	10	13	14
SiO ₂	40.75	41.16	41.8	41.16	41.23	41.33	41.1	40.28	41.72
TiO ₂	3.34	3.42	2.85	2.74	2.95	2.8	2.92	3.2	2.82
Al ₂ O ₃	11.51	11.56	10.28	11.83	11.36	11.66	11.94	11.39	12.04
FeO	9.44	9.43	8.71	7.85	7.77	7.77	9.16	10.19	7.62
MnO	0.27	0.31	0.25	bdl	0.17	0.28	0.23	0.31	0.26
MgO	20.53	21.23	20.96	21.57	21.94	21.71	20.6	20.12	22.24
Na ₂ O	0.75	0.67	0.28	0.74	0.86	0.69	0.61	0.67	0.85
K ₂ O	9.3	9.23	9.61	8.9	8.81	8.99	9.2	8.87	9.02
F	4.27	4.30	4.63	4.25	4.78	4.11	4.27	3.93	5.11
Сумма	100.16	101.31	99.37	99.04	99.87	99.34	100.03	98.96	101.68
-O=F ₂	1.79	1.81	1.94	1.79	2.01	1.73	1.79	1.65	2.15
Сумма	97.68	98.82	96.68	96.58	97.10	96.96	97.55	96.68	98.72
Структурная формула, рассчитанная на 20 (O)									
Si	5.89	5.87	6.08	5.94	5.94	5.94	5.92	5.88	5.91
Al iv	1.96	1.94	1.76	2.01	1.93	1.98	2.03	1.96	2.01
Ti	0.36	0.37	0.31	0.30	0.32	0.30	0.32	0.35	0.30
Fe	1.14	1.12	1.06	0.95	0.94	0.93	1.10	1.24	0.90
Mn	0.03	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03
Mg	4.42	4.51	4.55	4.64	4.71	4.65	4.42	4.38	4.70
Na	0.21	0.19	0.08	0.21	0.24	0.19	0.17	0.19	0.23
K	1.71	1.68	1.78	1.64	1.62	1.65	1.69	1.65	1.63
OH*	2.05	2.06	1.87	2.06	1.82	2.13	2.05	2.18	1.71
F	1.95	1.94	2.13	1.94	2.18	1.87	1.95	1.82	2.29
Сумма	19.73	19.72	19.66	19.68	19.71	19.69	19.68	19.70	19.72

Таблица 9. Представительные анализы монацита из магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ce ₂ O ₃	25.8	25.35	26.82	26.59	27.77	25.97	27.00	25.35	27.6	27.44	25.49	32.01
La ₂ O ₃	16.28	16.33	16.43	17.38	17.4	15.53	16.85	15.66	16.61	16.84	13.78	17.78
Pr ₂ O ₃	2.35	1.56	1.95	1.58	2.13	2.36	2.24	1.92	2.57	1.97	2.93	2.25
Nd ₂ O ₃	5.70	6.39	6.44	6.61	6.14	6.59	6.16	5.81	6.35	6.36	8.12	6.50
SrO	6.67	6.65	6.61	6.52	6.39	6.23	6.37	8.72	6.53	5.82	4.21	2.57
CaO	5.39	5.30	5.09	4.49	4.27	5.55	4.86	5.11	4.48	4.67	5.58	4.45
FeO	0.90	0.73	-	0.86	0.82	0.80	0.60	-	-	-	1.57	-
P ₂ O ₅	25.34	24.95	25.25	27.18	28.12	24.91	26.76	24.4	27.89	26.81	25.43	28.69
SO ₃	7.84	8.47	8.19	5.87	4.74	9.21	6.94	9.94	4.72	5.12	8.12	1.97
Сумма	96.27	95.73	96.78	97.08	99.09	97.89	97.78	96.91	96.75	95.03	95.23	96.22
Структурная формула, рассчитанная на 4 (O)												
Ce	0.35	0.34	0.36	0.36	0.37	0.34	0.36	0.33	0.38	0.38	0.34	0.45
La	0.22	0.22	0.22	0.24	0.24	0.21	0.22	0.21	0.23	0.24	0.18	0.25
Pr	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Nd	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.11	0.09
Sr	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.18	0.14	0.13	0.09	0.06
Fe	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Ca	0.21	0.21	0.20	0.18	0.17	0.21	0.19	0.20	0.18	0.19	0.22	0.18
P	0.79	0.77	0.78	0.85	0.88	0.76	0.82	0.74	0.88	0.86	0.78	0.94
S	0.22	0.23	0.22	0.16	0.13	0.25	0.19	0.27	0.13	0.15	0.22	0.06

Прочерком обозначены содержания ниже пределов обнаружения

Глава 5. Петролого-геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика пород комплекса Мушугай-Худук

5.1. Петрогенные и редкие компоненты в породах комплекса

Химические составы щелочных силикатных пород комплекса Мушугай-Худук приведены в Таблице 10, химические составы магнетит-апатитовых и флюоритовых пород, карбонатитов, а также вмещающего известняка представлены в Таблице 11.

Вулканические и субвулканические силикатные породы комплекса содержат от 41 до 68 мас.% SiO_2 , и на диаграмме TAS они ложатся в поля от базанитов/тефритов до трахитов (рис. 10 а). Следует отметить, что состав вышеприведенного «флогопитового меланефелинита» для меланократовых

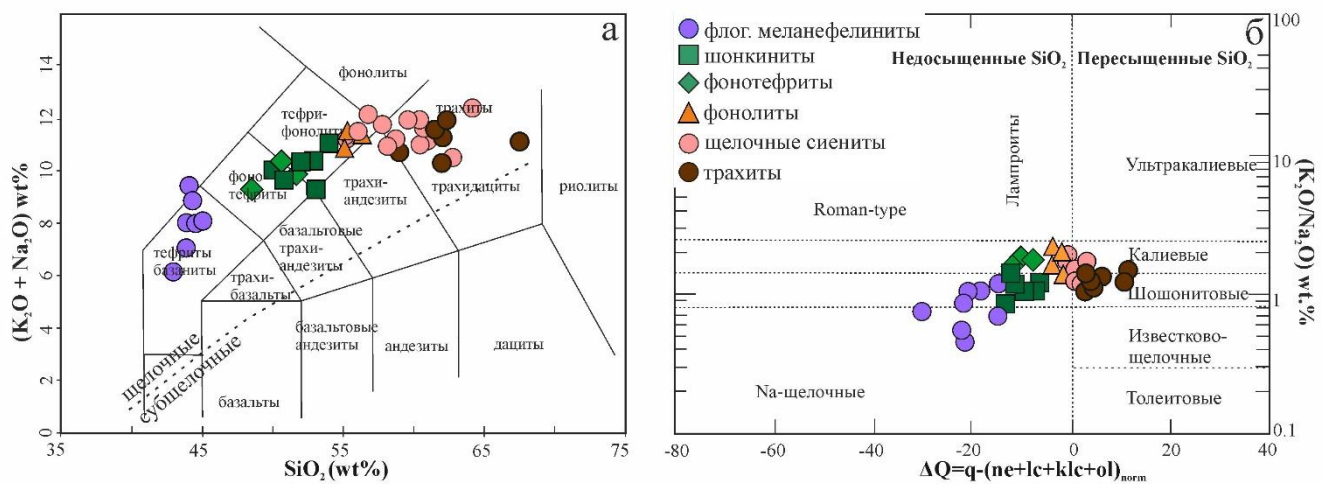


Рис. 10. а) Классификационная диаграмма содержания щелочей и кремнезема (TAS) (Le Bas et al., 1986) для вулканических и субвулканических пород комплекса Мушугай-Худук; б) Диаграмма зависимости ΔQ от $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для вулканических и субвулканических пород комплекса Мушугай-Худук. ΔQ - сумма нормативного кварца за вычетом недосыщенных кремнеземом минералов (нефелин, лейцит, кальсилит и Mg-оливин).

эффузивов комплекса на диаграмме TAS попадает в поля тефритов/базанитов. Согласно Международной классификации пород (Le Maitre, 2005) меланефелиниты – это породы, которые по содержанию SiO_2 могут попадать как в поле фойдитов, так и в поле тефритов/базанитов. Однако, из-за сложностей пересчета нормативного состава эффузивов ввиду большого содержания K_2O , а

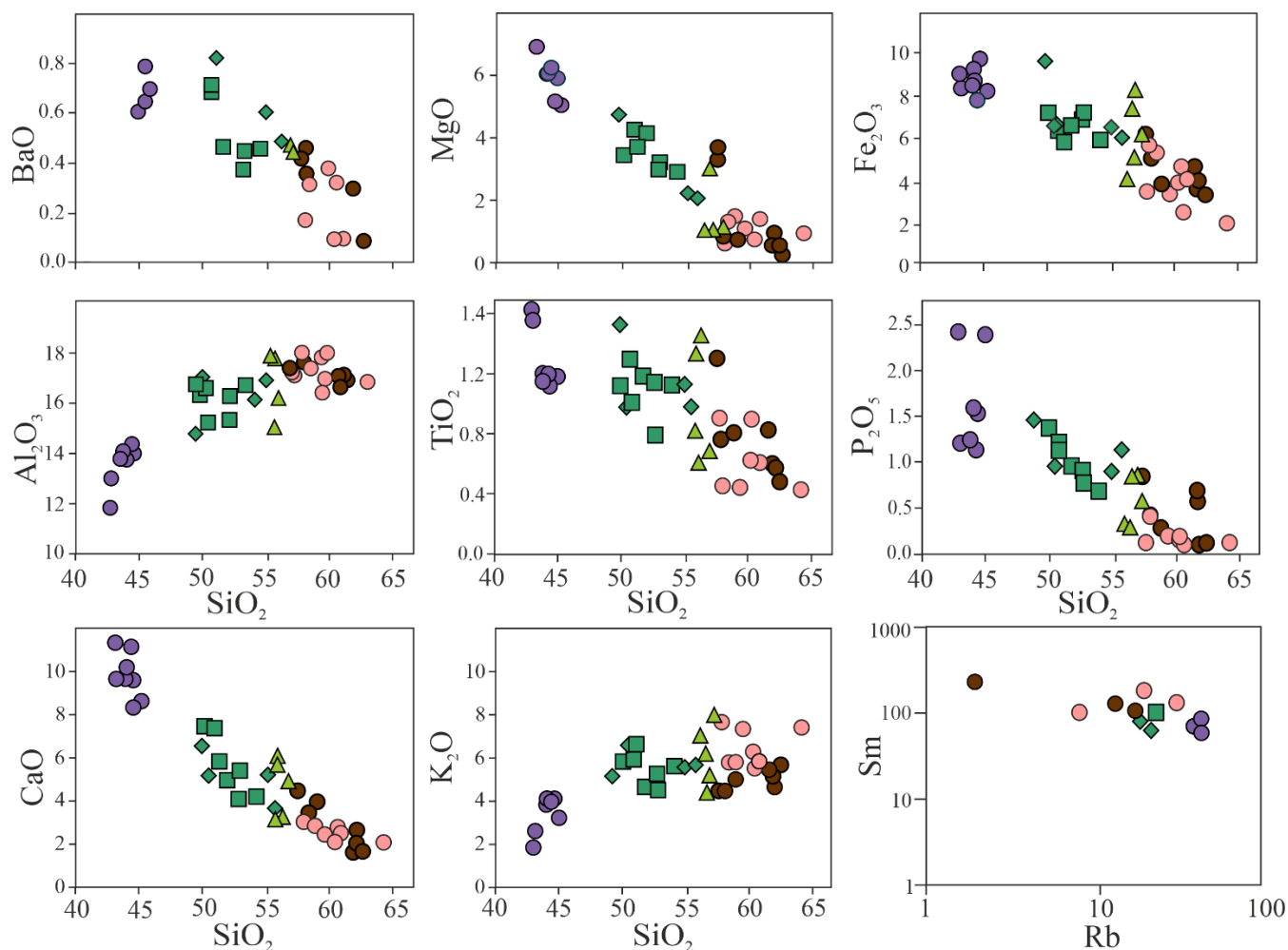


Рис. 11. Вариационные диаграммы Харкера. Условные обозначение пород, как и на рис. 10.

также отсутствия основного плагиоклаза и лейцита в породе и присутствия большого количества вкрапленников флогопита, будет не совсем корректно идентифицировать эти породы как тефриты или базаниты.

Все силикатные породы (кроме некоторых флогопитовых меланефелинитов) относятся к щощонитовой до калиевой серии ($K_2O > 3,55$ мас.%) (Рис. 10 б) (Nikolenko et al., 2020 a). Диаграммы Харкера демонстрируют четкую тенденцию к дифференциации пород от флогопитовых меланефелинитов до трахитов, а также между их субвулканическими аналогами, хотя отмечается некоторая дискретность между флогопитовыми меланефелинитами и остальными силикатными породами комплекса. Содержания SiO_2 демонстрируют отрицательную корреляцию с MgO , Fe_2O_3 , BaO , CaO , P_2O_5 , TiO_2 , V , Ni и положительную с Al_2O_3 и K_2O (рис. 11). Кроме того, для флогопитовых меланефелинитов характерны более высокие концентрации MgO , Cr и Co по сравнению с фонотефритами и щонкинитами (Табл.

10). Трахиты и щелочные сиениты имеют более дифференцированный состав и содержат минимальные концентрации MgO, Cr и Co по сравнению с остальными силикатными породами комплекса. На диаграмме Rb/Sm силикатные породы Мушугай-Худук демонстрируют выраженную корреляцию по содержанию Rb, что можно объяснить кристаллизацией флогопита (рис. 11).

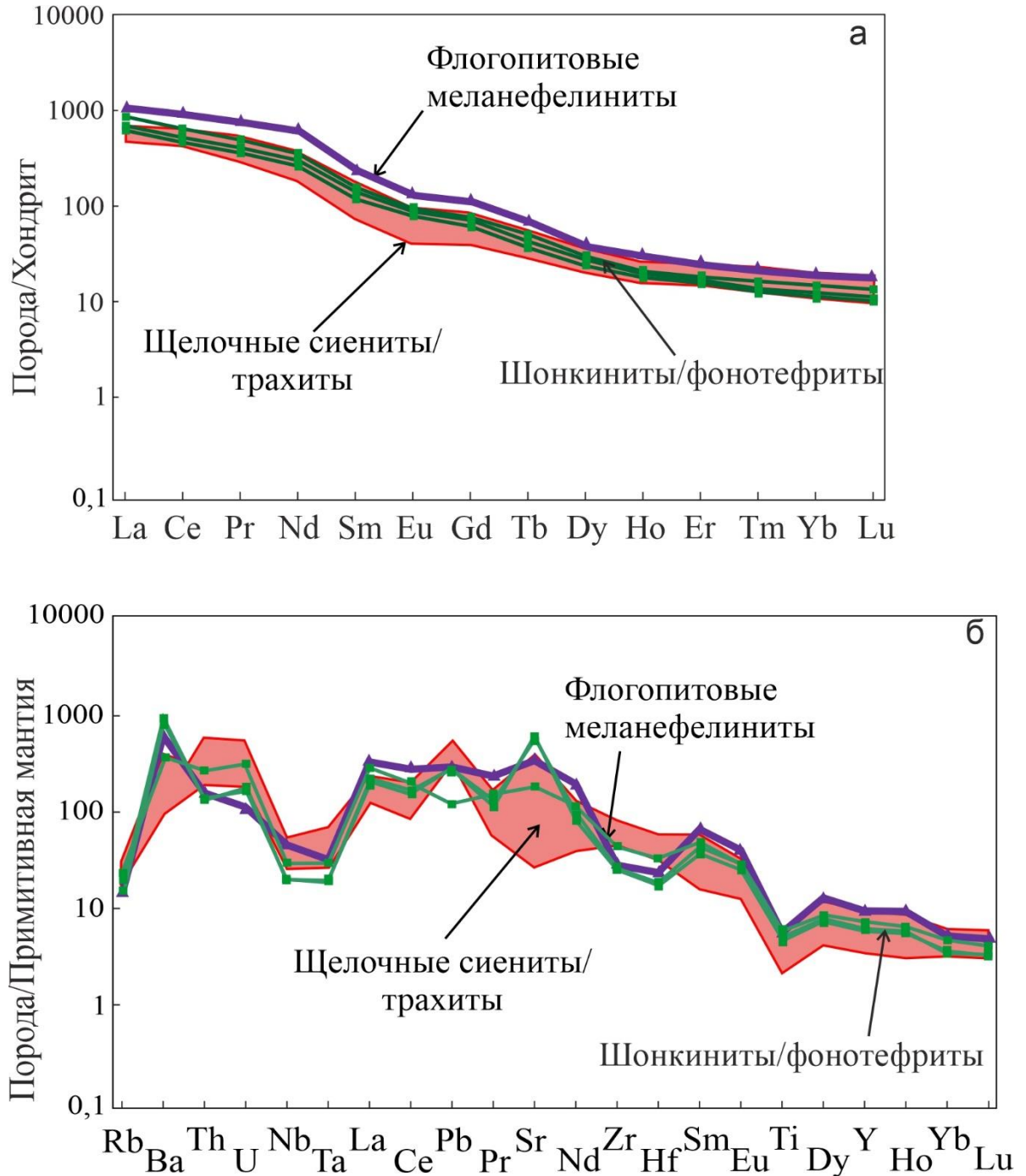


Рис. 12. Графики нормированных к хондриту (а) и примитивной мантии (б) содержания редких элементов и РЗЭ в щелочных силикатных породах комплекса Мушугай-Худук

Более высокие Ce/Pb отношения отмечаются во флогопитовых меланефелинитах (до 10.0), шонкинитах (до 15.9) и фонотефритах (до 5.6) по сравнению с Ce/Pb отношениями в щелочных сиенитах (до 4.3) и трахитах (до 0.9) (Табл. 10).

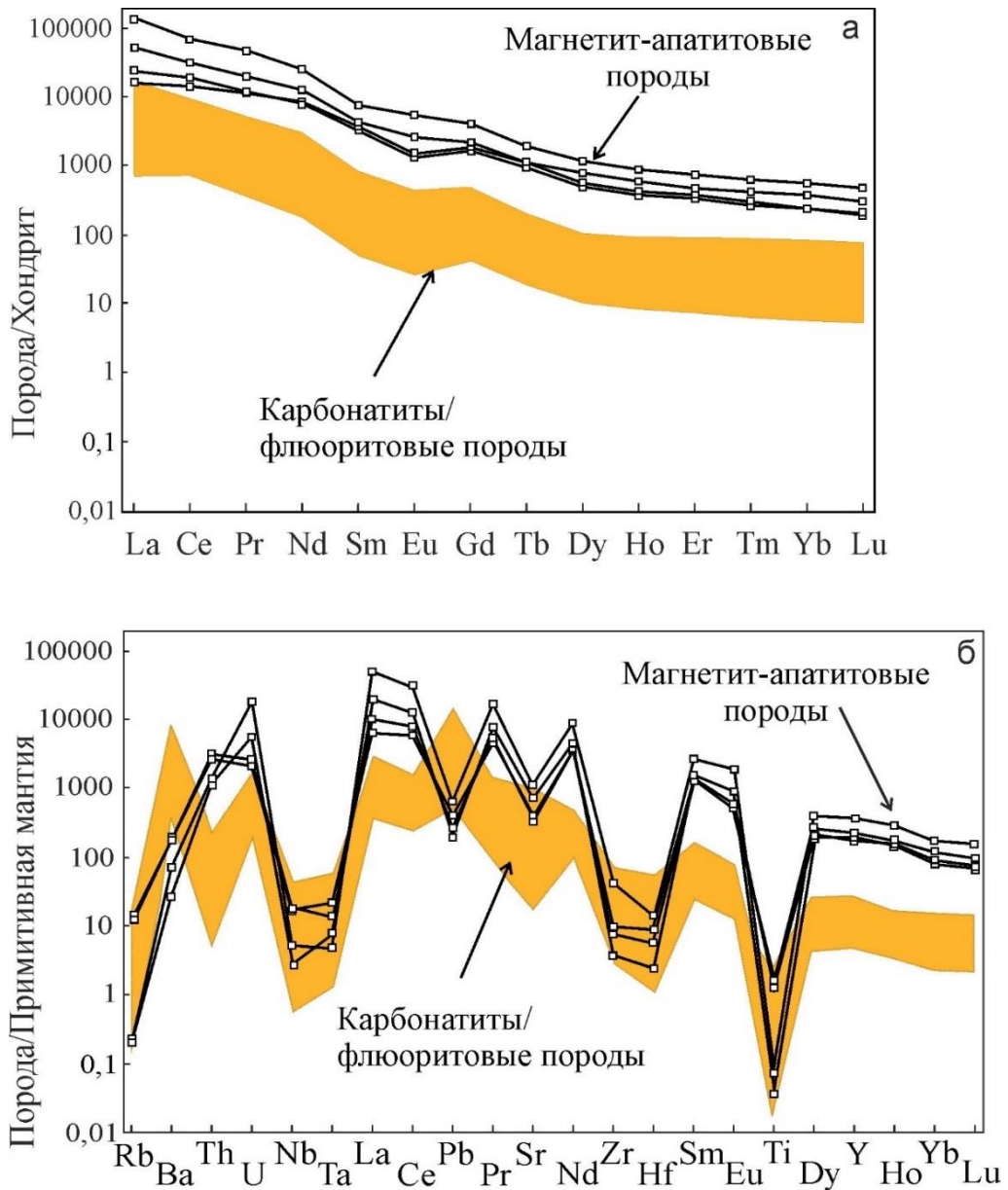


Рис. 13. Графики нормированных к хондриту (а) и примитивной мантии (б) содержания редких элементов и РЗЭ в магнетит-апатитовых породах и карбонатитах/флюоритовых породах комплекса Мушугай-Худук

Нормированные к хондриту графики распределения РЗЭ в щелочных силикатных породах комплекса показывают резко наклонные к тяжелым РЗЭ кривые, что объясняется обогащением всех типов силикатных пород легкими РЗЭ

($\text{La}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}}$ и $\text{Gd}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}}$ равны 56-68 и 2-7, соответственно). Флогопитовые меланефелиниты содержат более высокие общие концентрации РЗЭ относительно остальных типов силикатных пород (рис. 12 а).

Флогопитовые меланефелиниты, фонотефриты и шонкиниты демонстрируют схожее поведение литофильных (LILE) и высокочargedных (HFSE) элементов на диаграммах содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (PM) (Рис. 12 б). Графики характеризуются четко выраженными максимумами Ba и Sr и минимумами Nb, Ta, Zr, Hf и Ti относительно соседних элементов. Щелочные сиениты и трахиты, по сравнению с ультраосновными и основными породами комплекса, имеют более высокие значения Th, U, Zr, Hf и Pb и более низкие значения Sr, Ba и Ti. Подобные геохимические характеристики были выявлены в магматических породах ЦАСП, включая районы Монголии, Тувы, Горного Алтая, Западного Забайкалья и Прибайкалья, Казахстана (например, Doroshkevich et al., 2012, Дорошкевич, 2013; Vrublevskii et al., 2014; Dash et al., 2015; Khromykh et al., 2016; Lavrenchuk et al., 2017; Sheldrick et al., 2018; и ссылки в них).

Графики, нормированных к хондриту РЗЭ (рис. 13 а), для магнетит-апатитовых пород и карбонатитов имеют сильно наклонные по направлению к тяжелым РЗЭ кривые, что также связано с обогащением этих пород легкими РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 110\text{--}280$ и $160\text{--}340$, $\text{Gd}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 5\text{--}8$ и $2\text{--}6$, соответственно). Для магнетит-апатитовых пород и карбонатитов отмечается слабая отрицательная Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.62\text{--}0.82$ и $0.61\text{--}0.70$, соответственно).

На диаграмме, нормированных к примитивной мантии (рис. 13 б) редких элементов, магнетит-апатитовые породы и карбонатиты показывают значительное истощение высокочargedными (HFSE) элементами, обогащение легкими РЗЭ, U и Ba. Карбонатиты имеют положительные пики Ba и Pb в отличие от магнетит-апатитовых пород.

5.1.1. Редкоземельные элементы в апатитах из силикатных и магнетит-апатитовых пород комплекса

Составы апатита из неизмененных магнетит-апатитовых пород характеризуются обогащением легкими РЗЭ, а графики нормированных к хондриту содержания РЗЭ имеют крутой наклон к тяжелым редкоземельным элементам (с La/Yb отношением 145-150) и демонстрируют отрицательную Eu аномалию с Eu^*/Eu от 0.49 до 0.63 (рис. 14) (Nikolenko et al., 2018). Напротив, апатит из гидротермально измененных магнетит-апатитовых пород характеризуются еще

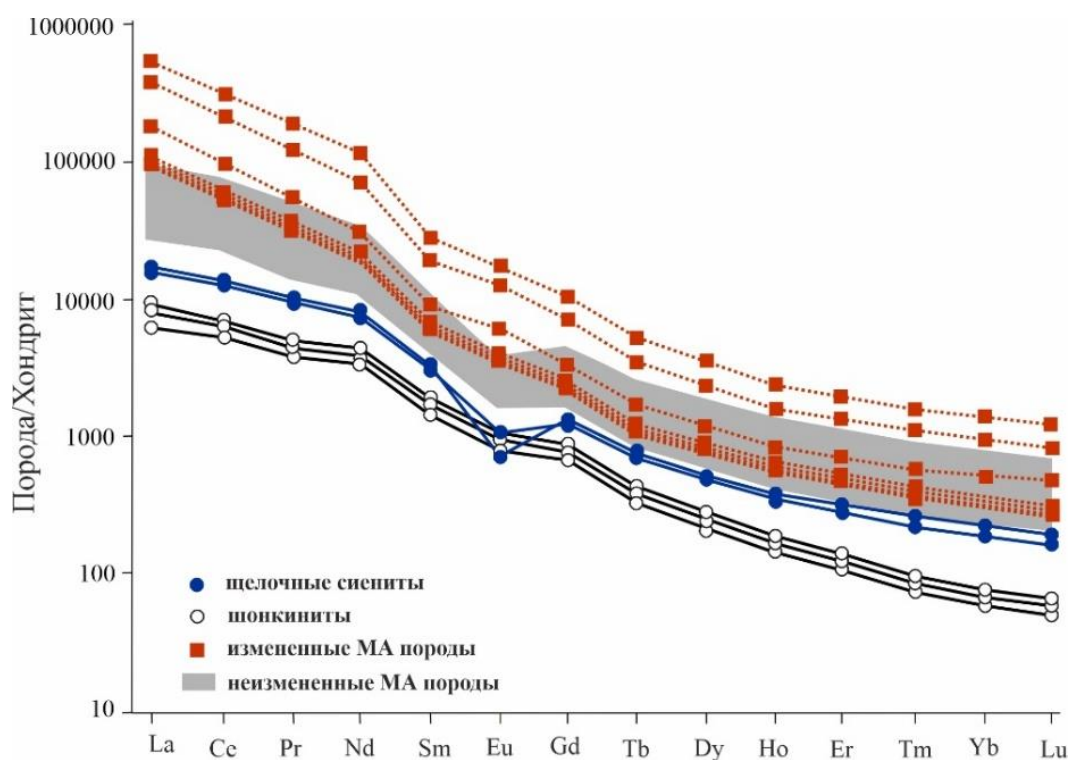


Рис. 14. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в апатите из различных пород комплекса Мушугай-Худук

бóльшим увеличением легких РЗЭ с La/Yb отношением до 250. На графиках содержания РЗЭ, нормированных к хондриту, отрицательная аномалия Eu отсутствует (рис. 14). По сравнению с апатитом из магнетит-апатитовых пород, апатит из шонкинитов демонстрирует более низкие содержания РЗЭ и отсутствие Eu аномалии на графиках РЗЭ, нормированных к хондриту (см. рис. 14). Нормированные к хондриту диаграммы РЗЭ для апатита из щелочных сиенитов

показывают наклонные кривые со слабой отрицательной Eu аномалией, с Eu^*/Eu от 0.37 до 0.53 (см. рис. 14).

5.2. Радиогенные (Sr, Nd, Pb) и стабильные (O, C) изотопы в породах комплекса

Изотопные Sr и Nd данные для пород комплекса Мушугай-Худук и вмещающих их известняков приведены в Таблице 12. Расчеты первичных значений $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ для всех образцов были пересчитаны на возраст 140 млн. лет, который был получен по результатам Ar – Ar датирования (Nikolenko et al., 2020 а). Кроме того, первичные значения $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ для вмещающих известняков, которые Самойлов и Коваленко (1983) датировали возрастом 300 млн лет, были

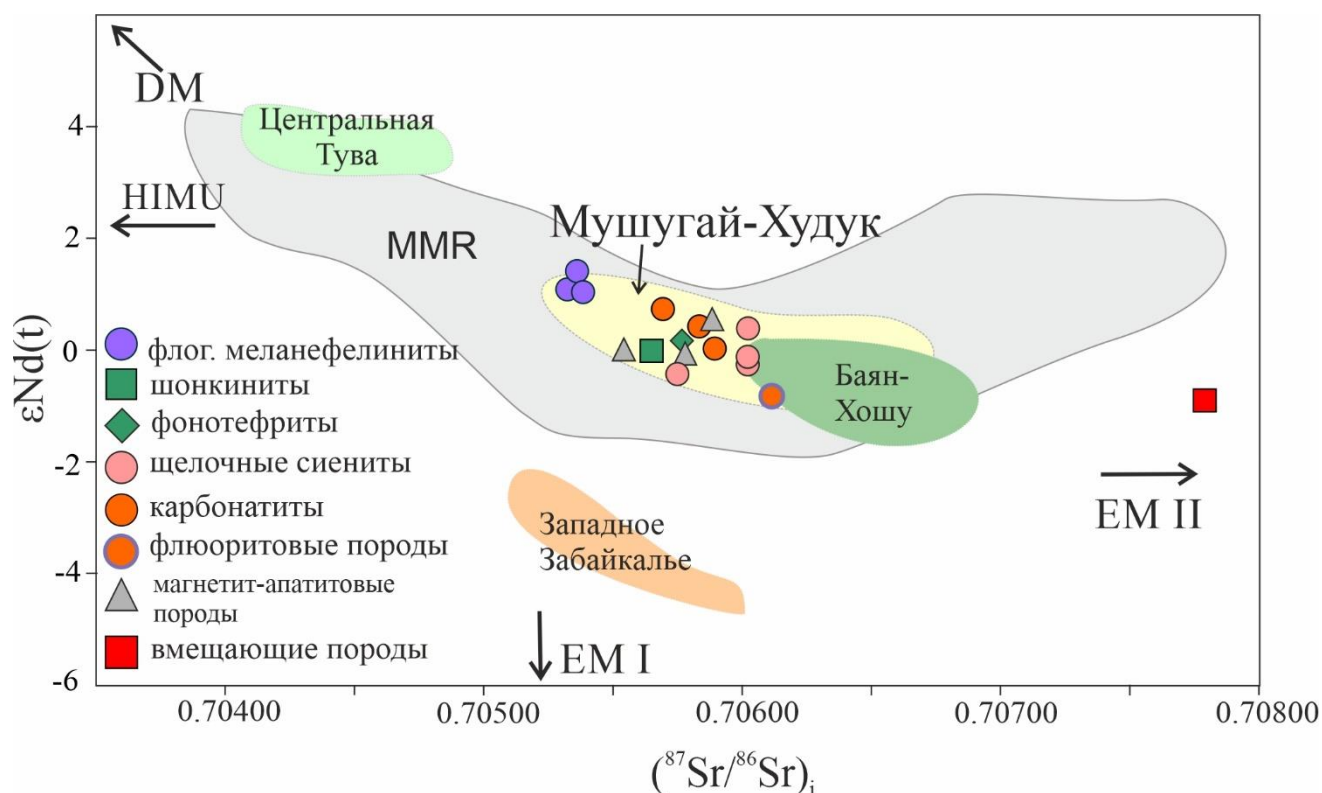


Рис. 15. График $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $Sr^{87}/Sr^{86}(i)$ для пород комплекса Мушугай-Худук, и для различных позднемезозойских щелочных карбонатитовых комплексов в пределах ЦАСП (карбонатиты Центральной Тувы (Nikiforov and Yarmolyuk, 2019), карбонатиты из комплекса Баян-Хошу, Монголия (Владыкин, 2005), щелочные силикатные породы и карбонатиты Западного Забайкалья (Nikiforov and Yarmolyuk, 2019; Владыкин, 2005, Дорошкевич, 2013); MMR поле для триас-меловых магматических пород Монголии (Dash et al., 2015; Sheldrick et al., 2018). Мантийные резервуары из Zindler and Hart (1986).

пересчитаны на возраст 140 млн лет. Породы комплекса Мушугай-Худук имеют незначительные вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ между 0,70532 и 0,70614 и укладываются в диапазон значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ между (-1,23) и 1,25 (рис. 15). Флогопитовые меланефелиниты имеют наименее радиогенные Sr и максимальные $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ значения, тогда как все остальные щелочные силикатные и магнетит-апатитовые породы имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ и близкие к нулю значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Вариации соотношения 10000/Sr в фонотефритах, шонкинитах и щелочных сиенитах могут отражать процессы кристаллизационной дифференциации во время становления комплекса (рис. 16 а) (Nikolenko et al., 2020 а). Более того, согласно Sr и Nd изотопным данным (рис. 16 а и б), можно предполагать неоднородность первичного мантийного источника, в котором флогопитовые меланефелиниты отражают наиболее деплетированный компонент, а остальные породы комплекса -

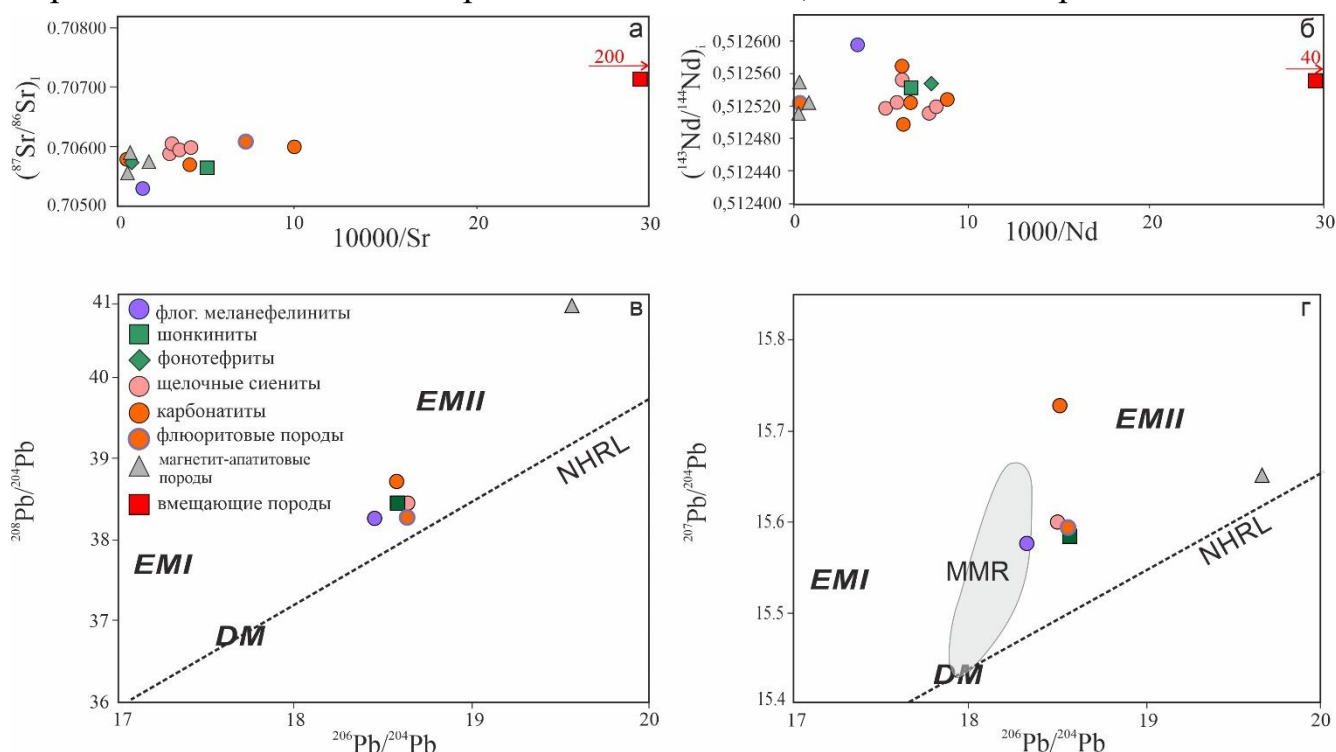


Рис. 16. а) Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $10000/\text{Sr}$ для пород комплекса Мушугай-Худук; б) диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $1000/\text{Nd}$ для пород комплекса Мушугай-Худук. Некоторые образцы щелочных сиенитов взяты из Baatar et al. (2013); в) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и д) диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород комплекса Мушугай-Худук. Поле MMR состоит из триас-меловых магматических пород Монголии (Sheldrick et al., 2018). Компоненты DM (истощенная мантия), EM1 (обогащенная мантия 1), EM2 (обогащенная мантия 2) и NHRL (референсная линия Северного полушария) из Zindler and Hart (1986) and Hart (1984).

более обогащенный компонент. Вмещающие известняки имеют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.70847$, что существенно выше значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ для пород комплекса Мушугай-Худук.

Диапазон Sr–Nd изотопных составов пород комплекса Мушугай-Худук близок к таковым для триас-меловых магматических пород Монголии (MMR) (Dash et al., 2015; Sheldrick et al., 2018) и раннемеловых карбонатитов Баян-Хошу Южной Монголии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.70600\text{--}0.70691$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.9\text{--}0.2$) (Владыкин, 2005) (рис. 15)). Все вышеперечисленные комплексы расположены на линии между DM и ЕМII изотопными компонентами.

Карбонатиты тувинских комплексов имеют более высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и низкие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения, а позднемезозойские карбонатиты и щелочные силикатные породы в комплексах Западного Забайкалья (Аршан, Халюта, Южное) имеют близкие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ отношения и более низкие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Владыкин, 2005; Дорошкевич, 2013; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019) по сравнению с породами комплекса Мушугай-Худук (рис. 15).

Щелочные силикатные породы, карбонатиты и флюоритовые породы комплекса Мушугай-Худук имеют близкие изотопные Pb составы (Таблица 13, рис. 16 в, г), однако магнетит-апатитовые породы характеризуются самыми высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Nikolenko et al., 2020 a). Один образец карбонатита демонстрирует самые высокие $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и схожие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к другим породам комплекса (рис. 16 г). Тем не менее, все породы ложатся слева от референсной линии Северного полушария (NHRL) на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 16 в, г), что позволяет предположить, что они характеризуются бóльшими содержаниями радиогенных ^{208}Pb и ^{207}Pb , чем ^{206}Pb . Породы комплекса Мушугай-Худук имеют измеренные изотопные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, схожие с монгольскими магматическими породами триас-мелового периода MMR) (Sheldrick et al., 2018) и расположены на линии между DM и ЕМII изотопными компонентами.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ изотопный состав флогопита из флогопитовых меланефелинитов, фонотефритов, шонкинитов и щелочных сиенитов имеет значения 6.2 ‰, 7.0 ‰, 6.4

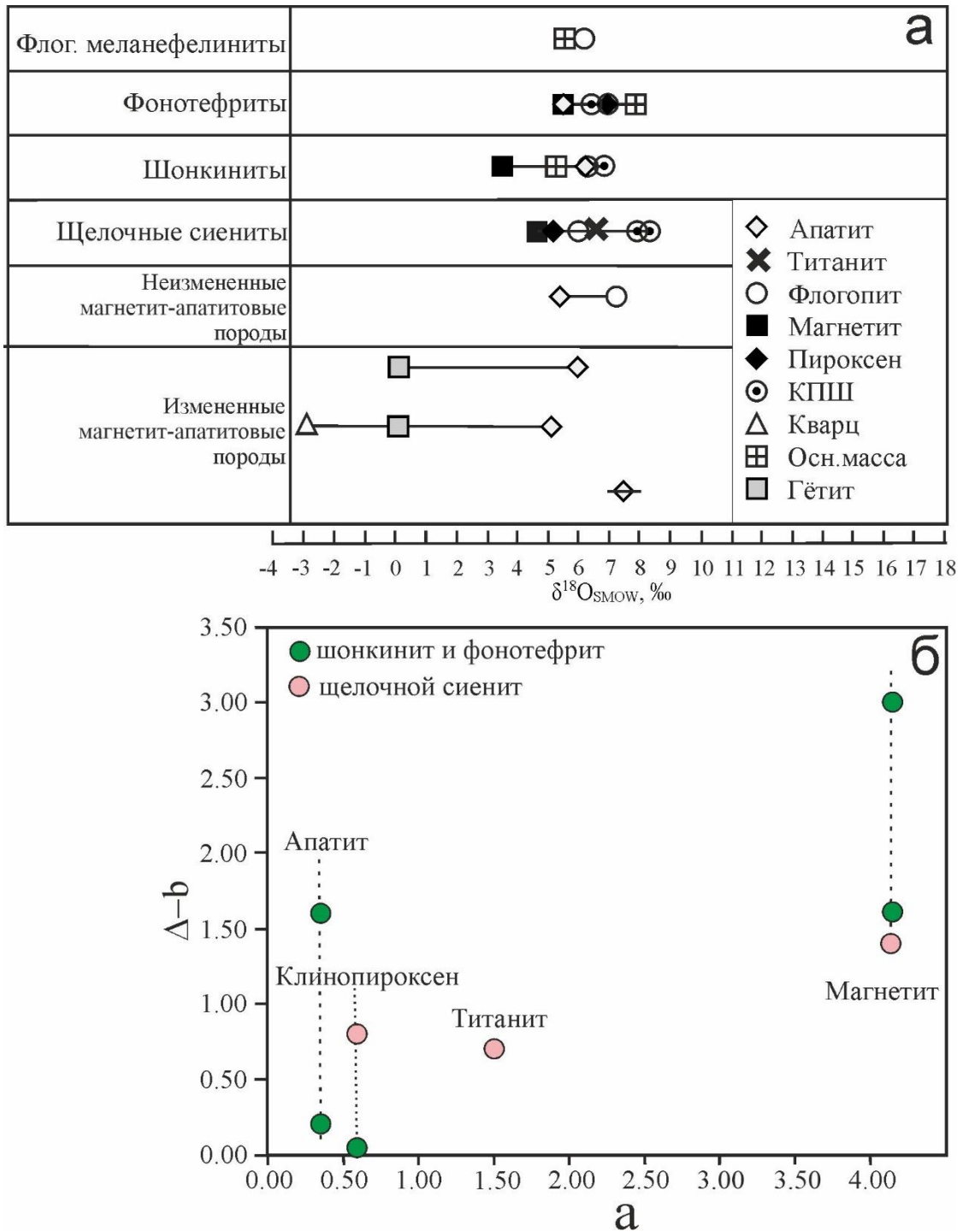


Рис. 17. а) Изотопный состав минералов в породах Мушугай-Худук; (б) изотопное фракционирование кислорода в зависимости от коэффициента фракционирования «а» по данным из Javoу et al. (1970) с флогопит-минерал (апатит, клинопироксен, титанит и магнетит) изотопным фракционированием (Valley, 2003).

and и 6.0 ‰, соответственно. Магнетит из фонотефритов, шонкинитов и щелочных сиенитов характеризуется более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (5.4 ‰, 3.4‰ и 4.6 ‰, соответственно) (Nikolenko et al., 2020

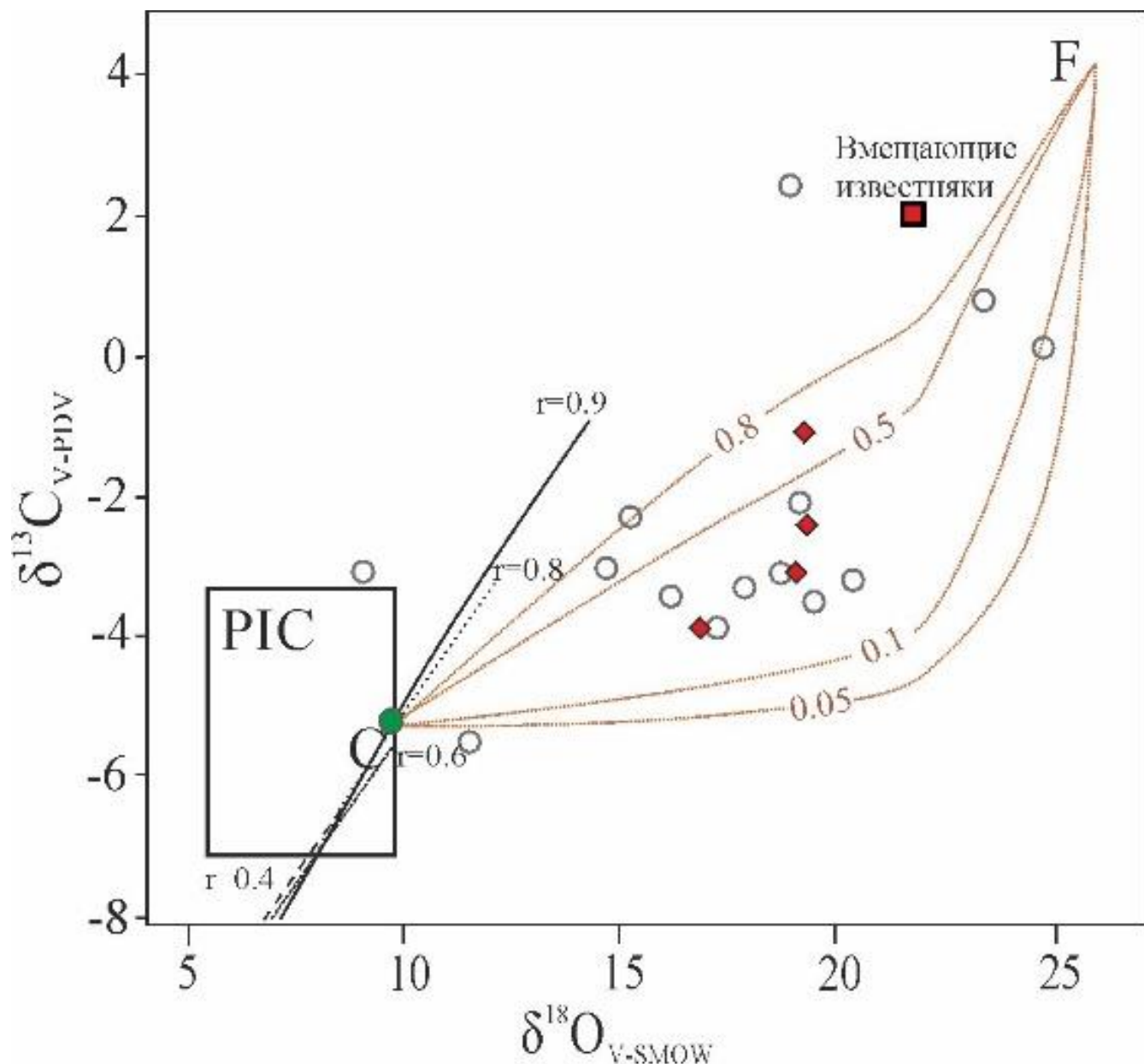


Рис. 18. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ график для карбонатов из пород комплекса Мушугай-Худук и вмещающих известняков. Поле PIC (primary igneous carbonatites) взято из Taylor and Sheppard (1986). Кривые показывают влияние процесса фракционирования Рэля (черные линии) и взаимодействия флюид-порода (коричневые линии) в открытой системе для различных значений X_{CO_2} . Зеленый кружок – карбонаты из флогопитовых меланефелинитов, серые кружки – из карбонатитов комплекса Мушугай-Худук (Кулешов, 1986). Красные ромбы – карбонаты из карбонатитов комплекса Мушугай-Худук (наши данные). Кривые фракционирования Рэля построены для различных значений $\Gamma_{\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2}$.

а). Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в калиевом полевом шпате исследованных образцов варьируют в диапазоне от 6.9 ‰ в шонкинитах до 7.9 ‰ и 8.4 ‰ в щелочных сиенитах. Апатит из фонотефритов и шонкинитов имеет значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 5.4 ‰

и 6.2 ‰, соответственно. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в апатите из магнетит-апатитовых пород варьируют в диапазоне 5.1 ‰ – 5.6 ‰ (рис. 17 а), тогда как флогопит в МА породах имеет $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 7.3$ ‰ (Nikolenko et al., 2018). $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ основной массы флогопитовых меланефелинитов равен 5,6 ‰, что соответствует значениям $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, характерных для мантийных пород (Hoefs, 2015), тогда как $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ основной массы фонотефритов утяжеляется до 7.9 ‰. Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для расплава (в интервале заданных температур 900-1100° С) в равновесии с вкрапленниками магнетита, клинопироксена и апатита из фонотефритов сильно варьируют, и в целом несколько выше, чем мантийные значения (Табл. 14).

Фракционирование изотопов кислорода между минеральными парами, рассчитанное в широком диапазоне температур (Табл. 15), показывает сильное неравновесие изотопов кислорода между минералами, что также подтверждается разбросом точек на рис. 17 б (Javoy et al., 1970). Такое неравновесие и различные рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для расплава могут быть связаны с субсолидным низкотемпературным изотопным переуравновешиванием в результате воздействия гидротермальных флюидов.

Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ для карбонатов приведены в Таблице 16. Кальцит из глобулей во флогопитовых меланефелинитах (Кулешов, 1986) расположен вблизи поля составов первичного магматического карбонатита (РІС) (Taylor and Sheppard, 1986) и имеет более низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, но схожие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ относительно кальцита из карбонатитов комплекса (рис. 18). Для сравнения, кальцит из карбонатитов имеет значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, варьирующие в диапазонах 16.8 ‰ – 22.6 ‰ и от (-3.9) ‰ до 0.3, соответственно. Это может указывать на то, что карбонаты комплекса Мушугай-Худук имеют более тяжелый $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ состав по сравнению с РІС. Изменение $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ относительно РІС может быть связано с процессом рэлеевского фракционирования, воздействием гидротермальных флюидов и/или в результате взаимодействия с вмещающими известняками.

Фракционирование Рэлея было рассчитано по формулам (1) и (2) (Ray and Ramesh, 2000), а именно:

$$(1) \delta^{13}C_{cal} = \alpha^c(1000 + \delta^{13}C_s^i)[f(c)](\alpha^{c-1}) - 1000$$

где α^c - коэффициент фракционирования углерода между кальцитом и CO_2 , $f(c)$ - доля углерода, остающаяся в источнике, а $\delta^{13}C_s^i$ - исходный изотопный состав углерода в источнике.

$$(2) \delta^{18}O_{cal} = 10^3((\alpha_{c-1}^o/a - b/f(o)) - 1) + 1(\alpha_{c-1}^o/a - b/f(o))\delta^{18}O_s,$$

где α_{c-1} - коэффициент фракционирования кислорода между кальцитом и преобладающим компонентом в источнике, $f(o)$ - доля оставшегося кислорода в резервуаре, а a и b определяются по формулам (3) и (4), соответственно, то есть:

$$(3) a = 1/3(2 + \alpha_{H_2O-CO_2})$$

и

$$(4) b = 2/3 (\alpha_{H_2O-CO_2} - 1)((1 - r_{H_2O-CO_2})/(2 + r_{H_2O-CO_2})),$$

где $r_{H_2O-CO_2}$ - молярное соотношение H_2O к CO_2 .

Результаты моделирования рэлеевского фракционирования показаны на рис. 18 с использованием первичных значений $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ 9.1 ‰ и -5,5 ‰, соответственно; а также с применением различных значений $r_{H_2O-CO_2}$ и предполагая, что CO_2 является преобладающим компонентом в источнике. Температура образования карбонатита принимается равной 700 ° C (типичная температура для образования интрузивного карбонатита). Таким образом, судя по графику, рассчитанные кривые фракционирования $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ при разных значениях $r_{H_2O-CO_2}$ не соответствуют значениям, наблюдаемым в карбонатах комплекса Мушугай-Худук.

Гипотетическое моделирование взаимодействия между карбонатитом (C) и CO_2 -несущим гидротермальным флюидом (F) проиллюстрировано на рис. 18 с использованием начальных значений $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ 9.1 ‰ и -5.5 ‰ для кальцита (значения взяты для кальцитов из флогопитового меланефелинита комплекса Мушугай-Худук (данные автора и Кулешов, 1986)), 21.7 ‰ и 2.0 ‰ для флюида ($\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ составы вмещающих известняков), соответственно. Тренды изменения значений $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ в открытой системе рассчитаны для

температуры 360 °С. Температуры были взяты из исследований флюидных включений Kynický and Samec (2005). Результаты моделирования показывают, что $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ значения для кальцита, полученные в этом исследовании, наиболее соответствуют значениям X_{CO_2} 0,1–0,5 (рис. 18).

5.2.1. Изотопный состав кислорода в минералах магнетит-апатитовых пород

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в апатите из неизмененных МА пород варьирует в пределах от 5.1 до 5.6 ‰. Флогопит имеет $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ значение 7,3 ‰ (рис. 17 а, Табл. 14) (Nikolenko et al., 2018). Эти значения характерны для мантийных магматических пород (Hoefs, 2015), включая карбонатиты (Tichomirova et al., 2006; Demény et al., 2010; Doroshkevich et al., 2010, 2016). Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для минералов из МА пород комплекса Мушугай-Худук находятся в том же диапазоне, что и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в силикатах и апатитах (5.5-7.2 ‰) из Западно-Забайкальских щелочных силикатных пород и карбонатитов (Никифоров и др., 1998; Doroshkevich et al., 2010).

Измененный апатит МА пород комплекса демонстрирует более высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (от 6.0 до 7.5 ‰) по сравнению с неизменным апатитом из этих пород. Утяжеление $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, наблюдаемое для измененного апатита, может быть проинтерпретировано как результат постмагматического изотопного обмена с гидротермальными флюидами, которые могут быть как постмагматическими водными флюидами, так и низкотемпературными коровыми водами, а также их смесью. Флюидные включения (см. ниже) в измененном апатите также свидетельствуют в пользу того, что это был низкотемпературный (250-150 °С) водный флюид.

Таблица 10. Химические анализы силикатных пород комплекса Мушугай-Худук

Образец	Фл. меланефелинит		Шонкинит	Фонотефрит		Щелочные сиенит			Трахит		
	14-1	14-1a	21	13-1	15-2	1-5	6-1	20	18-1	22-5	19-2
SiO ₂ , мас. %	44.54	41.48	52.71	50.56	49.87	60.62	57.79	59.46	57.91	62.44	67.51
TiO ₂	1.13	1.02	1.15	0.97	0.98	0.86	0.46	0.44	0.76	0.48	0.37
Al ₂ O ₃	14.21	12.95	16.27	17.03	16.66	16.93	17.16	17.38	17.26	16.90	15.48
Fe ₂ O ₃	9.67	11.43	7.04	6.70	7.00	2.80	3.67	3.73	5.08	3.46	2.05
MnO	0.15	0.18	0.08	0.09	0.09	0.07	0.14	0.07	0.04	0.05	0.01
MgO	5.94	6.15	2.86	2.91	3.03	1.44	0.67	1.12	0.88	0.19	0.23
CaO	9.61	10.32	4.09	5.36	5.99	2.57	3.05	2.46	3.52	1.65	0.32
Na ₂ O	3.94	4.22	5.11	3.74	3.55	4.78	4.14	4.61	4.52	5.71	3.57
K ₂ O	4.00	3.55	5.24	6.64	6.06	6.99	7.68	7.36	5.44	6.17	7.47
P ₂ O ₅	1.53	1.32	0.90	0.96	1.22	0.10	0.13	0.17	0.41	0.08	0.06
BaO	0.65	0.68	0.37	0.91	0.92	0.33	0.17	0.39	0.36	0.09	0.08
SO ₃	0.19	0.20	0.25	0.32	0.17	0.13	0.20	0.51	0.16	0.37	0.24
V ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	<0,01	0.01	0.01	0.01	0.01
ппп	3.02	5.58	2.09	0.96	1.83	0.66	2.45	0.91	1.90	1.36	0.90
Сумма	98.61	99.12	98.18	97.17	97.40	98.29	97.74	98.62	98.25	98.97	98.30
Ti, ppm	7095.5	6154.0	7353.3	6059.0	6235.1	5191.4	2824.7	2805.8	4670.0	3077.8	2358.6
V	136.3	120.0	100.0	93.4	100.2	36.2	12.1	51.8	47.5	42.0	20.8
Cr	26.8	41.0	34.2	18.7	24.1	12.4	4.7	13.9	11.0	5.9	6.4
Mn	1326.3	1296.0	672.5	809.3	829.2	684.0	1267.6	658.2	369.3	475.9	75.4
Co	32.4	25.0	24.6	16.6	17.2	5.3	2.6	4.0	5.9	2.6	1.1
Ni	36.3	42.0	38.6	25.5	24.0	12.3	4.8	10.8	5.4	6.2	5.9
Cu	46.7	90.0	25.4	43.6	34.9	14.1	13.1	10.3	14.6	18.8	14.8
Zn	126.0	185.0	76.6	144.2	104.1	50.6	107.6	96.7	102.9	68.9	41.0
Rb	71.0	76.0	103.0	81.0	65.0	133.0	184.0	103.0	101.0	130.0	232.0
Sr	8041.8	5370.0	2010.0	12511.3	11939.9	2896.7	2688.7	8052.7	4772.9	528.1	3130.0
Y	43.1	38.0	31.7	26.7	28.7	42.3	31.2	16.1	30.6	26.1	15.3
Zr	341.2	311.0	501.1	290.4	283.9	501.1	532.2	817.8	490.2	913.0	709.2
Nb	32.7	32.0	21.0	14.4	14.3	39.2	31.6	16.9	18.2	34.3	54.9
Mo	1.5	0.9	4.5	1.6	1.7	1.9	1.1	1.1	1.6	2.2	2.6
Cs	15.2	5.2	2.2	1.9	2.0	4.4	3.0	1.7	1.8	2.8	2.7
Ba	4960.1	4907.0	2691.2	6526.9	6249.4	2478.3	1380.8	2832.0	2583.2	657.5	714.2
La	249.6	234.0	195.9	134.4	149.9	146.8	160.9	84.2	156.7	115.2	68.5
Ce	546.2	513.0	361.7	260.7	294.6	353.6	315.8	146.0	292.2	282.5	70.5
Pr	70.8	67.0	42.7	31.6	35.4	48.2	36.8	16.2	34.5	27.1	5.3
Nd	259.2	254.0	149.3	115.4	127.4	171.4	122.9	54.2	116.7	84.6	13.4
Sm	33.6	35.0	20.5	16.6	19.0	26.8	17.5	7.5	16.1	12.0	1.9
Eu	7.1	7.7	4.6	4.3	4.7	5.5	3.4	2.6	3.8	2.2	0.6
Gd	22.4	21.0	13.9	11.4	12.6	16.3	11.7	5.2	11.1	7.4	2.1
Tb	2.2	2.1	1.5	1.2	1.4	2.0	1.4	0.7	1.3	1.0	0.3
Dy	9.1	7.7	6.4	5.5	5.9	8.8	6.1	3.1	5.9	4.9	1.9
Ho	1.5	1.3	1.0	0.9	0.9	1.4	1.0	0.5	1.0	0.8	0.4
Er	3.6	3.2	2.7	2.2	2.4	3.7	2.9	1.4	2.7	2.5	1.3
Tm	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4	0.2	0.4	0.4	0.2
Yb	2.6	2.6	2.2	1.7	1.6	3.1	2.5	1.5	2.2	2.8	1.9
Lu	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3
Hf	7.0	6.3	9.8	5.4	5.5	11.1	11.4	15.5	9.9	17.6	16.8
Ta	1.3	1.2	1.2	0.8	0.7	3.0	2.1	1.2	1.1	2.1	3.3
Pb	54.4	60.0	22.8	52.0	52.2	60.3	72.9	65.0	57.9	100.0	76.3
Th	15.2	14.1	21.7	11.3	11.3	27.5	33.9	20.2	15.8	49.6	45.8
U	2.4	4.1	6.6	3.6	3.4	11.4	5.3	5.8	3.7	9.2	7.5
ΣREE	1208.7	1149.3	803.1	586.5	656.5	788.7	683.6	323.6	644.8	543.8	168.8
Mg#	54.9	51.6	44.6	46.2	47.3	50.5	26.6	37.3	25.5	9.8	18.2
Ce/Pb	10.0	8.6	15.9	5.0	5.6	5.9	4.3	2.2	5.0	2.8	0.9

Таблица 11. Химические анализы магнетит-апатитовых пород, карбонатитов, флюоритовых пород и вмещающих известняков Мушугай-Худук

Образец	Магнетит-апатитовая порода				Карбонатит			Флюоритовая порода		Вмещающий известняк
	1-4	1-2	1-1	13-5	5-2	6-2	4-1b	9-1	3-6	10
SiO ₂	15.79	8.35	4.22	4.47	12.52	18.75	0.31	24.66	4.73	1.43
TiO ₂	0.28	0.05	0.04	0.33	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	3.35	1.08	0.97	1.18	0.19	0.23	0.16	0.10	1.56	0.35
Fe ₂ O ₃	2.64	7.81	20.33	26.55	4.87	2.39	0.49	1.83	3.89	0.22
MnO	0.05	0.05	0.10	0.34	1.25	0.32	0.49	0.31	2.57	0.00
MgO	1.43	0.12	0.19	2.02	15.63	0.25	0.14	0.08	0.13	0.49
CaO	36.52	28.46	33.02	30.89	25.01	43.60	56.12	45.94	57.81	55.07
Na ₂ O	0.95	1.23	0.62	0.69	0.08	<0,05	<0,05	<0,05	0.14	<0,05
K ₂ O	1.61	0.21	0.09	0.73	0.02	0.04	0.03	0.04	0.82	0.03
P ₂ O ₅	24.06	21.31	19.68	22.73	0.76	0.14	0.03	0.07	0.64	0.03
BaO	0.12	0.08	0.02	0.11	0.24	1.26	0.30	2.89	1.08	<0,01
SO ₃	1.47	2.49	2.95	1.36	0.79	1.05	1.65	1.29	0.92	0.18
V ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.08	<0,01	<0,01	<0,01	0.01	<0,01	<0,01
ппп	1.67	4.96	4.17	1.13	36.58	28.15	32.25	6.64	2.53	43.16
Сумма	89.97	76.24	86.45	92.59	97.97	96.15	91.92	83.86	76.83	100.94
Ti,ppm	1643.0	124.5	59.9	2143.7	38.1	59.2	17.3	16.2	80.1	82.7
V	86.6	153.2	157.9	584.0	20.2	46.5	17.5	62.2	38.0	2.8
Cr	9.8	4.0	9.8	19.9	13.5	4.1	12.5	5.8	9.0	5.5
Mn	526.5	446.3	998.4	3017.3	8234.5	2803.8	3564.2	2 399,1	17 146,1	66.1
Co	5.4	40.4	80.8	19.6	6.5	3.9	0.6	2.8	21.4	0.9
Ni	7.5	13.0	76.4	8.4	6.0	3.2	<3,0	14.7	51.5	<3
Cu	35.0	106.5	70.4	22.1	19.0	12.6	6.3	13.3	27.1	11.9
Zn	200.1	417.4	496.6	581.8	1018.1	79.8	35.2	351.1	365.3	28.8
Rb	48.0	0.9	0.2	52.0	0.4	0.1	1.3	769.3	741.2	1.4
Sr	6552.3	22325.2	13238.7	8639.8	3297.0	1041.6	19760.6	1 426,0	2 552,0	225.8
Y	700.7	1625.6	832.9	968.7	56.4	20.8	24.7	221.0	302.2	4.6
Zr	97.8	462.4	45.6	94.3	43.3	61.2	32.1	8.2	29.1	4.5
Nb	11.1	3.7	2.0	12.0	3.4	1.0	2.1	0.6	3.3	0.9
Mo	9.0	6.6	19.4	28.9	51.3	8.5	8.3	62.2	151.0	0.6
Cs	1.0	<0,1	0.3	1.0	<0,1	<0,1	<0,1	1.5	2.7	<0,1
Ba	970.8	541.4	181.4	925.0	1651.3	9436.5	2375.6	23 156,4	7 659,3	55.1
La	5784.7	33130.1	12871.6	3844.4	230.9	628.8	1285.0	5 959,2	3 851,2	13.6
Ce	11096.4	47251.3	21107.7	9135.9	584.6	545.6	1034.7	8 226,1	5 390,3	20.1
Pr	1217.4	4398.9	2062.1	1134.9	46.6	46.0	67.5	698.1	408.0	2.0
Nd	4042.3	11300.7	5974.3	4073.0	160.2	115.9	150.5	1 966,0	1 078,1	5.6
Sm	495.7	1164.4	634.1	538.3	22.1	11.5	11.8	168.3	96.4	0.8
Eu	81.0	300.5	138.7	80.0	4.6	3.2	3.2	34.2	18.8	0.1
Gd	324.1	801.7	418.8	363.6	16.3	8.8	9.7	132.1	84.2	0.7
Tb	32.5	71.8	37.4	41.4	2.2	0.8	0.8	9.7	7.5	0.1
Dy	133.0	283.8	147.5	181.2	11.8	3.0	3.0	33.2	33.3	0.6
Ho	21.7	45.6	22.9	30.1	2.4	0.5	0.6	5.5	6.3	0.1
Er	55.6	124.5	62.1	81.9	6.9	1.4	1.9	15.5	18.8	0.3
Tm	7.0	15.0	7.1	10.7	1.1	0.2	0.3	1.8	2.8	0.0
Yb	37.1	86.9	39.4	59.6	7.2	1.1	1.8	11.0	17.3	0.2
Lu	4.7	11.6	4.9	7.4	1.0	0.1	0.3	1.5	2.4	0.0
Hf	2.4	4.4	0.8	1.7	0.3	0.8	0.6	0.2	0.7	0.1
Ta	0.5	0.2	0.3	0.8	0.1	<0,05	0.6	3.8	22.1	0.1
Pb	44.1	114.3	37.9	67.0	2519.3	127.1	146.7	366.1	2 541,3	7.6
Th	221.0	119.5	113.0	214.9	89.0	0.6	0.5	45.5	54.4	0.3
U	44.9	341.9	112.9	39.5	26.3	13.4	3.6	61.0	137.2	0.5
ΣREE	23333.0	98986.6	43528.6	19582.4	5601.1	1366.9	2571.0	17261.5	11013.3	44.3

Таблица 12. Изотопные данные Sr и Nd для пород комплекса Мушугай-Худук и вмещающих известняков.

Образец	Порода	Возраст	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\delta$	T (DM)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\pm 2\delta$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$	$\epsilon\text{Nd}(t)$
14-1	Флог. меланефелинит	140	37.88	284.07	0.0806	0.51260	15	637	55.12	7299	0.0218	0.7054	3	0.70532	1.26
21	Шонкинит	140	23.11	153.86	0.0908	0.51254	17	755	110.34	1955	0.1633	0.7060	4	0.70567	0.04
13-1	Фонотефриты	140	19.00	131.15	0.0876	0.51255	19	730	77.78	12368	0.0182	0.7058	2	0.70577	0.19
1-5	Щелочной сиенит	140	30.24	193.51	0.0945	0.51252	19	811	123.87	2813	0.1274	0.7060	5	0.70573	-0.51
5-2	Карбонатит	140	23.02	166.99	0.0833	0.51258	20	675	1.51	2411	0.0018	0.7057	5	0.70572	0.80
6-2	Карбонатит	140	12.45	119.57	0.0630	0.51253	13	629	0.93	1013	0.0027	0.7060	4	0.70600	0.28
4-1b	Карбонатит	140	11.91	157.41	0.0457	0.51253	14	567	0.47	14899	0.0001	0.7059	4	0.70585	0.53
9-1	Флюоритовая порода	140	376.35	1630.35	0.1395	0.51252	19	1291	1.06	1407	0.0022	0.7061	6	0.70614	-1.22
1-4	Неизменённая магнетит-апатитовая порода	140	622.68	5049.96	0.0745	0.51252	6	690	45.8	6046	0.0219	0.7058	3	0.70578	-0.08
1-2a	Изменённая магнетит-апатитовая породы	140 140	1364.99	13802.0 8	0.0598	0.51251	3	635	0.49	18982	0.0001	0.7055	4	0.70554	-0.03
1-1	Изменённая магнетит-апатитовая порода	140 140	808.73	7851.72	0.0623	0.51255	15	609	1.27	13310	0.0003	0.7059	3	0.70589	0.63
10	Известняк (вмещающая порода)	300	0.65	4.66	0.0841	0.51249	10	782	13.52	238	0.1644	0.7085	9	0.70777	1.37

Таблица 13. Изотопные данные Рb для пород комплекса Мушугай-Худук и вмещающего известняка

Образец	Порода	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
14-1	Флог. меланефелинит	18,353±0,0005	15,575±0,0006	38,239±0,0018
21	Шонкинит	18,551±0,0003	15,578±0,0003	38,384±0,0011
1-5	Щелочной сиенит	18,539±0,0002	15,596±0,0002	38,384±0,0005
5-2	Карбонатит	18,533±0,0024	15,726±0,0033	38,688±0,0093
9-1	Флюоритовая порода	18,555±0,0003	15,594±0,0002	38,224±0,0006
1-4	Неизменная магнетит-апатитовая порода	19,615±0,0003	15,647±0,0004	41,383±0,0013
10	Известняк (вмещающая порода)	18,471±0,0004	15,614±0,0004	38,247±0,0009

Таблица 14. Изотопный состав кислорода в минералах из пород комплекса Мушугай-Худук

Порода	Образец	Минерал	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}_{\text{V-SMOW}}$	T °C
Флог. меланефелинит	14-1	осн. масса	5,6	
		флогопит	6,2	
Фонотефрит	13-1	магнетит	5,4	1333 ⁽⁵⁾
		осн. масса	7,9	
		клинопироксен	7,0	1214 ⁽⁶⁾
		апатит	5,4	114 ⁽⁷⁾
		плагиоклаз	6,5	
		флогопит	7,0	194 ⁽⁸⁾
Шонкинит	21	флогопит	6,4	1049 ⁽⁹⁾
		апатит	6,2	888 ⁽¹⁰⁾
		КПШ	6,9	
		магнетит	3,4	900 ⁽¹¹⁾
		осн. масса	5,3	
Щелочной сиенит	1-5	клинопироксен	5,2	585 ⁽¹⁾
		магнетит	4,6	1444 ⁽²⁾
		КПШ	8,4	
		КПШ	7,9	
		флогопит	6,00	1190 ⁽³⁾
		титанит	6,7	845 ⁽⁴⁾
Неизменная магнетит-апатитовая порода	1-4	апатит	5,6	
		флогопит	7,3	180 ⁽¹²⁾
Измененные магнетит-апатитовые породы	1-1	апатит	6,0	
		гётит	ë	
	2-1	апатит	5,1	605 ⁽¹³⁾
		магнетит	0,5	
	1-2	кварц	-2,9	
		апатит	7,5	

Температура изотопного фракционирования между минеральными парами была рассчитана с использованием Valley et al. (2003): (1) флогопит-диопсид; (2) флогопит-магнетит; (3) флогопит-титанит; (4) титанит-магнетит; (5) флогопит-магнетит; (6) диопсид-магнетит; (7) апатит-диопсид; (8) апатит-флогопит; (9) флогопит-апатит; (10) магнетит-апатит; (11) флогопит-магнетит; (12) апатит-флогопит; (13) апатит-магнетит

Таблица 15. Фракционирование изотопов кислорода между минеральными парами, рассчитанное в широком диапазоне температур

Порода	Минерал		рассчитанный расплав	
			1100°C	900°C
$\delta^{18}\text{O} \text{‰V-SMOW}$				
Фонотефрит	магнетит	5,4	7.2	10.8
	клинопироксен	7,0	7.04	7.5
	апатит	5,4	5.2	5.2
	плагиоклаз	6,5	5.9	5.7
Шонкинит	апатит	6,2	6	6
	магнетит	3,4	5.2	8.8

Фракционирование изотопов кислорода между минералом и базальтом по Zhao and Zheng (2003)

Таблица 16. $\delta^{18}\text{O}$ ‰V-SMOW кальцита из карбонатитов и вмещающих известняков комплекса
Мушугай-Худук

Порода	$\delta^{18}\text{O}$ ‰V-SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰V-PDB
Карбонатит	19,2	-1,1
	22,6	0,3
	16,8	-3,9
	18,9	-3,1
	19,3	-2,5
Известняк (вмещающая порода)	21,7	2,0

Глава 6. Изучение расплавных и флюидных включений в апатите из магнетит-апатитовых пород

Оптическими исследованиями было выявлено три типа включений в апатите МА пород: расплавные включения, рассол-расплавные и кристалло-флюидные включения разных генераций (рис. 19) (Nikolenko et al., 2018). Расплавные включения обнаружены в центральных частях кристаллов апатита (рис. 19 а). Они представлены отдельными одиночными включениями или группами из 2-3 включений. Включения имеют овальную форму размером 7-30 мкм, содержат агрегаты силикатно-солевого состава и газовой фазы. Температура гомогенизации для расплавных включений в кристаллах апатита варьирует от 740 до 850 °С, а для мелких расплавных включений температура гомогенизации достигает 830-850 °С (рис. 20 а). При температуре выше 500 °С солевые компоненты включений начинают плавиться, происходит разделение флюидной фазы; при температуре более 650 °С происходит плавление последнего солевого компонента, и наблюдается две отдельные фазы: расплавная и флюидная. При дальнейшем нагревании объем флюидной фазы уменьшается, включения гомогенизируются в жидкую фазу в интервале 740-850 °С. При остывании образца, включения возвращаются к своей первоначальной форме. По результатам рамановской спектроскопии, расплавные включения содержат смесь силикатной и солевой фаз, преимущественно фосфатного, карбонатного и сульфатного состава (рис. 20 б). Изучение вскрытых расплавных включений в апатите, проводимые с помощью сканирующего электронного микроскопа, демонстрируют наличие силикатной фазы близкой по составу к натровому амфиболу. Во вскрытых включениях также были выявлены небольшие дочерние фазы ангидрита (рис. 20 в). К сожалению, было невозможно идентифицировать оставшиеся солевые фазы (карбонатные и фосфатные и, вероятно, хлоридные) в составе включений расплава из-за их небольшого размера и нестабильности после вскрытия. Еще одним типом включений является высококонцентрированная рассол-расплавная жидкость силикат-карбонат-(фторид)-хлорид-сульфатного состава (рис. 19 б-д). Включения

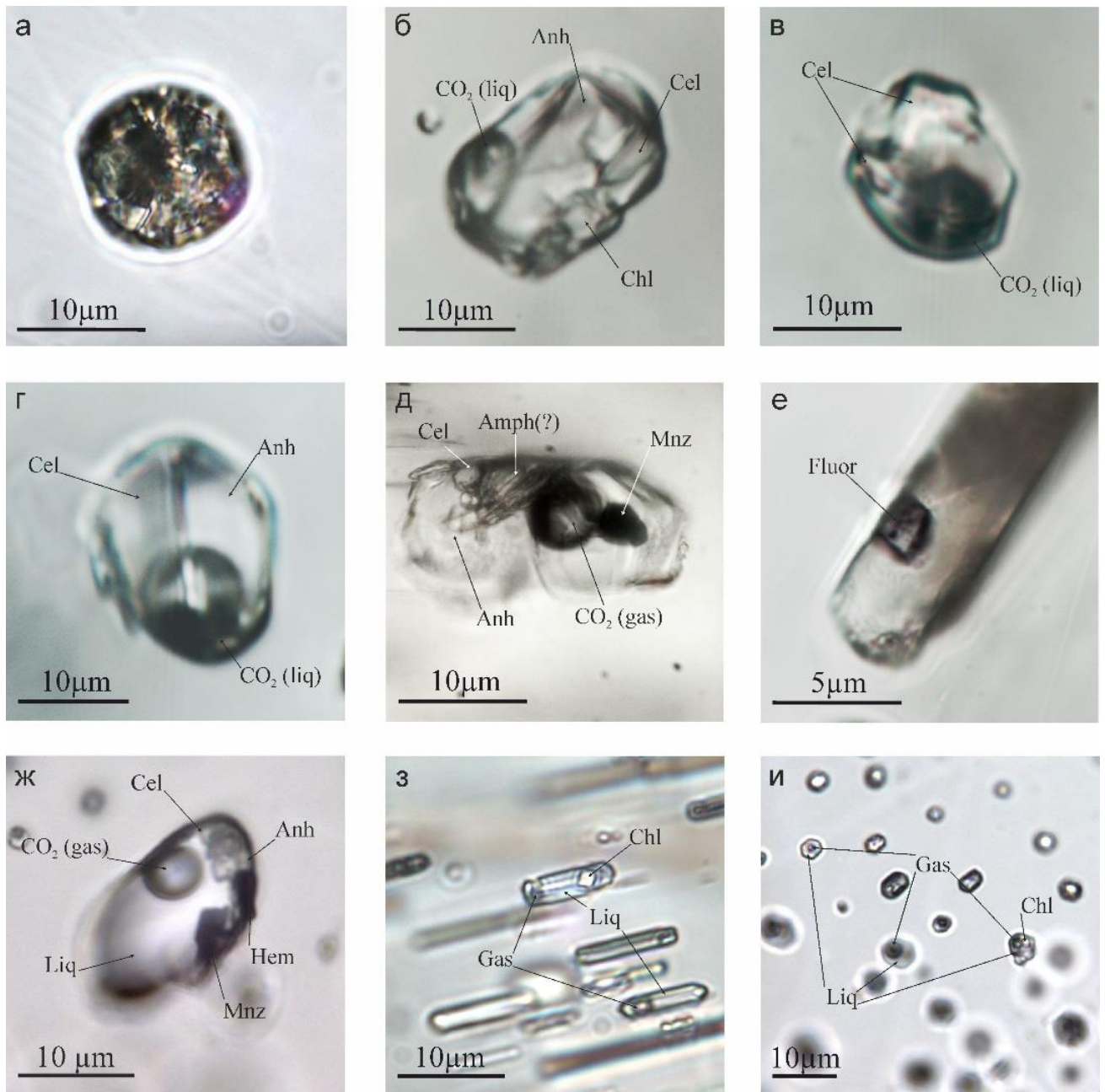


Рис. 19. Включения в апатите магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук. Расплавные включения (а) и рассол-расплавные включения (б-д); ксеногенная флюоритовая фаза во флюидном включении (е). Кристалло-флюидные включения в неизмененных (ж) и гидротермально измененных породах (з, и). Сокращения: Anh – ангидрит, Cel – целестин, Amph – амфибол, Mnz – монацит, Fluor – флюорит, Hem – гематит, Chl – хлоридная фаза (NaCl/KCl), CO₂ (liq) – жидкий CO₂, CO₂ (gas) – газовый CO₂, Liq – жидкая фаза, Gas – газовая фаза

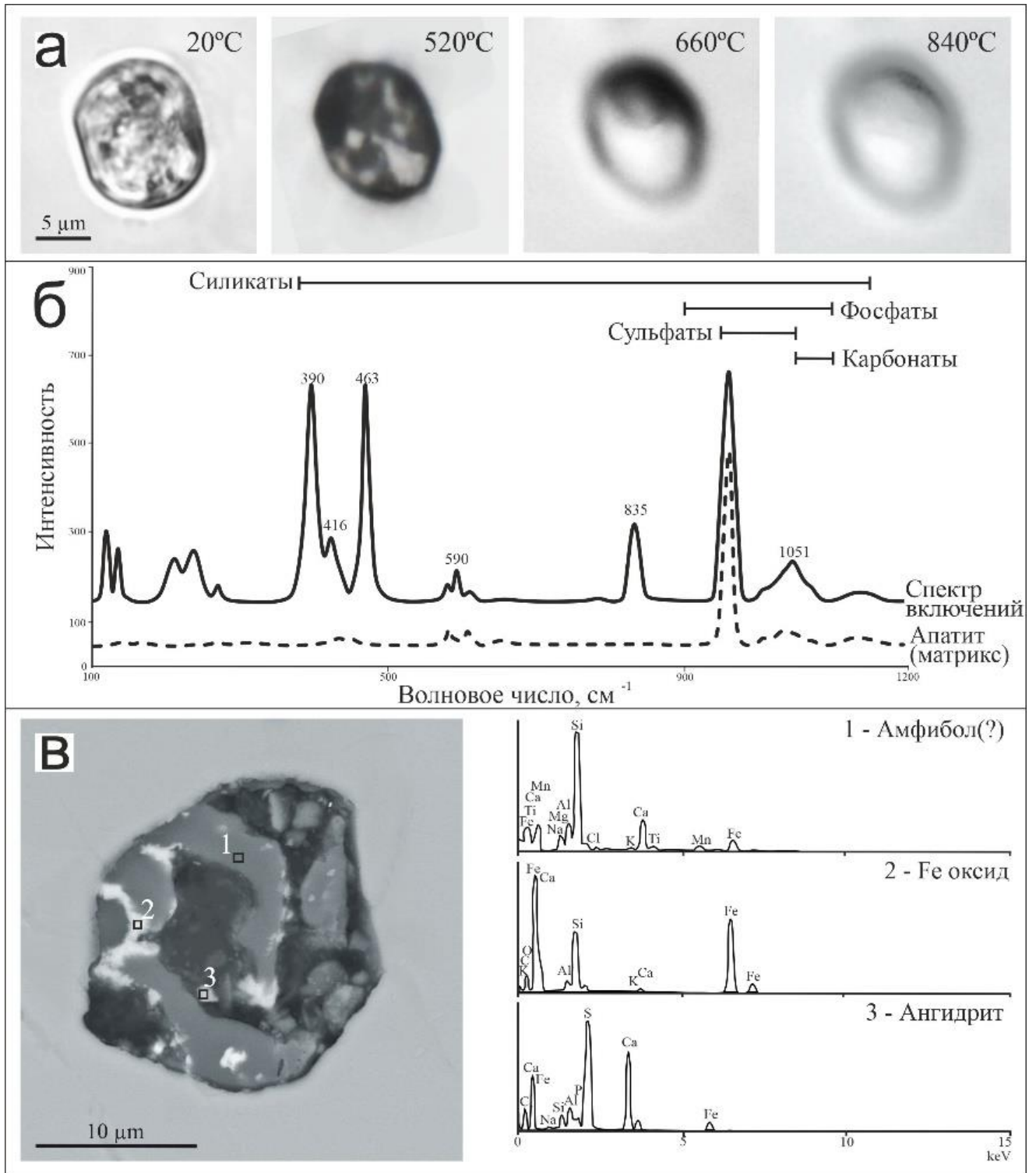


Рис. 20. Процесс гомогенизации расплавленного включения в кристалле апатита из магнетит-апатитовых пород (а); результаты рамановской спектроскопии расплавленного включения и рамановских колебательных областей силикатов, фосфатов, сульфатов и карбонатов по данным Frezzotti et al. (2012) (б); СЭМ-фотография и спектры исследуемых дочерних фаз (в).

отрицательные кристаллические формы, их размер варьирует от 10 до 70 мкм, они могут быть классифицированы как псевдотригональные. Эти включения содержат до 10 различных кристаллических фаз и CO_2 жидкую фазу. По результатам СЭМ и рамановской спектроскопии во вскрытых рассол-расплавных включениях удалось идентифицировать дочерние фазы ангидрита, целестина (Ba-содержащие), натриевого амфибола (?), монацита-Ce, гематита, флюорита, апатита и хлорида Na/K (Рис. 21). Температуры гомогенизации сильно варьируют для данного типа включений, что может свидетельствовать о гетерогенном захвате ксеногенных твердых фаз; например, флюорита и апатита (рис. 19 е и 21 а). Andreeva et al. (1998) наблюдали подобный захват, поэтому измерение температуры гомогенизации проводилось только для небольших высококонцентрированных включений, расположенных в зонах роста апатита и содержащих только одну или две дочерние фазы (обычно сульфатного состава). Измеренные значения попадали в интервал 500-580 °С.

Вторичные флюидные включения в кристаллах апатита неизменных и преимущественно измененных магнетит-апатитовых пород представлены двумя типами: кристалло-флюидных и газовой-жидких включений (рис. 19 ж-и) (Nikolenko et al., 2018). Вторичные флюидные включения имеют удлиненную или неправильную форму размером 4-10 мкм. Кристалло-флюидные включения в апатите неизменных МА пород содержат газовую фазу CO_2 (1-3 об.%), от 1 до 10 дочерних кристаллических фаз (включая галит/сильвин, целестин, ангидрит, гематит и монацит, занимающие 3-10 об.%) и водный раствор (рис. 19 г). Температура гомогенизации составляет от 250 до 350 °С. Исследования флюидных включений в гидротермальных флюоритах комплекса Мушугай-Худук выявили наличие кристалло-флюидных включений, содержащих газовую фазу CO_2 (10-15 об.%), водный раствор, кубические кристаллы NaCl и 1-2 мелких кристаллов (~1-2 об.%) сидерита, гематита и фосфосидерита (Redina et al., 2020). Температура гомогенизации флюидных включений во флюорите варьирует от 360 до 420 °С. В перекристаллизованных апатитовых зернах из измененных МА пород температуры гомогенизации вторичных газовой-жидких включений составляют от 250 до 150 °С

(рис. 19 ж-и). Кристаллические фазы представлены изотропными хлоридами Na/K с концентрацией соли 9,2-6,4 мас.% NaCl-экв. Флюидная фаза включений содержит смесь газа CO_2 с водой.

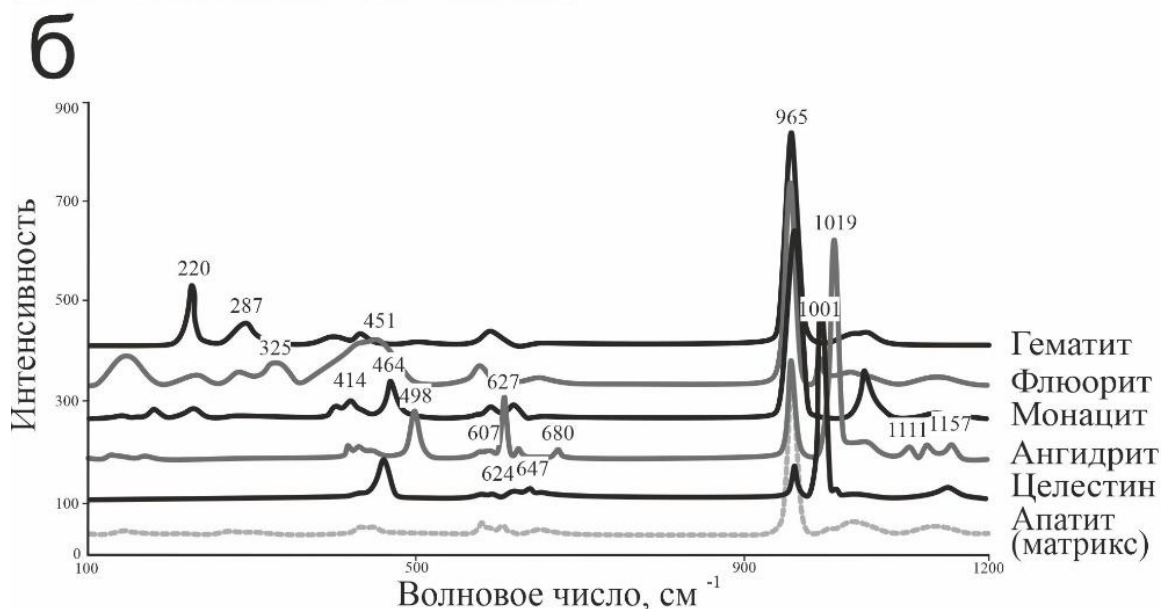
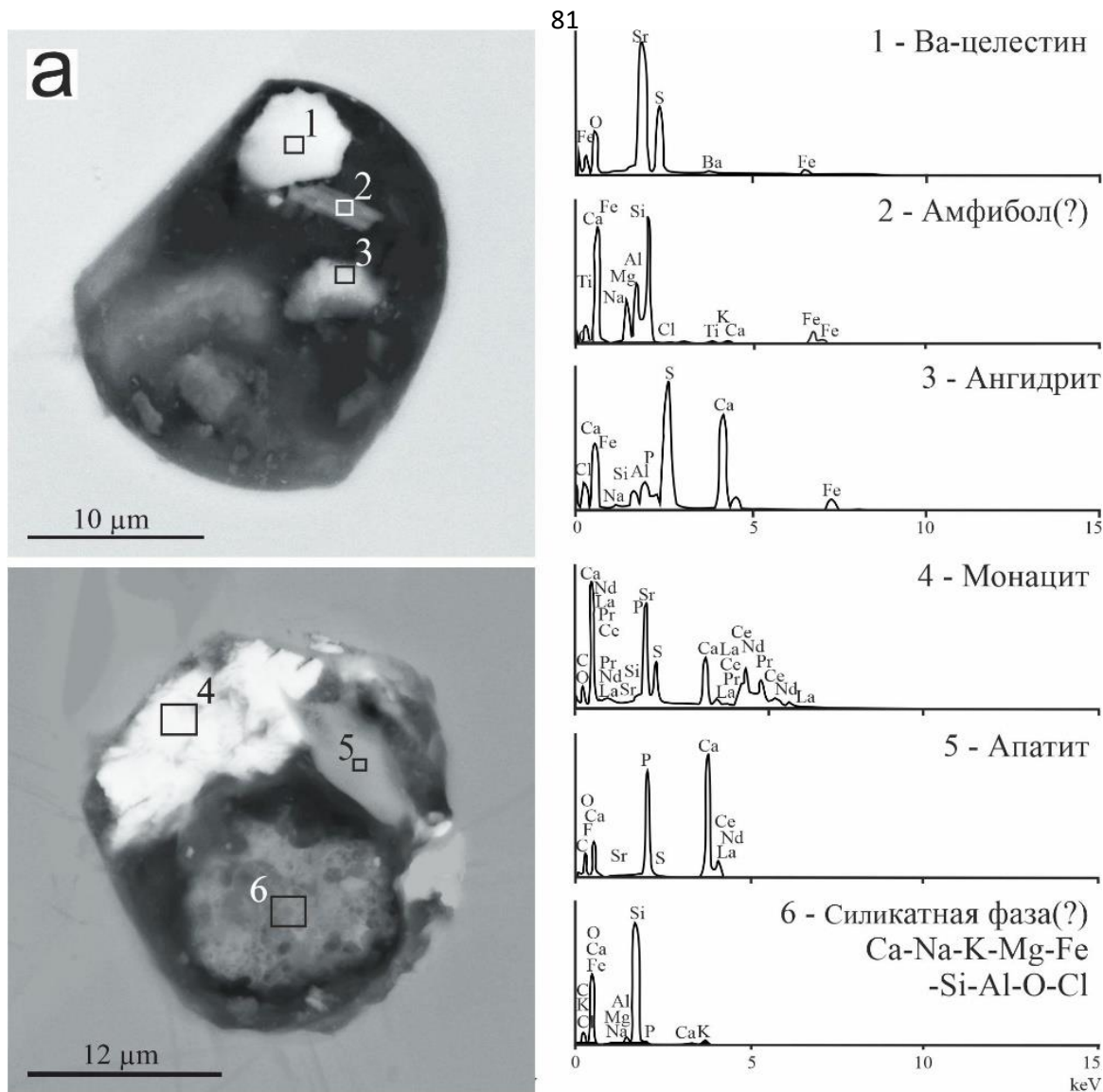


Рис. 21. Фазовый состав рассол-расплавных включений в апатите магнетит-апатитовых пород: СЭМ-анализ открытых включений (а) и рамановские спектры кристаллических дочерних фаз включений (б).

Глава 7. Экспериментальное моделирование гидротермальных процессов на примере апатита из магнетит-апатитовых пород

Для воссоздания гидротермальных условий, влияющих на процессы растворения, а также перераспределения макро- и микроэлементов в апатите, автор провела серию гидротермальных экспериментов по растворению фторапатита в реакциях с сульфат- и хлорсодержащими солевыми растворами (Nikolenko et al., 2020 б). Фторапатит, используемый в этих экспериментах, представлен зернами без включений (размером 0,5 - 1 мм), извлеченными из магнетит-апатитовых пород

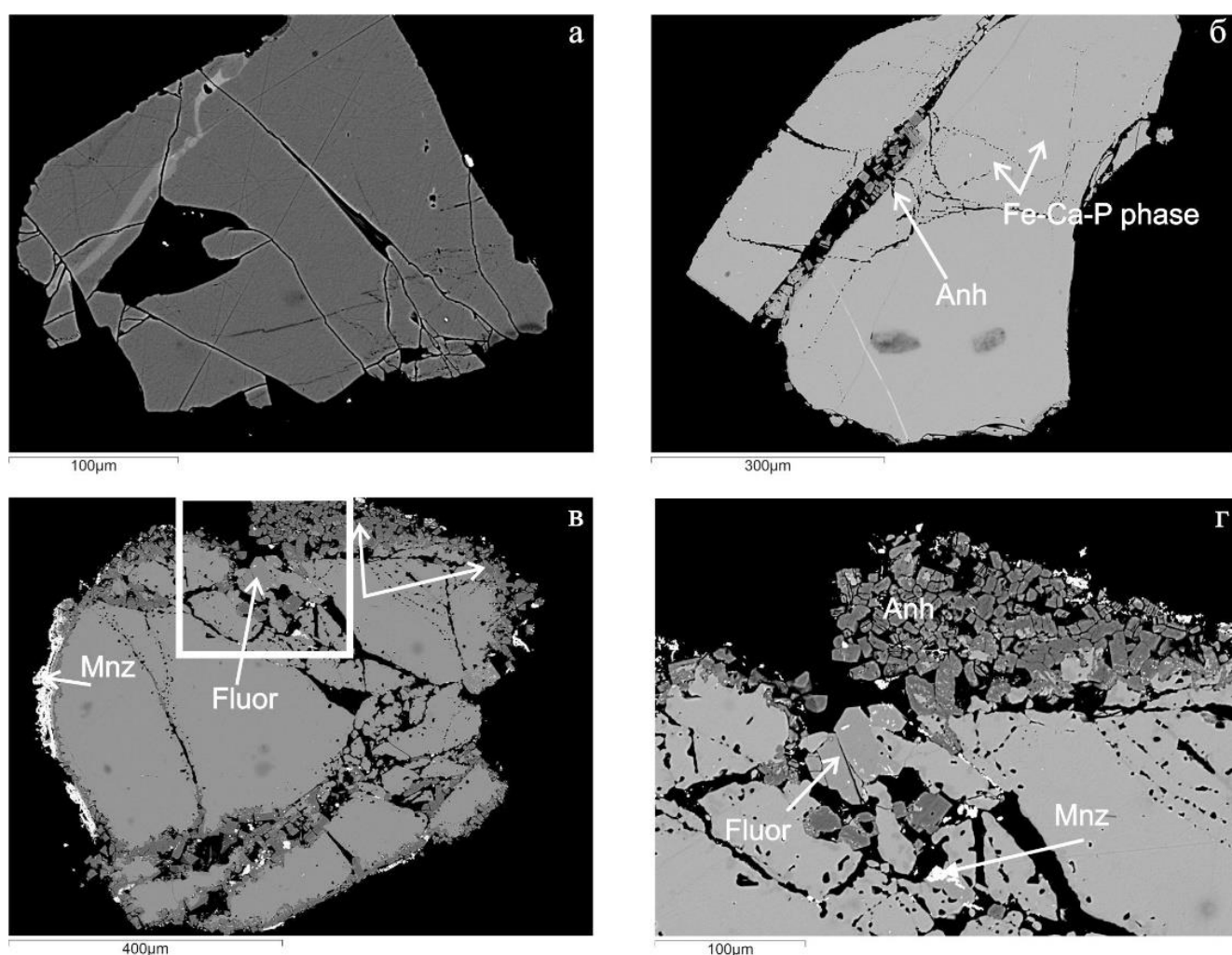


Рис. 22. BSE изображения апатита из магнетит-апатитовых пород в результате экспериментального моделирования гидротермальных процессов. (а) апатит, метасоматизированный раствором $\text{FeCl}_3/\text{H}_2\text{O}$; (б) апатит, метасоматизированный раствором $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{SO}_4$; (в), (г) апатит, метасоматизированный раствором $\text{La}_2(\text{SO}_4)_3/\text{H}_2\text{SO}_4$. Сокращения: Mnz – монацит, Fluor – флюорит, Anh – ангидрит.

комплекса Мушугай-Худук. В качестве гидротермальных флюидов использовались водные растворы $\text{La}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O}$, $\text{La}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$, $\text{FeCl}_3 + \text{H}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$ (La_2SO_4 или $\text{FeCl}_3/\text{H}_2\text{O} = 50/50$, La_2SO_4 или $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{SO}_4 = 50/50$).

В экспериментах с $\text{La}_2(\text{SO}_4)_3/\text{H}_2\text{O}$ фторапатит не претерпел каких-либо изменений состава по сравнению с исходным фторапатитом. Монацит и ангидрит не образуются. Во фторапатите, метасоматизированном солевым раствором $\text{FeCl}_3/\text{H}_2\text{O}$, образовались тонкие светлые полосы (рис. 22 а), умеренно истощенные CaO , SrO и обогащенные SiO_2 , SO_3 и LREE по сравнению с более темными участками. Монацит и ангидрит не образуются. В экспериментах $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{SO}_4$ во фторапатите появилась пятнистая структура, где темные пятна более обеднены SiO_2 и LREE по сравнению со светлыми зонами (рис. 22 б). Кубические кристаллы ангидрита образовались вдоль трещин и краевых частей апатитовых зерен. Монацит не образовался. Фаза Fe-Ca-P была обнаружена в виде округлых или удлиненных включений в апатите. В экспериментах $\text{La}_2(\text{SO}_4)_3/\text{H}_2\text{SO}_4$ монацит и кубические кристаллы ангидрита образовались вдоль трещин и краевых частей зерен фторапатита (рис. 22 в, г). Было найдено одно зерно флюорита, в ассоциации с ангидритом и монацитом.

Таким образом, проведенные эксперименты показывают, что H_2SO_4 в гидротермальном флюиде способствует самой высокой реакционной способности, позволяющей формировать новые минеральные фазы во фторапатите во время процессов растворения-переосаждения.

Глава 8. Обсуждение результатов

8.1. Возраст и длительность формирования комплекса Мушугай-Худук

Породы комплекса Мушугай-Худук были продатированы Самойловым и Коваленко (1983) К-Аг методом в очень широком возрастном интервале: от 179 до 121 млн. лет. Возраст флогопитовых меланефелинитов был определен в 144 млн. лет, шонкинитов – 148-138 млн. лет, щелочных сиенитов – 179-140 млн. лет, магнетит-апатитовых пород – 138-121 млн лет. На сегодняшний день К-Аг метод признан не самым надежным методом для датирования пород, так как на него оказывает влияние потеря Аг, происходящая в результате наложенных поздних событий. В диссертации автор использовал более прецизионный Аг-Аг метод, что позволило максимально сузить ранее полученный интервал до 140-133 млн лет (Nikolenko et al., 2020 a). Этот возрастной диапазон формирования пород комплекса (рис. 23 а) хорошо согласуется с ранее определенными возрастными позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах ЦАСП (Doroshkevich et al, 2010; Sal'nikova et al., 2010; Nikiforov et al, 2006; Baatar et al., 2013; Prokoryev et al., 2016) (рис. 23 б). Полученные датировки также соответствуют пикам позднемезозойского бимодального вулканизма и гранитоидного магматизма в разных частях ЦАСП (Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006; Li et al., 2014 и ссылки в них) (рис. 23 б). Щелочно-карбонатитовые комплексы в ЦАСП, по-видимому, образовались в течение более короткого интервала времени по сравнению с гранитоидами и бимодальными вулканидами ЦАСП. Однако, полученные автором данные и результаты предыдущих исследований показывают, что щелочно-карбонатитовый магматизм в ЦАСП проявлялся в течение относительно длительного периода, около 20 млн лет.

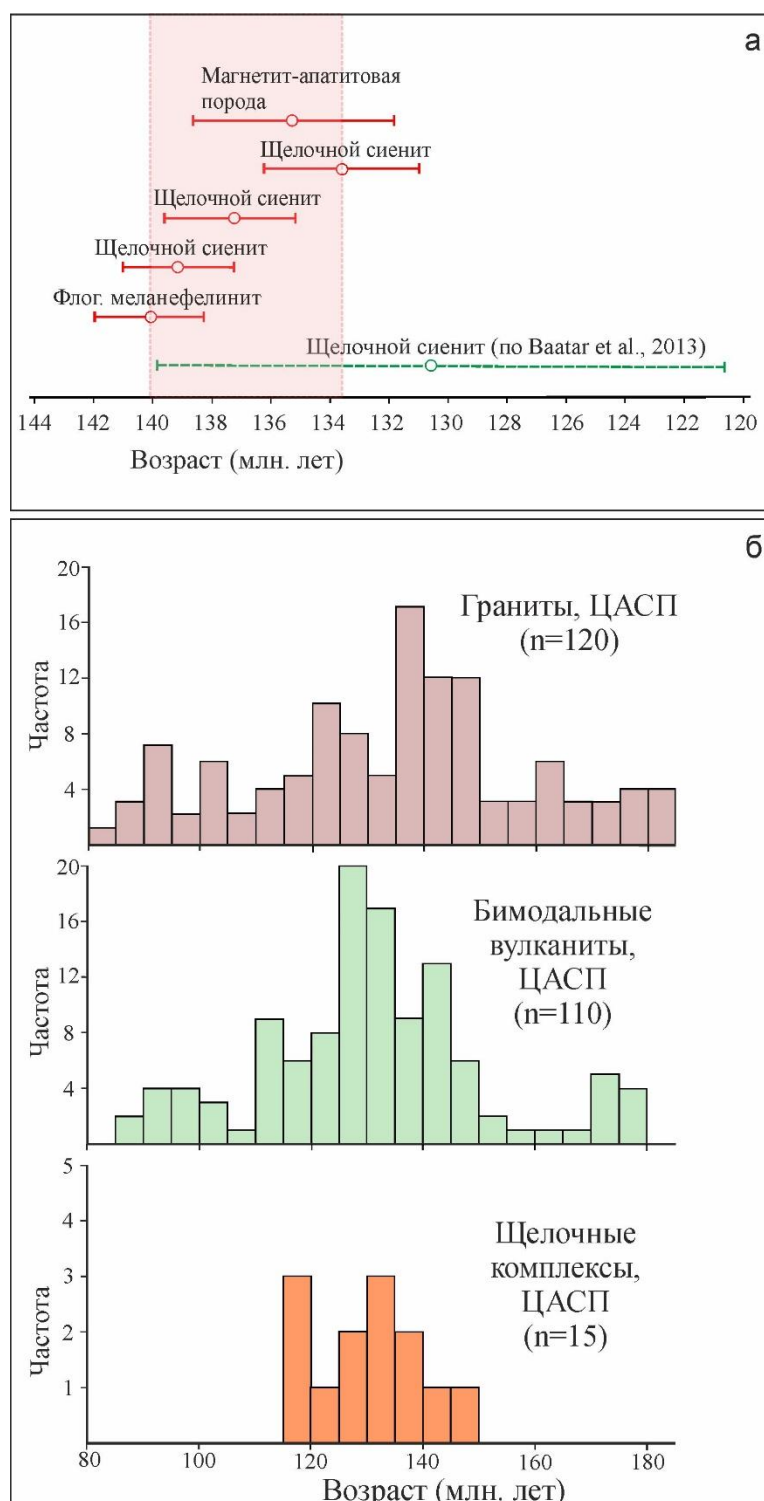


Рис. 23. (а) Интервалы образования силикатных и магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук (по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования). Зеленой пунктирной линией показан возраст щелочных сиенитов, полученный Rb-Sr методом (Baatar et al., 2013); (б) распространение позднемезозойского вулканизма в ЦАСП (данные из Самойлов и Коваленко, 1983; Zhou and Li, 2000; Yarmoluyk and Kovalenko, 2003; Врублевский и др., 2003; 2004; Nikiforov et al, 2006; Рипп и др., 2009; Sal'nikova et al., 2010; Doroshkevich et al., 2012; Nikiforov and Yarmoluyk, 2019).

8.2. Петрогенезис комплекса Мушугай-Худук

Многочисленные петрологические и экспериментальные исследования (Le Bas, 1987; Veksler et al., 1998; Arzamastsev and Arzamastseva, 2013 и др.) указывают на то, что процесс фракционной кристаллизации родоначальной меланефелинитовой магмы является основным процессом, ответственным за образование серии щелочных силикатных пород в щелочно-карбонатитовых комплексах мира. Andreeva and Kovalenko (2003), изучая расплавные включения в минералах щелочных пород комплекса Мушугай-Худук, предположили, что состав исходных расплавов соответствует меланефеллиту, обогащенному щелочами, Sr, Ba, P, CO₂, F и S. Обогащение исходных расплавов серой и фтором также подтверждается повышенными концентрациями этих элементов в апатите и флогопите в щелочных силикатных породах комплекса, а CO₂ - присутствием первичных карбонатных минералов в щелочных силикатных породах Мушугай-Худука, а также карбонатитами. Обогащение первичного расплава серой согласуется и с присутствием магматических сульфатных минералов (целестин) в щелочных силикатных породах. Изначальное обогащение фтором и серой также подтверждается изучением расплавных включений в минералах флогопитовых меланефелинитов, фонотефритов и шонкинитов, показывающих содержание до 0.81 мас.% S и до 1.2 мас.% F в родительских расплавах (Andreeva and Kovalenko, 2003).

Более высокие значения Mg#, Ni и Sr во флогопитовых меланефелинитах по сравнению с другими щелочными силикатными породами комплекса Мушугай-Худук могут свидетельствовать о том, что флогопитовые меланефелиниты являются наименее дифференцированными породами комплекса, то есть наиболее близкими по геохимическим и изотопным характеристикам к первичным расплавам. Поведение основных компонентов и микроэлементов, несмотря на незначительную дискретность между флогопитовыми меланефелинитами и другими щелочными силикатными породами комплекса, указывает на то, что щелочные силикатные породы комплекса могли образоваться в результате

дифференциации щелочно-ультраосновного родительского расплава с ранним осаждением клинопироксена, апатита и флогопита. Эволюция составов клинопироксена и флогопита в щелочно-ультраосновных и основных/средних силикатных породах также согласуется с возможностью процессов кристаллизационной дифференциации. Процесс дифференциации был также подтвержден изучением расплавных включений (Andreeva and Kovalenko, 2003), согласно которым последовательность пород от флогопитовых меланефелинитов до щелочных сиенитов сформировалась в интервале температур 1220 – 850 °С.

Как было упомянуто в главе 5, отмечается понижение концентрации РЗЭ от флогопитовых меланефелинитов к шонкинитам-фонотефритам и щелочным сиенитам-трахитам (рис. 12 а). Подобное снижение концентраций РЗЭ от ультраосновных пород до поздних щелочных сиенитов наблюдается во многих щелочных карбонатитовых комплексах мира (Олдоиньо-Лингаи (Dawson et al., 1995), массивах Кольской щелочной провинции (Arzamastsev and Arzamastseva, 2013), Белой Зиме (Doroshkevich et al., 2017), породах Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1991, 1992; и др.). Такое поведение РЗЭ можно объяснить разделением силикатной и карбонатной магм на стадии кристаллизации флогопитовых меланефелинитов. Это подтверждается присутствием карбонатных глобулей во флогопитовых меланефелинитах, а также данными изучения расплавных включений (Андреева, 2000) и особенностями поведения микроэлементов в минералах. В частности, наблюдается падение содержания бария во флогопите и стронция в апатите шонкинитов-фонотефритов и щелочных сиенитов-трахитов по сравнению с флогопитовыми меланефелинитами. Подобное поведение элементов в минералах при силикатно-карбонатной несмесимости было отмечено и другими исследователями (Рокосова, 2014; Чайка и Изох 2019). Свою роль также могло сыграть и образование магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук, формирование которых вероятно было связано с более поздней силикатно-солевой несмесимостью. Разделение силикатных и Fe-P-обогащенных расплавов могло происходить во время кристаллизации щелочных сиенитов, что подтверждается наличием магнетит-апатитовых шлиров в щелочных сиенитах

(рис. 2 е) (Nikolenko et al., 2018). Кроме того, Andreeva and Kovalenko (2003) наблюдали несмешивающиеся силикатные и фосфат-обогащенные расплавы во включениях в апатите и клинопироксене из фонотефритов и магнетит-апатитовых пород. Образование магнетит-апатитовых пород в результате жидкостной Fe-P-силикатной несмесимости было также подтверждено экспериментальными исследованиями (Hou et al., 2018).

8.2.1. Эволюция гидротермальных процессов в комплексе Мушугай-Худук (на примере магнетит-апатитовых пород)

Как было написано выше, меланефелинитовая магма могла являться родоначальной для щелочных пород комплекса Мушугай-Худук. Согласно данным изучения расплавных включений (Andreeva and Kovalenko, 2003), кристаллизация флогопитовых меланефелинитов происходила при температуре 1220 °С. Остальная серия щелочных пород сформировалась в результате процесса фракционной кристаллизации при температурах от 1220 до 850 °С (Самойлов и др., 1988; Andreeva and Kovalenko, 2003). Полученные автором данные о расплавных включениях в апатите из магнетит-апатитовых пород свидетельствуют о том, что МА породы кристаллизовались на последних этапах магматической деятельности при температурах 850-830 °С и образовывались из солевого расплава с высоким содержанием фосфатов и сульфатов. Последующая эволюция солевого расплава привела к образованию карбонат-(фторид)-сульфатных рассол-расплавных комплексов при температурах 580-500 °С.

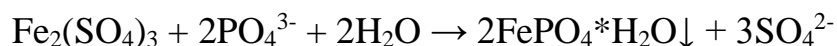
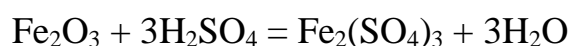
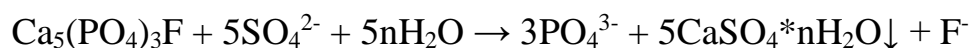
Состав рассол-расплавных кристалло-флюидных включений характеризуется высокими концентрациями CO₂, LREE (проявляется дочерней фазой монацита), Fe (в силикатной фазе и дочерних кристаллах гематита), Ba и Sr (Ba-целестин) и F (флюорит). Такие рассол-расплавы, вероятно, были ответственны за образование F-Ba-Sr-REEs минерализации при температурах 580-500 °С и находились в окисленном состоянии, о чем свидетельствуют образование

гематита, а также высокая активность SO_4^{2-} -лиганд (присутствие многочисленных дочерних фаз ангидрита и целестина).

Высокая активность сульфат-иона при формировании магнетит-апатитовых пород отражается в первую очередь в содержании высоких концентраций SO_3 , например, во фторапатите. Экспериментальные данные (Katsura and Nagashima, 1974, Luhr et al., 1984) также свидетельствуют о прямой зависимости между концентрациями SO_3 в расплаве и образующихся из него минералов. Кроме того, Parat and Holtz (2004) экспериментально подтвердили, что присутствие серы в расплаве в окислительных условиях увеличивает растворимость фосфора, а коэффициенты распределения серы между апатитом и расплавом зависят от температуры и содержания серы в расплаве. Обогащенный SO_3 магматический апатит встречается в породах щелочных карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (Дорошкевич и др., 2003) и карбонатитах Кандагубы и Вуориярви (Кухаренко и др., 1965; Vulakh et al., 2000). Кроме того, также и монацит из комплекса Мушугай-Худук имеет очень высокое содержание SO_3 по сравнению с апатитом, несмотря на то, что структура апатита обладает более высокой способностью к изоморфизму с участием SO_4^{2-} . Таким образом, влияние серы активно продолжалось и на гидротермальной стадии, когда образовывался монацит. Подобный S-содержащий монацит был обнаружен в Якутии (Chakhmouradian and Mitchell, 1999), Карпатах (Ondrejka et al., 2007) и в районе Шеллгаден Восточных Альп (Krenn et al., 2011). Присутствие в магнетит-апатитовых породах большого количества S-содержащего монацита может указывать на то, что легкие РЗЭ хорошо растворимы в сульфатных средах, и растворимость РЗЭ может возрастает с увеличением активности SO_4^{2-} -лиганды. Enkhbayar et al. (2016) предположили, что SO_4^{2-} -лиганда была ответственна за мобильность РЗЭ в комплексе Мушугай-Худук. Также это было подтверждено и в экспериментальных работах автора по устойчивости апатита в гидротермальных растворах (Nikolenko et al., 2020 б). Присутствие других сульфатсодержащих минералов (целестин, барит, ангидрит) характерно также и для щелочно-карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья и Тувы. Они были

идентифицированы как дочерние фазы в рассол-расплавных включениях в минералах из карбонатитов (Doroshkevich and Ripp, 2004; Prokopyev et al., 2016).

Как отмечалось выше, значительная роль сульфат-иона, проявляющегося на гидротермальных стадиях, характеризуется образованием ангидрита, барита, сульфидов (пирита) и монацита-Ce, обогащенного SO_3 . При гидротермальных температурах 400-250 °C (согласно данным по кристалло-флюидным водно-солевым включениям в апатитовых и флюоритовых породах, а также по результатам экспериментов автора) сульфат-ион действовал как сильный окислитель, поэтому гидротермально-метасоматическое изменение апатита под воздействием SO_4^{2-} -лиганды проявилось в образовании ангидрита, монацита-Ce и фосфосидерита. Процессы гидротермально-метасоматического изменения могут быть приведены в следующих химических реакциях:



Высокая химическая активность серы в гидротермальном растворе приводила к растворению апатита и образованию фосфат- и фтор-ионов. Ионы фтора могут связываться с кальцием и образовывать флюорит. Магнетит замещается гематитом, часть которого при взаимодействии с агрессивным сульфат-ионом образует нестабильную растворимую соль, которая затем выпадает в виде фосфосидерита (Nikolenko et al., 2018).

По данным изучения флюидных включений, флюиды с Fe-F-Ba-Sr-REE минерализацией в комплексе Мушугай-Худук имеют окисленное состояние в сосуществующем сульфат-сульфидном равновесии. Окисленные рудообразующие флюиды были установлены также и во многих щелочных комплексах Алданского щита, лампрофирах Горного Алтая, карбонатитах Западного Забайкалья и Тувы (Borisenko et al., 2011; Doroshkevich and Ripp, 2004; Prokopyev et al., 2016, 2017). Более того, сходство с вышеперечисленными щелочными комплексами подтверждается присутствием в них низкоконцентрированных хлоридных флюидов (9.2-6.4 мас.% NaCl-экв.) NaCl-H₂O-CO₂ состава и снижением

температуры от 250 до 150 °С, характерных для поздних стадий гидротермальной минерализации.

Возможным источником фосфора и серы могли бы быть палеозойские вмещающие толщи, однако, согласно детальному геологическому изучению (Баскина и др., 1978; Самойлов и Коваленко, 1983), они представлены известняками и терригенными отложениями, лавовыми и туфовыми брекчиями андезито-дацитовых порфиров, туфогенными песчаниками. Кроме того, данные по изотопному составу кислорода в магнетит-апатитовых породах комплекса Мушугай-Худук не показывают какого-либо существенного воздействия вмещающих пород, что, наряду с геохимическими данными и данными расплавных включений, подтверждает, что первичный меланефелинитовый расплав был изначально обогащен серой и фосфором. К тому же, Когарко и Рябчиков (1983) определили, что фосфор (до 12.5 мас.% P_2O_5) может концентрироваться с щелочами в первичных нефелинитовых магмах.

8.2.2. Поведение РЗЭ в магнетит-апатитовых породах под воздействием гидротермальных процессов

Как показано на графиках распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (см. рис. 14), концентрации РЗЭ в апатите увеличиваются в силикатных породах от шонкинитов до щелочных сиенитов, и наряду с этим увеличением в апатите появляется отрицательная Eu аномалия. Такая тенденция является результатом кристаллизационной дифференциации, отвечающей за фракционирование полевого шпата. Последующее увеличение концентраций РЗЭ уже в апатите из магнетит-апатитовых пород и сохранение отрицательной Eu аномалии подразумевает, что МА породы могут быть продуктами расплава, кристаллизующего щелочные сиениты.

Дальнейшее увеличение концентраций РЗЭ в апатите из гидротермально измененных магнетит-апатитовых пород может быть связано с привнесением большого количества РЗЭ с гидротермальными растворами из источника, который

не испытывал фракционирование полевого шпата. Возможным источником РЗЭ могут быть как вмещающие известняки и/или карбонатиты, так и щелочные силикатные породы комплекса (например, шонкиниты или флогопитовые меланефелиниты). Андреева с соавторами (Andreeva and Kovalenko, 2003; Andreeva et al., 2007), изучая расплавные включения в минералах щелочных силикатных пород определила, что карбонатиты комплекса Мушугай-Худук, образованные в результате силикатно-карбонатной несмесимости, могут содержать высокие концентрации РЗЭ. Экспериментальные работы (Veksler et al., 1998, 2012; Martin et al., 2012, 2013) по распределению РЗЭ между карбонатным и силикатным расплавом, также подтверждают, что РЗЭ преимущественно концентрируются в карбонатном расплаве. Однако, наблюдения автора и многочисленные публикации (Баскина и др., 1978; Онтоев и др., 1979; Самойлов, Коваленко, 1983) свидетельствуют о том, что карбонатиты комплекса Мушугай-Худук не содержат значительной РЗЭ минерализации. Вмещающие породы, как уже упоминалось выше, также обеднены РЗЭ. Следовательно, шонкиниты или флогопитовые меланефелиниты могли являться вероятным источником РЗЭ для просачивающегося гидротермального флюида (Nikolenko et al., 2018).

8.3. Источники вещества и геодинамическая обстановка

Особенностью щелочных силикатных пород комплекса Мушугай-Худук является то, что они сильно обогащены Ba, Sr и LREE и обеднены Nb, Ta, Zr, Hf и Ti (Nikolenko et al., 2020 a). Такие геохимические характеристики типичны для магм, сгенерированных из источника, содержащего субдуцированный материал или подверженного коровой контаминации (например, Foley et al., 1987; Ringwood, 1990).

Контаминация магмы в вулканических областях часто связана с вовлечением карбонатных осадочных толщ. Такое взаимодействие было показано, например, при изменении некоторых петрологических характеристик ультракалиевых магм (Pescerillo, 2017 и ссылки в них). Можно предполагать, что вариации изотопов O-

С и О в минералах комплекса Мушугай-Худук и кристаллизация Са-богатого пироксена могут быть связаны с контаминацией вмещающими известняками, присутствующих в данном районе. Автором был смоделирован сценарий контаминации флогопитовых меланефелинитов как продукта исходной, неконтаминированной родительской магмы вмещающими известняками (наши данные) и позднепалеозойскими биотитовыми гранитами (район Тост, Южная Монголия) (Kozlovsky, 2006), как контаминирующего материала. Результат моделирования показан на рисунке 24 а, на котором видно, что вариации Nd и Sr изотопных составов пород комплекса Мушугай-Худук не могут быть связанными с коровой контаминацией (взаимодействие с известняками и/или гранитами), так как точки изотопных составов находятся в стороне от трендов контаминации.

На рисунке 24 б щелочные силикатные породы комплекса Мушугай-Худук нанесены на диаграмму Пирса Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983). Полученные отношения могут быть унаследованы либо от мантийного источника, либо связаны с коровой контаминацией. На рис. 24 б показано, что породы Мушугай-Худук смещены в сторону более высоких соотношений Th/Yb относительно мантийного ряда (mantle array). Обогащение Th по отношению к Ta может быть связано либо с контаминацией, либо с вовлечением субдуцированного материала. Хотя эффекты от процессов контаминации и участия субдуцированного материала схожи, наблюдаемые значительно более высокие значения Th/Yb в породах Мушугай-Худук маловероятно связаны с контаминацией. В случае контаминации значения Th/Yb и Ta/Yb должны положительно коррелировать с содержанием SiO₂ в контаминированной магме. График зависимости Th/Yb от SiO₂ на рис. 24 б показывает, что значения Th/Yb в породах изменяются в результате фракционной кристаллизации, а не в результате контаминации богатых Th пород. Это наблюдение позволяет сделать вывод, что субпараллельный тренд к мантийному ряду, вероятно, обусловлен фракционной кристаллизацией магмы, содержащей субдуцированный компонент.

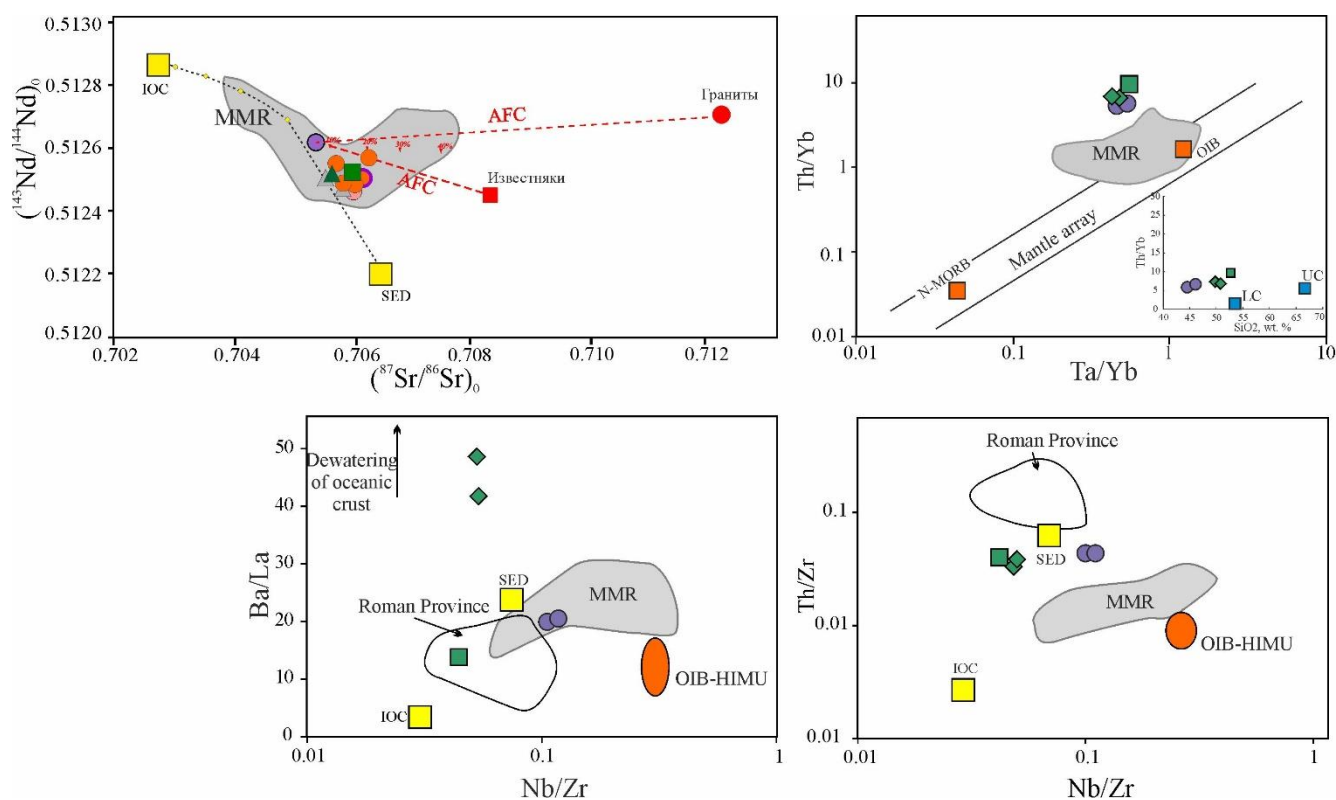


Рис. 24. а) Кривые модели контаминации от наименее радиогенных образцов - флогопитовых меланефелинитов, до конечных членов - вмещающих известняков (наши данные) и биотитовых гранитов (из Kozlovsky et al., 2006). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0)$ и $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}(0)$ рассчитаны для 0 млн. лет; б) диаграмма Th/Yb vs Ta/Yb (по Pearce, 1983) и вставка Th/Yb vs SiO_2 , мас.%; в) Ba/La vs Nb/Zr; и д) Th/Zr vs Nb/Zr для щелочных силикатных пород Мушугай-Худук. Поле MMR - триасовые и меловые магматические породы Монголии (Dash et al., 2015; Sheldrick et al., 2018). Нижняя кора (LC) и верхняя кора (UC) взяты из Rudnick and Gao (2014). Компоненты IOC (магматическая океаническая кора) и SED (осадочные породы в слэбе) взяты из Kimura et al. (2016). Диапазон значений для пород Римской провинции (Roman Province) взят из Pecerillo (2017). AFC – тренд контаминации и фракционной кристаллизации (построен по данным Ersoy and Helvacı, 2010). Условные обозначения пород, как на рис. 16.

Важно отметить, что значения Th/Yb и Ta/Yb в породах комплекса Мушугай-Худук выше, чем в мезозойских монгольских вулканических породах (MMR) (рис. 24 б), которые также показывают отклонение от мантийного ряда и отражают геохимический признак содержания субдуцированного компонента. Геохимические вариации, наблюдаемые во всех перечисленных выше породах, позволяют предположить, что они образовались из расплавов метасоматизированного литосферного источника с различным содержанием

деплетированного мантийного компонента. Sheldrick et al. (2018) отметили, что самые древние монгольские лавы располагаются за пределами мантийного ряда, тогда как более молодые лавы располагаются внутри мантийного ряда, что по мнению авторов, указывает на присутствие астеносферного компонента. Данные по комплексу Мушугай-Худук хорошо согласуются с предложенной схемой, потому что комплекс является самым древним из перечисленных выше монгольских пород (MMR) и, скорее всего, отражает источник с наибольшим количеством субдуцированного компонента. Этот вывод подтверждается Sr и Nd изотопным сходством пород комплекса Мушугай-Худук с MMR, указывающим на участие как деплетированного, так и обогащенного (ЕМП?) компонентов мантии (Dash et al., 2015; Sheldrick et al., 2018) (рис. 15). Аналогичная корреляция возрастов с микроэлементными и изотопными характеристиками пород отмечена и в других частях ЦАСП (например, Yarmolyuk and Kovalenko, 2003; Воронцов и Ярмолюк, 2004; Doroshkevich et al., 2018).

Таким образом, наиболее вероятным объяснением происхождения высококалийевых CO_2 - и SO_3 -обогащенных пород комплекса Мушугай-Худук с высоким LILE/HFSE отношением является то, что первичный мантийный источник содержал субдуцированный компонент. Эксперименты по плавлению показывают (Schmidt et al., 2004), что фенгит является основной К-фазой, переносимой субдукцией в мантию. С другой стороны, Grassi et al. (2012) и Shatskiy et al. (2019) экспериментально продемонстрировали, что субдуцированные карбонатизированные пелиты способны производить карбонатные расплавы с высоким содержанием К. Эти расплавы могут стать эффективными метасоматическими агентами, воздействующими на литосферную мантию. Последующее плавление этой метасоматизированной мантии способно приводить к образованию карбонатизированных ультракалийевых магм с высокими LILE/HFSE отношениями, подобным тем, что сформировали комплекс Мушугай-Худук.

Можно предположить некоторые аспекты характеристик источника комплекса Мушугай-Худук, используя изотопный состав и вариации отношений

LILE и HFSE (Рис. 15 и 24 в, г). На диаграмме Ba/La vs Nb/Zr показано расположение пород комплекса между субдуцированной IOC (Igneous Oceanic Crust – магматическая океаническая кора) и SED (Sediment in the slab – осадки в слэбе) полями. Породы комплекса частично перекрывают поле мезозойских монгольских вулканических пород (MMR), которые расположены между значениями OIB-NIMU, IOC и SED (рис. 24 в), и ложатся в диапазон значений для ультракалиевых вулканических пород Римской провинции, для которых доказывалось участие субдуцированных мергелевых отложений в их источнике (например, Recerillo, 2017 и ссылки в работе). Кроме того, значения Th/Zr в породах Мушугай-Худук несколько выше, чем в мезозойских монгольских вулканических породах (MMR), и близки к диапазонам Th/Zr значений в породах Римской провинции и субдуцированного компонента SED (рис. 24 г). Это свидетельствует в пользу того, что породы комплекса Мушугай-Худук могут представлять собой продукты магм, образованных в литосферной мантии, на которую воздействовал метасоматический агент, извлеченный из субдуцированной океанической коры, содержащей осадочные породы. Обогащенность пород Мушугай-Худук серой также может быть объяснена участием материала субдуцированной измененной океанической коры (Alt et al., 2013), однако источники серы для пород комплекса Мушугай-Худук не изучались автором с использованием S-изотопных данных.

Как отмечалось выше, Sr-Nd изотопные данные (рис. 15 и 24 а) подтверждают, что вариации LILE/HFSE, показанные на рис. 24 б, в, г для пород Мушугай-Худук, могут быть объяснены смесью нескольких мантийных компонентов (или их конечных членов): а) источник, близкий по изотопному составу мантии OIB-типа (?), который преобладает в наиболее молодых монгольских лавах, и б) обогащенный компонент (типа EM II), полученный из смеси субдуцированных компонентов океанической коры и осадочных отложений, которые наиболее сильно проявлены в комплексе Мушугай-Худук. Этот вывод подтверждается геохимическим моделированием баланса масс в зоне субдукции (Kimura et al., 2016), показывающим, что линии смешения между парными

компонентами IOC и SED охватывают почти весь диапазон Sr-Nd изотопных полей OIB-EMII.

Полученные изотопно-геохимические характеристики для пород комплекса Мушугай-Худук согласуются с геодинамической моделью региона в пределах ЦАСП в мезозое. Этот период характеризуется постепенным завершением Монголо-Охотской субдукции под Сибирский кратон (Donskaya et al., 2013). Считается, что полное закрытие Монголо-Охотского океана в его западной части произошло в поздней юре - раннем мелу (Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005) и привело к образованию Монголо-Охотского орогена. Ранний меловой период характеризуется полным закрытием Монголо-Охотского океана в его восточной части (Yakubchuk and Edwards, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005, и ссылки в них), разрушением Монголо-Охотского орогена и проявлениями внутриплитного магматизма, широко распространенного в Забайкалье и Южной Монголии. Согласно Донской с соавторами (Donskaya et al., 2013), флюиды, извлеченные из субдуцированного слэба могли метасоматизировать литосферную манию, и затем под воздействием плюма просиходило плавление этой метасоматизированной мантии. Монгольско-Забайкальская магматически-активная зона сформировалась в этот промежуток времени и включала в себя Западно-Забайкальскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны, характеризующиеся обширным внутриплитным магматизмом, связанным с деятельностью плюма (Kuzmin and Yarmolyuk, 2014).

8.4. К вопросу типизации магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук

Магнетит-апатитовые породы являются экономически значимыми источниками фосфора, железа и титана. Эти породы обычно связаны с интрузивными комплексами и могут подразделяться как минимум на четыре типа: (1) связанные с щелочными силикатными породами и карбонатитами (фоскориты Томтора, Кольской щелочной провинции (Ковдор, Вуориярви, Себляярв, Турий мыс и др) и Маймеча-Котуйской провинции (Гули, Кугда, Эссей и др.) в России,

фоскориты Палаборы в Южной Африке и другие (Krasnova et al., 2004); (2) связанные с анортозитами (нельсониты из комплекса Нельсон в Вирджинии); (3) связанные с вулканическими или субвулканическими породами от среднего до кислого составов (тип Кируна: Кируна в Швеции); и (4) апатитовые породы, связанные с габбро-сиенитовой формацией (Ошурково). Однако, магнетит-apatитовые породы комплекса Мушугай-Худук по геологическим и петрографическим характеристикам не подходят ни под один из вышеперечисленных типов пород.

Крмичек (Krmíček et al., 2010) и Владыкин (2013) относили магнетит-apatитовые породы Мушугай-Худук к нельсонитам. Кроме того, магнетит-apatит-кальцитовые породы мезозойского щелочного комплекса Улугей-Хид в Южной Монголии также были отнесены к нельсонитам (Kynicky and Chakhmouradian, 2011). Однако, согласно официальной классификации магматических пород (Le Maitre, 2005), нельсониты – это жильные породы, состоящие в основном из ильменита, апатита и второстепенных минералов: рутила, биотита, магнетита и роговой обманки. Нельсониты характеризуются высокими концентрациями Ti и обычно связаны с анортозитами (Charlier et al., 2008; Duchesne and Liégeois, 2015; Force, 1991 и др.). По нашему мнению, идентификация магнетит-apatитовых пород комплекса Мушугай-Худук как нельсонитов неверна, поскольку она не согласуется ни с геологическими, ни с минералогическими данными, особенно в связи с низким содержанием Ti в МА породах комплекса Мушугай-Худук.

Породы типа Кируна встречаются во многих частях мира, например, в Бафк (Иран), в Чилийском Поясе (Канада) и в Кирунавааре (Швеция) (Nystroem and Henriquez, 1994; Bookstrom, 1995; Daliran, 2002; Hou et al., 2011 и ссылки в них). Эти породы ассоциируют с известково-щелочными вулканическими (например, риолиты, дациты) или субвулканическими породами (Frietsch and Perdahl, 1995). Породы типа Кируна содержат магнетит с низким содержанием Ti и варьирующие содержания фторапатита, актинолита и сульфидов. Апатит в породах типа Кируна имеют слабое фракционирование между лёгкими и тяжелыми РЗЭ, отрицательную Eu аномалию, а концентрация РЗЭ в них достигает 2000–7000 ppm (Frietsch and

Perdahl, 1995). Низкая концентрация Ti в магнетите комплекса Мушугай-Худук согласуется с таковой в породах типа Кируна. Кроме того, апатит Мушугай-Худук демонстрируют отрицательные Eu аномалию, но эти аномалии менее выражены, чем в апатите из руд типа Кируна. Тем не менее, вмещающими МА породы Мушугай-Худук являются щелочные сиениты, а последние обычно содержат магнетит-апатитовые шпиры, что свидетельствует об их генетической взаимосвязи. Эти наблюдения не согласуются с типичной ассоциацией пород типа Кируна с известково-щелочными породами. Более того, концентрации $P3Э$ и Sr в апатитах комплекса Мушугай-Худук и степень обогащения легкими $P3Э$ (рис. 25) выше, чем в апатитах типа Кируна, а минеральная ассоциация магнетита, апатита и флогопита в МА породах комплекса Мушугай-Худук не похожа на минеральную ассоциацию пород типа Кируна.

Наконец, магнетит-апатитовые породы комплекса Мушугай-Худук могут относиться к фоскоритам. Согласно классификации Международного союза геологических наук изверженных пород (IUGS) (Le Maitre, 2005), фоскоритами называют плутонические породы, состоящие в основном из форстерита, кальцита, магнетита и апатита. Такие породы также часто являются клинопироксен- или флогопитсодержащими (Krasnova et al., 2004). Фоскориты – типичные породы для нефелинит-карбонатитовых комплексов. Например, эти породы были обнаружены во многих карбонатитовых комплексах Кольской щелочной провинции: Ковдор, Себлявр, Сокли, Турий Мыс и Вуориярви (Кухаренко и др., 1965; Zaitsev and Bell, 1995; Dunworth and Bell, 2001; Krasnova et al., 2004; Wall and Zaitsev, 2004); массивы Гули, Эссей и Маган в Маймейча-Котуйской провинции (Kogarko et al., 1991; Егоров, 1992), в комплексе Палабора в Южной Африке (Eriksson, 1989; Harmer, 2000), в Араше, Бразилия (Gittins, 1966; Issa Filho et al., 1984) и многих других. С фоскоритами обычно связано апатитовые, Nb , Zr и $P3Э$ оруденения.

Однако, существуют некоторые отличия между магнетит-апатитовыми породами комплекса Мушугай-Худук и фоскоритами типичных щелочных карбонатитовых комплексов: это появление отрицательной Eu аномалии в апатите и отсутствие сопутствующей Nb и Zr минерализации. Различия могут быть

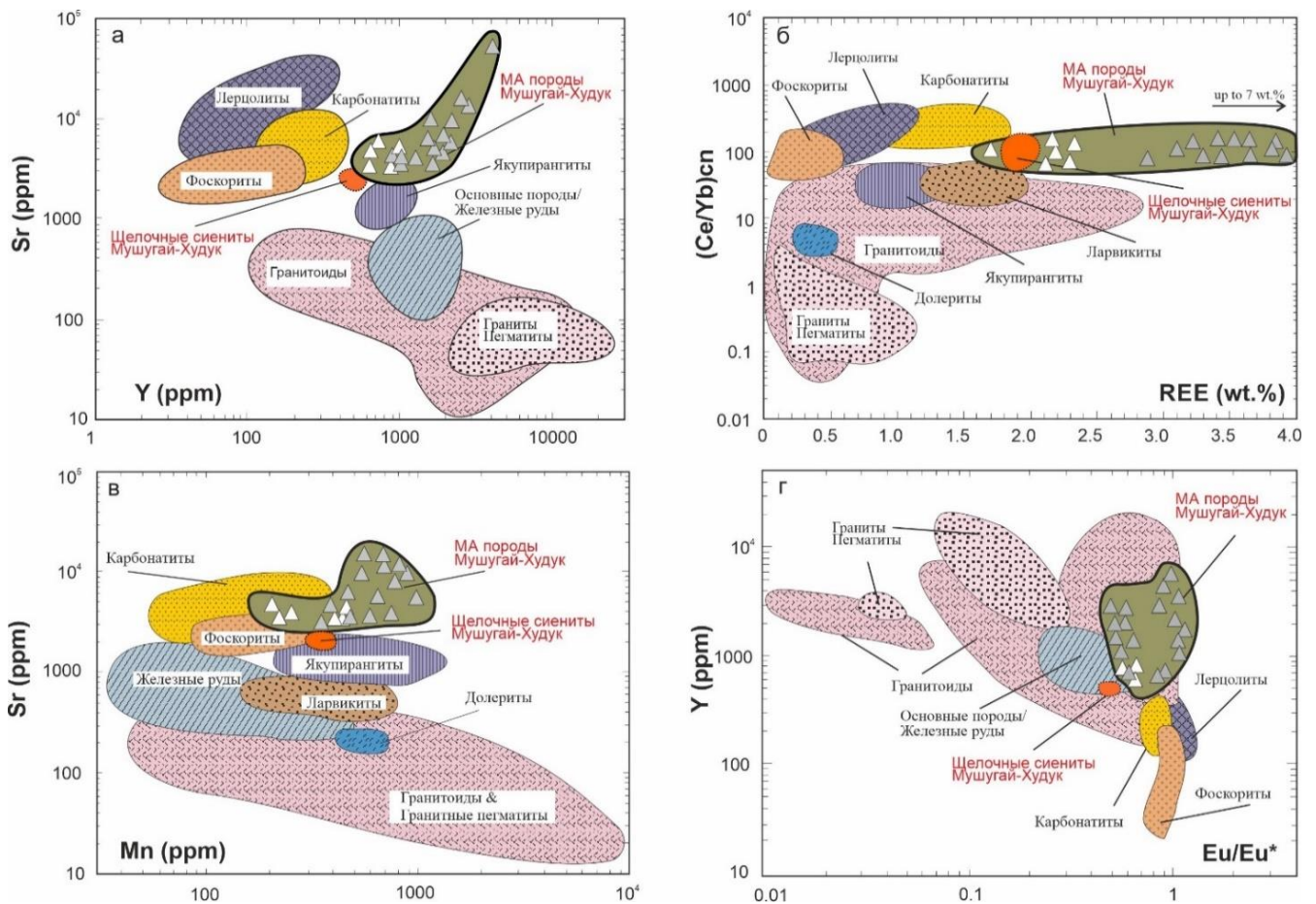


Рис. 25. Композиционные поля состава апатита из разных типов пород, предложенные в качестве дискриминационных диаграмм, из Belousova et al., 2002. Композиционные поля фоскоритов были построены по анализам апатитов из ковдорских фосфоритов и алейских апатитов (Chakhmouradian et al., 2017). Белые треугольники соответствуют апатитам из неизмененных магнетит-apatитовых пород, темные треугольники соответствуют апатитам из измененных магнетит-apatитовых пород Мушугай-Худук.

объяснены: (1) характеристикой источника для первичных расплавов Мушугай-Худук, который был обеднен HFSE (Самойлов и Коваленко, 1983; Baatar et al., 2013, Nikolenko et al., 2020 a) и (2) ассоциацией с калиевой шонкинит-сиенитовой серией пород. При этом, концентрации Sr и PЗЭ в апатите комплекса Мушугай-Худук (рис. 26) и низкое содержание Ti в магнетите сходны с таковыми в минералах фоскоритов (Krasnova et al., 2004; Chakhmouradian et al., 2017). На графиках зависимости Sr от Y и Mn, а также Ce/Yb_{cn} от PЗЭ (рис. 25 а, б, в) составы апатита из комплекса Мушугай-Худук не ложатся в поле фоскоритов, но находятся

в непосредственной близости от полей карбонатитов и якупирангитов, что может подразумевать их общий петрологический ряд.

Типичным примером апатитовых пород, связанных с габбро-сиенитовой формацией относится Ошурковское месторождение апатита (Западное Забайкалье). Апатитовые руды в массиве распространены повсеместно и неравномерно. Характерно отсутствие резкой границы между рудными телами и вмещающими габброидами. Хотя на площади Ошурковского плутона, как и в Мушугай-Худуке, встречаются как сиениты, так и габброидные породы повышенной щелочности (шонкиниты, габбро), однако магнетит-apatитовые руды комплекса Мушугай-Худук распространены в виде штокообразных тел или шпировых обособлений с четкими границами в щелочных сиенитах. Еще одним немаловажным отличием является отсутствие магнетита в рудах Ошурковского месторождения.

Таким образом, магнетит-apatитовые руды комплекса Мушугай-Худук 100% не подходят ни под одну из вышеперечисленных классификаций МА пород. Однако, магнетит-apatитовые руды комплекса по петрологическим и минералогическим характеристикам наиболее близки к фоскоритам, либо к апатитовым рудам габбро-сиенитовой формации, но с некоторыми отличительными особенностями.

Заключение

На основании полученных геохронологических, петрографических, изотопно-геохимических и экспериментальных данных, а также с помощью изучения расплавных и флюидных включений, анализа опубликованных научных работ и геологических наблюдений можно сформулировать основные выводы об особенностях петрогенезиса и рудоносности щелочного комплекса Мушугай-Худук:

- В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса можно выделить три провинции щелочно-карбонатитового магматизма: Западно-Забайкальская, Центрально-Тувинская и Южно-Монгольская (Kuzmin and Yarmolyuk, 2014). Комплекс Мушугай-Худук входит в состав Южно-Монгольской карбонатитовой провинции. Он сложен преимущественно щелочными эффузивными породами: флогопитовыми меланефелинитами, фонотефритами и трахитами, которые прорываются многочисленными штоками и дайками субвулканических и интрузивных пород: шонкинитами и щелочными сиенитами. В пределах комплекса широко распространены рудоносные породы, образующие штоки, жилы, дайки и минерализованные брекчии магнетит-апатитовых и флюоритовых пород, а также карбонатитов.

- Щелочные силикатные и магнетит-апатитовые породы комплекса Мушугай-Худук сформировались в интервале 140 - 133 млн. лет назад синхронно с другими проявлениями позднемезозойского щелочно-карбонатитового магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, интервал их формирования совпадает с пиком бимодальной вулканической и плутонической магматической активности в этом регионе (Nikolenko et al., 2020 a).

- Меланократовые эффузивы (флогопитовые меланефелиниты) являются наименее дифференцированными породами комплекса, таким образом, их можно считать близкими по геохимическим и изотопным характеристикам к первичным расплавам. Исходный меланефелинитовый расплав был обогащен щелочами, Sr, Ba, P, CO₂, F и S. Это подтверждается не только результатами

изучения расплавных включений (Andreeva and Kovalenko, 2003), но также минералогическими наблюдениями (повышенные концентрации F и S в апатите и флогопите в силикатных породах комплекса, присутствие магматического целестина и карбоната во флогопитовых меланефелинитах и другие).

- Кристаллизация флогопитовых меланефелинитов происходила при температуре 1220 °С. Остальная серия щелочных силикатных пород сформировалась в результате процесса фракционной кристаллизации при температурах от 1220 до 850 °С (Самойлов и др., 1988; Andreeva and Kovalenko, 2003). Магнетит-апатитовые породы комплекса кристаллизовались на последних этапах магматической активности при температурах примерно 850-830 °С и образовывались из солевого расплава с высоким содержанием фосфатов и сульфатов. Последующая эволюция солевого расплава привела к образованию карбонат-(фторид)-сульфатных рассол-расплавных комплексов при температурах 580-500 °С, которые могли быть ответственны за образование F-Ba-Sr-REEs минерализации (Nikolenko et al., 2018). Такие рассол-расплавы находились в окисленном состоянии, о чем свидетельствуют образование гематита и высокая активность SO_4^{2-} -лиганды (присутствие многочисленных дочерних фаз ангидрита и целестина). Именно SO_4^{2-} -лиганда способствовала мобильности РЗЭ в комплексе Мушугай-Худук, что было подтверждено в экспериментальных работах автора по устойчивости апатита в гидротермальных растворах (Nikolenko et al., 2020 б). Дальнейшая эволюция рассол-расплава при температурах 400-250 °С и активно продолжающемся воздействии сульфатной серы привели к образованию ангидрита, фосфосидерита и монацита-Се, практически полностью замещающих апатит.

- Концентрации РЗЭ в апатите увеличиваются в силикатных породах от шонкинитов до щелочных сиенитов, с появлением в апатите щелочных сиенитов отрицательной Eu аномалии. Это может являться результатом кристаллизационной дифференциации, отвечающей за фракционирование полевого шпата. Последующее увеличение концентраций РЗЭ уже в апатите магнетит-апатитовых пород и сохранение отрицательной Eu аномалии подразумевает, что эти породы

могут быть продуктами расплава, кристаллизующего щелочные сиениты. Дальнейшее увеличение концентраций РЗЭ в апатите из сильно измененных магнетит-апатитовых пород может быть связано с привнесением большого количества РЗЭ с гидротермальными растворами из источника, не испытывавшего фракционирование полевого шпата. Таким источником могли быть ранние силикатные породы комплекса (например, шонкиниты) (Nikolenko et al., 2018).

- Изотопно-геохимические характеристики пород комплекса Мушугай-Худук могут свидетельствовать о том, что исходные расплавы были сгенерированы из изотопно гетерогенного источника литосферной мантии. Породы комплекса представляют собой продукты магм, образованных в литосферной мантии, на которую воздействовал метасоматический агент, в котором присутствовал субдуцированный компонент. Эти изотопно-геохимические особенности пород согласуются с геодинамической моделью региона в пределах ЦАСП, характеризующейся полным закрытием в раннем меловом периоде Монголо-Охотского океана, и последующим формированием магматически-активной Монгольско-Забайкальской зоны с проявлениями обширного внутриплитного магматизма (Yarmolyuk and Kovalenko, 2003; Mazukabzov et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Li et al., 2014; Xiao et al., 2015; 2018; и ссылки в них).

Список публикаций автора по теме исследования

Статьи по списку ВАК:

1. **Nikolenko, A. M.**, Doroshkevich, A. G., Ponomarchuk, A. V., Redina, A. A., Prokopyev, I. R., Vladykin, N. V., Nikolaeva, I. V., 2020. Ar-Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia). *Lithos*, 372-373, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105675>
2. **Nikolenko A.**, Redina A., Doroshkevich A., Prokopyev I., Ragozin A., Vladykin N. , 2018. The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex, South Mongolia: mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions. *Lithos* 320-321, 567-582. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.030>
3. Redina, A.A., **Nikolenko, A.M.**, Doroshkevich, A.G., Prokopyev, I.R., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Vladykin, N.V., 2020. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions. *Geochemistry*. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125666>
4. Nikolenko, E. I., Lobov, K. V., Agashev, A. M., Tychkov, N. S., Chervyakovskaya, M. V., Sharygin, I. S., **Nikolenko, A. M.**, 2020. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and New Mineralogical and Geochemical Data from Lamprophyres of Chompolo Field (South Yakutia, Russia). *Minerals*, 10(10), 886. <https://doi.org/10.3390/min10100886>
5. Doroshkevich, A. G., Chebotarev, D. A., Sharygin, V. V., Prokopyev, I. R., **Nikolenko, A. M.** (2019). Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP. *Lithos* 332-333, 245-260. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006>
6. Prokopyev, I.R, Doroshkevich, A.G., Sergeev, S.A., Ernst R.E., Ponomarev, J.D., Redina A.A., Chebotarev, D.A., **Nikolenko, A.M.**, Dultsev, V.F., Moroz, T.N., Minakov, A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9-1.8Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan

magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // Mineralogy and Petrology. - 2019. - Vol.113. - Iss. 3. - P.329-352. 10.1007/s00710-019-00661-3

7. Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Travin, A. V., Belyatsky, B. V., **Shamatrina, A. M.**, Antonov, A. V., Sergeev, S. A. (2007). Duration of formation of magmatic system of polyphase Paleozoic alkaline complexes of the central Kola: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar data. In Doklady Earth Sciences, Vol. 413, No. 2, p. 432-436. 10.1134/S1028334X07030257

Тезисы по материалам конференций:

1. Nikolenko A., Harlov D., Veksler I., 2020. An experimental study of apatite metasomatized by S-bearing fluid: the element redistribution and the formation of monazite and anhydrite. In EGU 2020, Vienna, Austria.
2. Redina A.A., Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., 2019. Formation conditions and composition features of the fluorite mineralization of the Mushugai-Khuduk complex (South Mongolia). Magmatism of the Earth and Related Strategic Meyal Deposit: proceedings of XXXVI International conference. Saint Petersburg. P. 256-257.
3. Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Redina A.A., Prokopyev I.R., 2019. Geochemical and isotopic data of Mushga-Khudag complex (South Mongolia). Magmatism of the Earth and Related Strategic Meyal Deposit: proceedings of XXXVI International conference. Saint Petersburg. P. 204-207.
4. Дорошкевич А.Г., Чеботарев Д.А., Шарыгин В. В., Прокопьев И.Р., Николенко А.М. Щелочной магматизм Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие: источники вещества, эволюция магм и связь с триасовой Сибирской изверженной провинцией. //Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы X всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. - С. 124-130.

5. Nikolenko, A.M., Doroshkevich, A.G., Chakrabarty A., Ragozin A.L., 2018. The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex (South Mongolia). In: Zaitsev, V.A., Ermolaeva, V.N. (Eds.), *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: proceedings of XXXV International conference*. GEOKHI RAS, Moscow, pp. 218-220.
6. Nikolenko, A.M., Doroshkevich, A.G. (2017). Features of mineral composition of apatite-magnetite rocks, Mushugai-Khuduk complex (Mongolia). In: Zaitsev, V.A., Ermolaeva, V.N. (Eds.), *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: proceedings of XXXIV International conference*. Miass, Russia, pp. 162-165.
7. Zraisky G.P., Shamatrina A.M., Arzamastsev A.A. (2008). Experimental modelling of alkaline metasomatism in the rocks of the contact zone of the Lovozero massif. In *Geochemistry of alkaline rocks. Abstracts of XXV International Conference. School "Alkaline Magmatism of the Earth"*, Saint Petersburg, p. 59-60.

Список литературы

1. Андреева И.А. Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений): Автореф. дис. к.г.-м.н. М., 2000, 27 с
2. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. Калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация. Советская геология, 1978, № 4, С. 86–99
3. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Восточно-Африканская Рифтовая система. Т. 3. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты. М.: Наука, 1974, 288 с.
4. Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочно-ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири. – М.: Изд.-во АН СССР, 1962. – С. 417–589
5. Владыкин Н. В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия //Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск. – 2005. – №. 2. – С. 13-30.
6. Владыкин Н. В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность //Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – №. 12. – С. 1443-1455.
7. Владыкин Н. В. Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) //Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 4. – С. 545-568.
8. Владыкин Н. В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных-карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом //Геология и геофизика. — 2016. — т. 57. — № 5. — с. 889—905.

9. Владыкин Н. В., Лепехина Е. А. Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2009. – Т. 429. – №. 6. – С. 774-778.
10. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. – 2004. – №. 3. – С. 17-32.
11. Врублевский В. В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня) // Новосибирск. – 2003. – Т. 303. – С. 9.
12. Врублевский, В. В., Гертнер, И. Ф., Владимиров, А. Г., Руднев, С. Н., Борисов, С. М., Левченков, О. А., Войтенко, Д. Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2004. – Т. 398. – №. 3. – С. 374-378.
13. Гордиенко И. В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Наука, 1987.
14. Дорошкевич А. Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья : дис. – Автореф. дис.... д. г.-м. н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013.
15. Дорошкевич А. Г., Кобылкина О. В., Рипп Г. С. Роль сульфатов в образовании карбонатитов Западного Забайкалья // Доклады Академии Наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2003. – Т. 388. – №. 4. – С. 535-538.
16. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеч-Котуйского комплекса Полярной Сибири). – Л.: Недра, 1991. – 260 с.
17. Егоров Л. С. Фоскориты Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса // Записки Всероссийского Минералогического Общества 121. – 1992. – №. 3. – С. 13.

- 18.Коваленко В. И., Богатиков, О. А., Дмитриев, Ю. И., & Кононова, В. А. Общие закономерности эволюции магматизма в истории Земли //Магматические горные породы. М.: Наука. – 1987. – Т. 6. – С. 332-348.
- 19.Когарко Л. Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования //Геохимия. – 2006. – №. 1. – С. 5-13.
- 20.Когарко Л. Н., Веселовский Р. В. Геодинамический режим карбонатитов-метод палеорекоstructions //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2019. – Т. 484. – №. 2. – С. 191-194.
- 21.Когарко Л. Н., Зартман Р. Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb систем) // Геохимия, 2011, №5, с. 462-472.
- 22.Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Фосфор в процессах плавления мантии //Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 269. – №. 5. – С. 1192-1194.
- 23.Когарко Л. Н., Хаин В. Е. Щелочной магматизм в истории Земли //Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. – 2001. – С. 5-17.
- 24.Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Вавилов М.А. О дифференциации щелочных базальтоидных магм и возможности образования высококалиевых природных расплавов // Геология и геофизика, 1986, № 2, с. 79-85.
- 25.Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.
- 26.Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Наука. Сиб. отд-ние, 1985.
- 27.Кузьмин М. И., Ярмолук В. В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений //Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – №. 2. – С. 153-184.

- 28.Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов //М., Наука. – 1986. – №. 405.
- 29.Кухаренко, А. А., Орлова, М. П., Булах, А. Г. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия). Недра. – 1965.
- 30.Михальский Е. В., Лайба А. А., Сурина Н. П. Ламбертская провинция щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород в Восточной Антарктиде: характеристика вещественного состава и особенности петрогенезиса магматических комплексов //Петрология. – 1998. – Т. 6. – №. 5. – С. 512-527.
- 31.Никифоров А.В. Позднемезозойская карбонатитовая провинция Центральной Азии и особенности ее формирования. – 2021
- 32.Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. Т.47. - №4. – С.360-382.
- 33.Никифоров А. В., Ярмолюк В. В. Позднемезозойская Центрально-Азиатская карбонатитовая провинция //Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – 2004. – Т. 2. – С. 47-49.
- 34.Никифоров, А. В., Ярмолюк, В. В., Покровский, Б. Г., Коваленко, В. И., Иванов, В. Г., Рипп, Г. С. Изотопный состав кислорода, углерода и серы пород Халютинского вулканического карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье) //Докл. РАН. – 1998. – Т. 363. – №. 6. – С. 815.
- 35.Никифоров, А. В., Ярмолюк, В. В., Покровский, Б. Г., Коваленко, В. И., Иванов, В. Г., Андреева, И. А., Коршунов, В. В.. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники //Петрология. – 2000. – Т. 8. – №. 3. – С. 309-336.

- 36.Онтоев Д. О., Лувсанданзан Б., Гундсамбу Ц. Геологическое строение эндогенная минерализация Мушугайского фтор-редкоземельного месторождения (МНР) // Геология рудных месторождений. 1979. № 3. С. 27
- 37.Панина Л.И. Образование высококалиевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика, 1983, № 4, с.34-40.
- 38.Панина Л. И., Рокосова, Е. Ю., Исакова, А. Т., Рябуха, М. А. Генезис сынныритов Сыннырского массива по данным изучения расплавных включений в апатите //Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – №. 16. – С. 458-461.
- 39.Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия траптовой формации Таймырской складчатой области //Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1956. – №. 1. – С. 50-64.
- 40.Рипп Г. С. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья //Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН. – 2000.
- 41.Рипп Г. С., Дорошкевич А. Г., Посохов В. Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья //Петрология. – 2009. – Т. 17. – №. 1. – С. 79-96.
- 42.Рипп, Г. С., Карманов, Н. С., Канакин, С. В., Дорошкевич, А. Г., Андреев, Г. В. Цериевый бритоцит Мушугайского месторождения (Монголия). Зап. РМО. – 2005. – Т. 134(2). – С. 90.
- 43.Рокосова Е. Ю. Состав и особенности кристаллизации расплавов при формировании калиевых базитовых пород центрального Алдана (на примере Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов): дис. – Новосибирск: Рокосова Елена Юрьевна, 2014.
- 44.Сальникова, Е. Б., Яковлева, С. З., Никифоров, А. В., Котов, А. Б., Ярмолук, В. В., Анисимова, И. В., Плоткина, Ю. В. БАСТНЕЗИТ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ МИНЕРАЛ-ГЕОХРОНОМЕТР ДЛЯ U РЬ-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2010. – Т. 430. – №. 3. – С. 386-388.

- 45.Рябчиков И. Д. Геохимические критерии глубинного источника магм плюмовой обстановки //Магм., метасом. форм. и. связ. с ними оруд.: Тез. докл. Ташкент. – 2005. – С. 318.
- 46.Самойлов В. С., Коваленко В. И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. – Наука, 1983.
- 47.Самойлов, В. С., Коваленко, В. И., Наумов, В. Б., Сандиминова Г, Чувашова Л. Несмемсимость силикатных и солевых расплавов при формировании щелочного комплекса Мушунай-Худук (Южная Монголия) //Геохимия. – №. 10. – С. 1447-1460.
- 48.Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Карбонатиты – продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. – Т.2. – С. 261-265.
- 49.Травин А. В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии : дис. – Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 2016.
- 50.Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. – 2003.
- 51.Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок //М.: МГУ. – 1997.
- 52.Чайка И. Ф., Изох А. Э. Петрология низкотитанистых лампроитов Рябинового массива (Алданский щит) //Геология. – 2019. – С. 83-83.
- 53.Чепуров А.И., Базарова Т.Ю., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С. Состав включений магматического расплава в минералах фергусит-порфира (Восточный Памир) и псевдолейцититах (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР, 1974, т. 218, №5, с. 1185-1188.
- 54.Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – Наука, 1991.

55. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса //Петрология. – 2003. – Т. 11. – №. 6. – С. 556-586.
56. Ярмолюк В. В., Коваленко, В. И., Козловский, А. М., Воронцов, А. А., Соватенко, В. В. Позднепалеозойская-раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика //Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. – 2005. – С. 197-236.
57. Alt, J. C., Schwarzenbach, E. M., Früh-Green, G. L., Shanks III, W. C., Bernasconi, S. M., Garrido, C. J., Marchesi, C. The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: seafloor serpentinitization and subduction metamorphism //Lithos. – 2013. – Т. 178. – С. 40-54.
58. Andreeva I. A., Kovalenko V. I. Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing alkaline complex (southern Mongolia): evidence from melt inclusions //Per. Mineral. – 2003. – Т. 72. – С. 95-105.
59. Andreeva, I. A., Kovalenko, V. I., Naumov, V. B., Kononkova, N. N. fluoride-sulfate and chloride-sulfate salt melts of the carbonatite-bearing complex Mushugai-Khuduk, southern Mongolia //Petrology. – 1998. – Т. 6. – №. 3. – С. 284-292.
60. Andreeva I. A., Kovalenko V. I., Naumov V. B. Silicate-salt (sulfate) liquid immiscibility: a study of melt inclusions in minerals of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing complex (southern Mongolia) //Acta Petrologica Sinica. – 2007. – Т. 23. – №. 1. – С. 73-82.
61. Arima M. Barium-rich phlogopite in a mantle derived xenolith of the Upper Canada Mine kimberlite, Ontario, Canada Implications for Ba-reservoir in the upper mantle //Journal of mineralogy, petrology and economic geology. – 1988. – Т. 83. – №. 6. – С. 217-231.
62. Arzamastsev A. A., Arzamastseva L. V. Geochemical indicators of the evolution of the ultrabasic-alkaline series of Paleozoic massifs of the Fennoscandian shield //Petrology. – 2013. – Т. 21. – №. 3. – С. 249-279.

63. Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // *Russ. J. Earth Sci.* – 2003.
64. Avanzinelli R. et al. Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium // *Journal of Petrology.* – 2008. – T. 49. – №. 2. – C. 195-223.
65. Baatar, M., Ochir, G., Kynicky, J., Iizumi, S., Comin-Chiaramonti, P. Some Notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu Alkaline Complexes, Southern Mongolia. *International Journal of Geosciences.* – 2013. – T. 4(08). – 1200.
66. Badarch, G., Cunningham, W. D., Windley, B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2002. – T. 21(1). – C. 87-110.
67. Bailey D. K. Mantle metasomatism—continuing chemical change within the Earth // *Nature.* – 1982. – T. 296. – №. 5857. – C. 525-530.
68. Baksi A. K., Archibald D. A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chemical Geology.* – 1996. – T. 129. – №. 3-4. – C. 307-324.
69. Banerjee S., Kyser T. K., Mitchell R. H. Oxygen and hydrogen isotopic composition of phlogopites and amphiboles in diamond-bearing kimberlite hosted MARID xenoliths: constraints on fluid-rock interaction and recycled crustal material in the deep continental lithospheric mantle // *Chemical Geology.* – 2018. – T. 479. – C. 272-285.
70. Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // *Chemical Geology.* – 1991. – T. 93. – №. 3-4. – C. 219-230.
71. Beermann O., Holtz F., Duysterhoeft E. Magma storage conditions and differentiation of the mafic Lower Pollara volcanics, Salina Island, Aeolian Islands, Italy: implications for the formation conditions of shoshonites and potassic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 2017. – T. 172. – №. 5. – C. 37.

72. Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Fisher, N. I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2002. – T. 76. – №. 1. – C. 45-69.
73. Bell K. Carbonatites: relationships to mantle plume activity // *Mantle plumes: their identification through time*. Geol Soc Am Spec Paper. – 2001. – V.352. - P.267-290
74. Bell, K., Castorina, F., Rosatelli, G., Stoppa, F. Plume activity, magmatism, and the geodynamic evolution of the Central Mediterranean // *Annals of Geophysics*. – 2006. – T. 49. – №. 1. – C. 357-371.
75. Bell K., Lavecchia G., Rosatelli G. Cenozoic Italian magmatism—Isotope constraints for possible plume-related activity // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2013. – T. 41. – C. 22-40.
76. Bell K., Powell J. L. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: the potassium-rich lavas of the Birunga and Toro—Ankole Regions, East and Central Equatorial Africa // *Journal of Petrology*. – 1969. – T. 10. – №. 3. – C. 536-572.
77. Bell K., Tilton G. R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology*. – 2001. – T. 42. – №. 10. – C. 1927-1945.
78. Blichert-Toft J., Arndt N. T., Ludden J. N. Precambrian alkaline magmatism // *Lithos*. – 1996. – T. 37. – №. 2-3. – C. 97-111.
79. Bookstrom A. A. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry; discussion // *Economic Geology*. – 1995. – T. 90. – №. 2. – C. 469-473.
80. Borisenko, A. S., Borovikov, A. A., Vasyukova, E. A., G.G. Pavlova G. G., Ragozin, A. L., Prokopyev, I. R., Vladykin, N. V. Oxidized magmatogene fluids: metal-bearing capacity and role in ore formation // *Russian Geology and Geophysics*. – 2011. – T. 52. – №. 1. – C. 144-164.
81. Bulakh, A. G., Nesterov, A. R., Zaitsev, A. N., Pilipiuk, A. N., Wall, F., Kirillov, A. S. Sulfur-containing monazite-(Ce) from late-stage mineral assemblages at the

- Kandaguba and Vuoriyarvi carbonatite complexes, Kola peninsula, Russia //Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. – 2000. – T. 5. – C. 217-233.
- 82.Campbell IH, Stepanov AS, Liang HY, Allen CM, Norman MD, Zhang YQ, Xie YW. The origin of shoshonites: new insights from the Tertiary high-potassium intrusions of eastern Tibet //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2014. – T. 167. – №. 3. – C. 983.
- 83.Chakhmouradian A. R., Mitchell R. H. Niobian ilmenite, hydroxylapatite and sulfatian monazite; alternative hosts for incompatible elements in calcite kimberlite from Internatsional'naya, Yakutia //The Canadian Mineralogist. – 1999. – T. 37. – №. 5. – C. 1177-1189.
- 84.Chakhmouradian, A. R., Reguir, E. P., Zaitsev, A. N., Couëslan, C., Xu, C., Kynický, J. Mumin, H., Yang, P., 2017. Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance //Lithos. – 2017. – T. 274. – C. 188-213.
- 85.Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Vander Auwera, J., Duchesne, J. C. The Grader layered intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and genesis of nelsonite and other Fe–Ti–P ores //Lithos. – 2008. – T. 101. – №. 3-4. – C. 359-378.
- 86.Chen C., Liu, Y., Foley, S. F., Ducea, M. N., He, D., Hu, Z., ... & Zong, K.. Paleo-Asian oceanic slab under the North China craton revealed by carbonatites derived from subducted limestones //Geology. – 2016. – T. 44. – №. 12. – C. 1039-1042.
- 87.Cogné J. P., Kravchinsky, V. A., Halim, N., Hankard, F. Late Jurassic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) //Geophysical Journal International. – 2005. – T. 163. – №. 2. – C. 813-832.
- 88.Conceição R. V., Green D. H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+ pargasite lherzolite //Lithos. – 2004. – T. 72. – №. 3-4. – C. 209-229.

89. Condamine P., Médard E. Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 GPa: Implications for potassic magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – T. 397. – C. 80-92.
90. Condamine P., Médard E., Devidal J. L. Experimental melting of phlogopite-peridotite in the garnet stability field // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2016. – T. 171. – №. 11. – C. 1-26.
91. Conticelli S, Avanzinelli R, Ammannati E, Casalini M The role of carbon from recycled sediments in the origin of ultrapotassic igneous rocks in the Central Mediterranean // *Lithos*. – 2015. – T. 232. – C. 174-196.
92. Conticelli S., Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // *Lithos*. – 1992. – T. 28. – №. 3-6. – C. 221-240.
93. Daly R. A. Origin of the alkaline rocks // *Bulletin of the Geological Society of America*. – 1910. – T. 21. – №. 1. – C. 87-118.
94. Dash, B., Yin, A., Jiang, N., Tseveendorj, B., Han, B. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: constraints on their tectonic origin. *Gondwana Research*. – 2015. – T. 27 (1). – C. 281-299.
95. Daliran F., Porter T. M. Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites // *Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits: A global perspective*. – 2002. – T. 2. – C. 303-320.
96. Daly R. Origin of the alkaline rocks. *Bull Geol Soc Am*. – 1910. – T. 21. – C.87–115
97. Dash, B., Yin, A., Jiang, N., Tseveendorj, B., Han, B. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia:

- Constraints on their tectonic origin //Gondwana Research. – 2015. – T. 27. – №. 1. – C. 281-299.
98. Dawson J. B., Smith J. V., Steele I. M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania //Journal of Petrology. – 1995. – T. 36. – №. 3. – C. 797-826.
99. Demeny A., Kele S., Siklósy Z. Empirical equations for the temperature dependence of calcite-water oxygen isotope fractionation from 10 to 70° C //Rapid Communications in Mass Spectrometry. – 2010. – T. 24. – №. 24. – C. 3521-3526.
100. Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific //Science. – 1967. – T. 157. – №. 3790. – C. 801-803.
101. Donskaya T. V. et al. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean //Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – T. 62. – C. 79-97.
102. Doroshkevich, A.G., Chebotarev, D.A., Sharygin, V.V., Prokopyev, I.R., Nikolenko, A.M., Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP //Lithos. – 2019. – T. 332. – C. 245-260.
103. Doroshkevich, A.G., Izbrodin, I.A., Rampilov, M.O., Ripp, G.S., Lastochkin, E.I., Khubanov, V.B. Permo-Triassic stage of alkaline magmatism in the Vitim plateau (western Transbaikalia) //Russian Geology and Geophysics. – 2018. – T. 59. – №. 9. – C. 1061-1077.
104. Doroshkevich, A. G., Ripp, G. S., 2004. Estimation of the conditions of formation of REE-carbonatites in western Transbaikalia //Russ Geol Geophys. – 2004. – T. 45. – №. 4. – C. 492-500.
105. Doroshkevich, A.G., Ripp, G.S., Izbrodin, I.A., Savatenkov, V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data //Lithos. – 2012. – T. 152. – C. 157-172.

106. Doroshkevich A. G., Ripp G. S., Moore K. R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (west Transbaikala, Russia) //Mineralogy and Petrology. – 2010. – T. 98. – №. 1. – C. 245-268.
107. Doroshkevich, A.G., Veksler, I.V., Izbrodin, I.A., Ripp, G.S., Khromova, E.A., Posokhov, V.F., Travin, A.V., Vladykin, N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids //Journal of Asian Earth Sciences. – 2016. – T. 116. – C. 81-96.
108. Doroshkevich, A. G., Veksler, I. V., Klemd, R., Khromova, E. A., Izbrodin, I. A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation //Lithos. – 2017. – T. 284. – C. 91-108.
109. Duchesne J. C., Liégeois J. P. The origin of nelsonite and high-Zr ferrodiorite associated with Proterozoic anorthosite //Ore Geology Reviews. – 2015. – T. 71. – C. 40-56.
110. Dunworth E. A., Bell K. The Turiy massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution //Journal of Petrology. – 2001. – T. 42. – №. 2. – C. 377-405.
111. Edgar A. D., Mitchell R. H. Ultra high pressure–temperature melting experiments on an SiO₂-rich lamproite from Smoky Butte, Montana: derivation of siliceous lamproite magmas from enriched sources deep in the continental mantle //Journal of Petrology. – 1997. – T. 38. – №. 4. – C. 457-477.
112. Enkhbayar, D., Seo, J., Choi, S. G., Lee, Y. J., Batmunkh, E. Mineral chemistry of REE-rich apatite and sulfur-rich monazite from the Mushgai Khudag, alkaline volcanic-plutonic complex, South Mongolia //International Journal of Geosciences. – 2016. – T. 7. – №. 1. – C. 20-31.
113. Eriksson S. C. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility //Carbonatites: Genesis and evolution. – 1989. – C. 221-254.
114. Ersoy Y., Helvacı C. FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma

- by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing //Computers & Geosciences. – 2010. – T. 36. – №. 3. – C. 383-390.
115. Fitton J. G., Upton B. G. J. Alkaline igneous rocks. – 1987.
116. Foley S., Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin //Lithos. – 1992. – T. 28. – №. 3-6. – C. 181-185.
117. Foley, S., Venturelli, G., Green, D. H., Toscani, L The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models //Earth-Science Reviews. – 1987. – T. 24. – №. 2. – C. 81-134.
118. Force, E. R. Geology of titanium-mineral deposits (Vol. 259). Geological Society of America. – 1991.
119. Förster B, Aulbach S, Symes C, Gerdes A, Höfer HE, Chacko T A reconnaissance study of Ti-minerals in cratonic granulite xenoliths and their potential as recorders of lower crust formation and evolution //Journal of Petrology. – 2017 a. – T. 58. – №. 10. – C. 2007-2034.
120. Förster M. W. et al. Melting and dynamic metasomatism of mixed harzburgite+ glimmerite mantle source: Implications for the genesis of orogenic potassic magmas //Chemical Geology. – 2017 b. – T. 455. – C. 182-191. Franz L. et al. Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea)—Thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism //Journal of petrology. – 2002. – T. 43. – №. 2. – C. 315-343.
121. Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. – 2012. – T. 112. – C. 1-20.
122. Frietsch R., Perdahl J. A. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types //Ore Geology Reviews. – 1995. – T. 9. – №. 6. – C. 489-510.
123. Gaspar J. C., Wyllie P. J. Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil //American Mineralogist. – 1982. – T. 67. – №. 9-10. – C. 997-1000.

124. Gittins J. Summaries and bibliographies of carbonatite complexes //Carbonatites. – 1966. – C. 417-570.
125. Gittins J. The origin and evolution of carbonatite magmas//Carbonatites: Genesis and Evolution. London, 1989. - P.580–600.
126. Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution //Earth and Planetary Science Letters. – 1988. – T. 87. – №. 3. – C. 249-265.
127. Grassi D., Schmidt M. W., Günther D. Element partitioning during carbonated pelite melting at 8, 13 and 22 GPa and the sediment signature in the EM mantle components //Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – T. 327. – C. 84-96.
128. Gupta A. K., Yagi K. Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. – Springer Science & Business Media, 2012. – T. 14.
129. Gülmez, F., Genç, Ş. C., Prelević, D., Tüysüz, O., Karacik, Z., Roden, M. F., & Billor, Z. Ultrapotassic volcanism from the waning stage of the Neotethyan subduction: a key study from the Izmir–Ankara–Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey //Journal of Petrology. – 2016. – T. 57. – №. 3. – C. 561-593.
130. Harlov D. E., Förster H. J., Schmidt C. High PT experimental metasomatism of a fluorapatite with significant britholite and fluorellestadite components: implications for LREE mobility during granulite-facies metamorphism //Mineralogical Magazine. – 2003. – T. 67. – №. 1. – C. 61-72.
131. Harmer R. E. Mineralisation of the Phalaborwa Complex and the carbonatite connection in iron oxide-Cu-Au-U-REE deposits //Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold & Related Deposits: A Global Perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide. – 2000. – C. 331-340.
132. Harris P. G. Zone refining and the origin of potassic basalts //Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1957. – T. 12. – №. 3. – C. 195-208.
133. Hart, S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. – 1984. Nature 309 (5971), 753.

134. Helo, C., Hegner, E., Kröner, A., Badarch, G., Tomurtogoo, O., Windley, B. F., Dulski, P. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: constraints on arc environments and crustal growth. *Chemical Geology*. – 2006. – T. 227(3-4). – C. 236-257
135. Hermann J., Spandler C. J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *Journal of Petrology*. – 2008. – T. 49. – №. 4. – C. 717-740.
136. Hoefs, J. *Stable isotope geochemistry*. Springer Science & Business Media. – 2015.
137. Hou T., Zhang Z., Kusky T. Gushan magnetite–apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: hydrothermal or Kiruna-type? // *Ore Geology Reviews*. – 2011. – T. 43. – №. 1. – C. 333-346.
138. Hou, T., Charlier, B., Holtz, F., Veksler, I., Zhang, Z., Thomas, R., Namur, O. Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits // *Nature communications*. – 2018. – T. 9. – №. 1. – C. 1-8.
139. Issa Filho, A., Lima, P. R. A., Souza, O. Aspects of the geology of the Barreiro carbonatitic complex, Araxá, MG, Brazil. *Carbonatitic complexes of Brazil: geology*. – 1984. – C.19-44.
140. Jackson, J. A. *Glossary of geology* (p. 5th). – 2005.
141. Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – T. 67. – №. 2. – C. 137-150.
142. Janney, P. E., Le Roex, A. P., Carlson, R. W., Viljoen, K. S. A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitite province, South Africa: implications for the sources of kimberlites and the origin of the HIMU signature in Africa // *Journal of Petrology*. – 2002. – T. 43. – №. 12. – C. 2339-2370.
143. Javoy M., Fourcade S., Allegre C. J. Graphical method for examination of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionations in silicate rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1970. – T. 10. – №. 1. – C. 12-16.
144. Iddings J. P. Absarokite-shoshonite-banakite series // *The Journal of Geology*. – 1895. – T. 3. – №. 8. – C. 935-959.

145. Ionov DA, Doucet LS, Xu Y, Golovin AV, Oleinikov OB. Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2018. – T. 224. – C. 132-153.
146. Kampunzu A. B., Mohr P. Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system // *Magmatism in extensional structural settings*. – Springer, Berlin, Heidelberg, 1991. – C. 85-136.
147. Kapustin Y. L., Polyakov A. I. Carbonatite volcanos of East Africa and the genesis of Carbonatites // *International Geology Review*. – 1985. – T. 27. – №. 4. – C. 434-448.
148. Katsura T., Nagashima S. Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1974. – T. 38. – №. 4. – C. 517-531.
149. Kay R. W., Gast P. W. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts // *The Journal of Geology*. – 1973. – T. 81. – №. 6. – C. 653-682.
150. Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Antsiferova T.N., Karavaeva G.S. Late Paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: plume model test // *Russian Geology and Geophysics*. – 2016. – T. 57. – №. 5. – C. 773-789.
151. Kimura, J.-I., J. B. Gill, S. Skora, P. E. van Keken, H. Kawabata. Origin of geochemical mantle components: Role of subduction filter // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2016. – T. 17. – №. 8. – C. 3289-3325.
152. Kiseeva, E. S., Kamenetsky, V. S., Yaxley, G. M., Shee, S. R. Mantle melting versus mantle metasomatism—“The chicken or the egg” dilemma // *Chemical Geology*. – 2017. – T. 455. – C. 120-130.
153. Kogarko L. N., Henderson C. M. B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle

- //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – T. 121. – №. 3. – C. 267-274.
154. Kogarko, L. N., Plant, D. A., Henderson, C. M. B., Kjarsgaard, B. A. Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia. Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1991. – T. 109(1). – C. 124-129.
155. Kogarko L. N., Ryabchikov I. D., Kuzmin D. V. High-Ba mica in olivinites of the Guli massif (Maimecha–Kotui province, Siberia) //Russian Geology and Geophysics. – 2012. – T. 53. – №. 11. – C. 1209-1215.
156. Kogarko L. N., Zartman R. E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia //Mineralogy and petrology. – 2007. – T. 89. – №. 1-2. – C. 113-132.
157. Košler, J., Magna, T., Mlčoch, B., Mixa, P., Nývlt, D., Holub, F. V. Combined Sr, Nd, Pb and Li isotope geochemistry of alkaline lavas from northern James Ross Island (Antarctic Peninsula) and implications for back-arc magma formation //Chemical Geology. – 2009. – T. 258. – №. 3-4. – C. 207-218.
158. Kovalenko, V. I., Yarmolyuk, V. V., Kovach, V. P., Kotov, A. B., Kozakov, I. K., Salnikova, E. B., Larin, A. M.,. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence. Journal of Asian Earth Sciences. –2004. – T. 23(5) – C. 605-627.
159. Kozlovsky A. M. et al. Sources of basaltoid magmas in rift settings of an active continental margin: Example from the bimodal association of the Noen and Tost ranges of the Late Paleozoic Gobi-Tien Shan rift zone, southern Mongolia //Petrology. – 2006. – T. 14. – №. 4. – C. 337-360.
160. Kramm U., Kogarko L. N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia //Lithos. – 1994. – T. 32. – №. 3-4. – C. 225-242.
161. Krasnova, N. I., Petrov, T. G., Balaganskaya, E. G., Garcia, D., Moutte, J., Zaitsev, A. N., Wall, F. Introduction to phoscorites: occurrence, composition,

- nomenclature and petrogenesis //Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province. – Mineralogical Society London, 2004. – T. 10. – C. 45-74.
162. Kravchinsky V. A. et al. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia //Geophysical Journal International. – 2002. – T. 148. – №. 1. – C. 34-57.
163. Krenn, E., Putz, H., Finger, F., Paar, W. H Sulfur-rich monazite with high common Pb in ore-bearing schists from the Schellgaden mining district (Tauern Window, Eastern Alps) //Mineralogy and Petrology. – 2011. – T. 102. – №. 1. – C. 51-62.
164. Krmíček L., Kynický, J., Krmíčova M. Nález vápenato-alkalických lamprofyrů v asociaci alkalických hornin a karbonatitů Mushugai Khuduk v Mongolsku. – 2010.
165. Kuzmin, M.I., Yarmolyuk, V.V. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits. Russian Geology and Geophysics. – 2014. – T. 55 (2). – C. 120-143.
166. Kynický J., Chakhmouradian A. Exotické horniny a REE apatitová mineralizace masivu Ulugei Khid v Mongolsku //Zpravy o geologických vyzkumech. – 2011. – T. 2010. – C. 205-210.
167. Kynický J., Samec P. Hydrothermally-metasomatic and exsolution-like mineralization of the carbonatites from the selected localities at Gobi //Mongolian Geoscientist. – 2005. – T. 27. – C. 52-56.
168. Larsen L. M., Rex D. C. A review of the 2500 Ma span of alkaline-ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland //Lithos. – 1992. – T. 28. – №. 3-6. – C. 367-402.
169. Lavecchia G. The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis //Tectonophysics. – 1988. – T. 147. – №. 3-4. – C. 263-296.
170. Lavecchia G., Creati N. A mantle plume head trapped in the transition zone beneath the Mediterranean: a new idea //Annals of Geophysics. – 2006. – T. 49. – №. 1 Suppl. – C. 373-387.

171. Lavecchia G., Stoppa F. The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation // *Terra Nova*. – 1996. – T. 8. – №. 5. – C. 435-446.
172. Lavrenchuk A.V., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., 2017. A record of plume–suprasubduction mantle interaction // *Russian Geology and Geophysics*. – 2017. – T. 58. – №. 10. – C. 1139-1153.
173. Le Bas M. J. Nephelinitic and basanitic rocks // *Journal of Petrology*. – 1989. – T. 30. – №. 5. – C. 1299-1312.
174. Le Maitre R. W., Gass I. G. Occurrence of leucite in volcanic rocks from Tristan da Cunha // *Nature*. – 1963. – T. 198. – №. 4882. – C. 779-780.
175. Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P. (Eds). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. – Cambridge University Press, 2005.
176. Le Roex A. P. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots // *Nature*. – 1986. – T. 324. – №. 6094. – C. 243-245.
177. Li, S.Q., Hegner, E., Yang, Y.Z., Wu, J.D., Chen, F. Age constraints on late Mesozoic lithospheric extension and origin of bimodal volcanic rocks from the Hailar basin, NE China // *Lithos*. – 2014. – T. 190. – C. 204-219.
178. Link K., Koehn D., Barth M.G., Tiberindwa J.V., Barifaijo E., Aanyu K., Foley S.F. Continuous cratonic crust between the Congo and Tanzania blocks in western Uganda // *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 2010, vol. 99, p. 1559-1573.
179. Liu, W., Etschmann, B., Migdisov, A., Boukhalfa, H., Testemale, D., Müller, H., Hazemann J.-L., Brugger, J. Revisiting the hydrothermal geochemistry of europium (II/III) in light of new in-situ XAS spectroscopy results. *Chemical Geology*. – 2017. – T.459. – C. 61-74.

180. Litvinovsky B. A., Jahn, B. M., Zanzilevich, A. N., & Shadaev, M. G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite–syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos.* – 2002. – T. 64. – №. 3-4. – C. 97-130.
181. Liu D, Zhao Z, Zhu DC, Niu Y, DePaolo DJ, Harrison TM, Mo X, Dong G, Zhou S, Sun C, Zhang Z, Liu J. Postcollisional potassic and ultrapotassic rocks in southern Tibet: Mantle and crustal origins in response to India–Asia collision and convergence // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2014. – T. 143. – C. 207-231.
182. Luhr J. F., Carmichael I. S. E., Varekamp J. C. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* – 1984. – T. 23. – №. 1-2. – C. 69-108.
183. Mallik A, Dasgupta R, Tsuno K, Nelson J Effects of water, depth and temperature on partial melting of mantle-wedge fluxed by hydrous sediment-melt in subduction zones // *Geochimica et cosmochimica acta.* – 2016. – T. 195. – C. 226-243.
184. Mallik A., Nelson J., Dasgupta R. Partial melting of fertile peridotite fluxed by hydrous rhyolitic melt at 2–3 GPa: implications for mantle wedge hybridization by sediment melt and generation of ultrapotassic magmas in convergent margins // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 2015. – T. 169. – №. 5. – C. 48.
185. Martin L.H.J., Schmidt M.W., Hannes B., Mattsson H.B., Ulmer P., Hametner K., Günther D. Element partitioning between immiscible carbonatite–kamafugite melts with application to the Italian ultrapotassic suite. *Chem. Geol.* – 2012. – T. 320-321. – C. 96–112.
186. Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattson H. B., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts from dry and H₂O-bearing systems at 1 - 3 GPa. *Journal of Petrology.* – 2013. – T. 54. – C. 2301 - 2338.
187. Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Paderin, I. P. The Late Paleozoic geodynamics of the West Transbaikalian segment of the Central

- Asian fold belt //Russian Geology and Geophysics. – 2010. – T. 51. – №. 5. – C. 482-491.
188. Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids //Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1989. – T. 53. – №. 3. – C. 745-750.
189. Migdisov, A., Williams-Jones, A. E., Brugger, J., Caporuscio, F. A Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations //Chemical Geology. – 2016. – T. 439. – C. 13-42.
190. Mikhalsky E. V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica. – AGSO--Geoscience Australia, 2001. – T. 247.
191. Mitchell R.H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites//Can. Mineral. –2005. - V.43. – P.2049-2068.
192. Mitchell R. H., Edgar A. D. Melting experiments on SiO₂-rich lamproites to 6.4 GPa and their bearing on the sources of lamproite magmas //Mineralogy and Petrology. – 2002. – T. 74. – №. 2-4. – C. 115-128.
193. Müller D., Groves D. I. Tectonic settings of potassic igneous rocks //Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. – Springer, Cham, 2019. – C. 31-71.
194. Murphy D. T., Collerson K. D., Kamber B. S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments //Journal of Petrology. – 2002. – T. 43. – №. 6. – C. 981-1001.
195. Nikiforov, A.V., Bolonin, A.V., Chugaev, A.V., Lykhin, D.A., Pokrovsky, B.G., Sugorakova, A.M. Isotope geochemistry (O, C, S, Sr) and Rb-Sr age of carbonatites in central Tuva //Geology of Ore Deposits. – 2006. – T. 48. – №. 4. – C. 256-276.
196. Nikiforov A. V., Yarmolyuk V. V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings //Gondwana Research. – 2019. – T. 69. – C. 56-72.
197. Nikolenko, A. M., Doroshkevich, A. G., Ponomarchuk, A. V., Redina, A. A., Prokopyev, I. R., Vladykin, N. V., Nikolaeva, I. V. Ar-Ar geochronology and

- petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) //Lithos. – 2020 a. – T. 372. – C. 105675.
198. Nikolenko A., Harlov D., Veksler I. An experimental study of apatite metasomatized by S-bearing fluid: the element redistribution and the formation of monazite and anhydrite //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2020 б. – C. 12442.
199. Nikolenko, A. M., Redina, A. A., Doroshkevich, A. G., Prokopyev, I. R., Ragozin, A. L., Vladykin, N. V. The origin of magnetite-apatite rocks of Mushgai-Khudag Complex, South Mongolia: mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions //Lithos. – 2018. – T. 320. – C. 567-582.
200. Nystroem J. O., Henriquez F. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry //Economic geology. – 1994. – T. 89. – №. 4. – C. 820-839.
201. Ondrejka, M., Uher, P., Pršek, J., Ozdín, D. Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the (REE, Y) XO₄ system (X= P, As, Si, Nb, S) //Lithos. – 2007. – T. 95. – №. 1-2. – C. 116-129.
202. Parat F., Holtz F. Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2004. – T. 147. – №. 2. – C. 201-212.
203. Park K, Choi SH, Cho M, Lee DC. Evolution of the lithospheric mantle beneath Mt. Baekdu (Changbaishan): constraints from geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic studies on peridotite xenoliths in trachybasalt //Lithos. – 2017. – T. 286. – C. 330-344.
204. Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – 1983.
205. Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance //Episodes Journal of International Geoscience. – 1992. – T. 15. – №. 4. – C. 243-251.

206. Peccerillo A., Association internationale de volcanologie et de chimie de l'intérieur de la Terre. Cenozoic volcanism in the Tyrrhenian Sea region. – Springer International Publishing, 2017. – C. 399.
207. Pouchou J. L., Pichoir F. A new model for quantitative x-ray microanalysis. I.-- application to the analysis of homogeneous samples //Rech. Aerosp. – 1984. – №. 3. – C. 167-192.
208. Pouclet A., Bram K. Nyiragongo and Nyamuragira: a review of volcanic activity in the Kivu rift, western branch of the East African Rift System //Bulletin of Volcanology. – 2021. – T. 83. – №. 2. – C. 1-35.
209. Prelevic D, Foley SF, Romer RL, Cvetkovic V, Downes H Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics //Journal of Petrology. – 2005. – T. 46. – №. 7. – C. 1443-1487.
210. Prokopyev, I. R., Borisenko, A. S., Borovikov, A. A., Pavlova, G. G. Origin of REE-rich ferrocarnatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions //Mineralogy and petrology. – 2016. – T. 110. – №. 6. – C. 845-859.
211. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) //Ore Geology Reviews. – 2017. – T. 81. – C. 296-308.
212. Ray J. S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source //Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2000. – T. 64. – №. 2. – C. 299-306.
213. Redina A. A., Nikolenko, A. M., Doroshkevich, A. G., Prokopyev, I. R., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Vladykin, N. V. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions //Geochemistry. – 2020. – T. 80. – №. 4.
214. Ringwood A. E. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle //Chemical Geology. – 1990. – T. 82. – C. 187-207.

215. Ripp G. S., Doroshkevich, A. G., Lastochkin, E. I., Izbrodin, I. A. Isotope and geochemical characteristics of rocks from the Oshurkovo apatite-bearing massif, Western Transbaikalia // *Geochemistry International*. – 2014. – T. 52. – №. 4. – C. 271-286.
216. Rittmann A. Die geologisch bedingte evolution und differentiation des Somma-Vesuvmagmas. – Reimer, 1933.
217. Rudnick, R.L., Gao, S. Composition of the Continental Crust. *Earth Systems and Environmental Sciences. Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. – 2014. – T. 4. – C. 1-51
218. Sal'Nikova E. B. et al. Bastnaesite: a promising U-Pb geochronological tool // *Doklady Earth Sciences*. – Springer Nature BV, 2010. – T. 430. – №. 1. – C. 134.
219. Savelli C. The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1967. – T. 16. – №. 4. – C. 328-353.
220. Schmidt M. W., Vielzeuf D., Auzanneau E. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – T. 228. – №. 1-2. – C. 65-84.
221. Sharp Z. D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – T. 54. – №. 5. – C. 1353-1357.
222. Shatskiy A., Arefiev, A. V., Podborodnikov, I. V., & Litasov, K. D.. Origin of K-rich diamond-forming immiscible melts and CO₂ fluid via partial melting of carbonated pelites at a depth of 180–200 km // *Gondwana Research*. – 2019. – T. 75. – C. 154-171.
223. Shaw C. S. J., Lebert B. S., Woodland A. B. Thermodynamic modelling of mantle–melt interaction evidenced by veined wehrlite xenoliths from the Rockeskyllerkopf Volcanic Complex, West Eifel Volcanic field, Germany // *Journal of Petrology*. – 2018. – T. 59. – №. 1. – C. 59-86.
224. Sheldrick, T.C., Barry, T.L., Van Hinsbergen, D.J., Kempton, P.D. Constraining lithospheric removal and asthenospheric input to melts in Central

- Asia: A geochemical study of Triassic to Cretaceous magmatic rocks in the Gobi Altai (Mongolia) //Lithos. – 2018. – T. 296. – C. 297-315.
225. Sekine T., Wyllie P. J. Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones //The Journal of Geology. – 1983. – T. 91. – №. 5. – C. 511-528.
226. Simonetti A., Bell K. Nd, Pb and Sr isotopic data from the Napak carbonatite-nephelinite centre, eastern Uganda: an example of open-system crystal fractionation //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994. – T. 115. – №. 3. – C. 356-366.
227. Taylor Jr H. P., Sheppard S. M. F. Magmatic rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics //Reviews in Mineralogy. – 1986. – T. 16. – C. 227-271.
228. Thompson, R.N. Primary basalts and magma genesis. 3. Alban Hills, Roman Comagmatic province, Central Italy. Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1977. – T. 60 (1) – C. 91-108.
229. Tichomirowa, M., Grosche, G., Götze, J., Belyatsky, B. V., Savva, E. V., Keller, J., & Todt, W. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province—Alteration versus primary magmatic signatures//Lithos. – 2006. – T. 91(1-4). – C. 229-249.
230. Till C. B., Grove T. L., Withers A. C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2012. – T. 163. – №. 4. – C. 669-688.
231. Tommasini S., Avanzinelli R., Conticelli S. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites //Earth and Planetary Science Letters. – 2011. – T. 301. – №. 3-4. – C. 469-478.
232. Valley J. W., Bindeman I. N., Peck W. H. Empirical calibration of oxygen isotope fractionation in zircon //Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2003. – T. 67. – №. 17. – C. 3257-3266.
233. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia //Nature. – 1999. – T. 397. – №. 6716. – C. 246-249.

234. Veksler, I. V., Petibon, C., Jenner, G. A., Dorfman, A. M., Dingwell, D. B. Veksler I. V. et al. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *Journal of Petrology*. – 1998. – T. 39. – №. 11-12. – C. 2095-2104.
235. Veksler, I. V., Dorfman, A. M., Dulski, P., Kamenetsky, V. S., Danyushevsky, L. V., Jeffries, T., Dingwell, D. B., 2012. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – T. 79. – C. 20-40.
236. Vigouroux N., Wallace P. J., Kent A. J. R. Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes // *Journal of Petrology*. – 2008. – T. 49. – №. 9. – C. 1589-1618.
237. Vladykin N. V., Pirajno F. Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // *Lithos*. – 2021. – C. 105982.
238. Vrublevskii, V.V., Gertner, I.F., Tishin, P.A., Bayanova, T. B. Zircon age range and sources of alkaline rocks from the Kurgusul intrusion, Kuznetsk Alatau: The first U-Pb (SHRIMP II) and Sm-Nd isotope data // *Doklady Earth Sciences*. – Pleiades Publishing, 2014. – T. 459. – №. 2. – C. 1576-1581.
239. Wall, F., Zaitsev, A. N. Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province (Vol. 10). The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. – 2004.
240. Williams C. E. Carbonatite structure: Tororo Hills, eastern Uganda // *Geological Magazine*. – 1952. – T. 89. – №. 4. – C. 286-292.
241. Woolley A.R. The alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 3. Africa // London, 2001. – 366 p.
242. Wyllie P. J., Sekine T. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1982. – T. 79. – №. 4. – C. 375-380.

243. Yakubchuk A. S., Edwards A. C. Auriferous Paleozoic accretionary terranes within the Mongol–Okhotsk suture zone, Russian Far East //Proceedings Pacrim. – 1999. – T. 99. – C. 347-358.
244. Yang, F., Chen, W., Kynicky, J., Ying, Y., Bai, T. Combined In Situ Chemical and Sr Isotopic Compositions and U–Pb Ages of the Mushgai Khudag Alkaline Complex: Implications of Immiscibility, Fractionation, and Alteration. *Minerals*. – 2021. – 11(5), 450.
245. Yang J. H, Wu, F. Y., Wilde, S. A., Chen, F., Liu, X. M., Xie, L. W. Petrogenesis of an alkali syenite–granite–rhyolite suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Sr–Hf isotopic evidence for lithospheric thinning //Journal of Petrology. – 2008. – T. 49. – №. 2. – C. 315-351.
246. Yarmolyuk V. V., Kovalenko V. I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian Fold Belt //Petrology. – 2003. – T. 11. – №. 6. – C. 504-531.
247. Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Kotov, A.B., Sal’nikova, E.B. The Angara–Vitim batholith: the problem of geodynamics of batholith formation in the Central Asian fold belt //Geotektonika. – 1997. – T. 31. – №. 5. – C. 18-32.
248. Yarmolyuk V. V., Kudryashova, E. A., Kozlovsky, A. M., Lebedev, V. A., & Savatenkov, V. M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia //Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – T. 111. – C. 604-623.
249. Xiao, W., Windley, B. F., Han, C., Liu, W., Wan, B., Zhang, J. E., Song, D. Late Paleozoic to early Triassic multiple roll-back and oroclinal bending of the Mongolia collage in Central Asia. *Earth-Science Reviews*. – 2018. T. – 186. C. – 94-128.
250. Xiao, W., Windley, B. F., Sun, S., Li, J., Huang, B., Han, C., Chen, H. A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in Central Asia:

- oroclinal, sutural, and terminal accretion. *Annual review of earth and planetary sciences.* – 2015. T. – 43. C. – 477-507.
251. Zaitsev A., Bell K. Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phosphates and carbonates from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1995. – T. 121. – №. 3. – C. 324-335.
252. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annual review of earth and planetary sciences.* – 1986. – T. 14. – C. 493-571.
253. Zhao Z. F., Zheng Y. F. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // *Chemical Geology.* – 2003. – T. 193. – №. 1-2. – C. 59-80.
254. Zhou X. M., Li W. X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas // *Tectonophysics.* – 2000. – T. 326. – №. 3-4. – C. 269-287.
255. Zhou, B.X., Sun, T., Shen, W., Shu, L., Niu, Y. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution // *Episodes.* – 2006. – T. 29. – №. 1. – C. 26.