



На правах рукописи

НИКОЛЕНКО Анна Михайловна

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

Специальность 1.6.3 «Петрология, вулканология»

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Новосибирск
2021

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

Научный руководитель:

Дорошкевич Анна Геннадьевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Официальные оппоненты:

Врублевский Василий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор Кафедры динамической геологии, Геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский Государственный Университет

Плечов Павел Юрьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор Геологического факультета Московского Государственного Университета, профессор РАН, директор Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск

Защита диссертации состоится 19 ноября 2021 г. в 10.00 на заседании диссертационного совета Д 003.067.03 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, в конференц-зале.

Адрес: проспект Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090.

Факс: +7 (383) 333-27-92

e-mail: science@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института

Автореферат разослан 11.10.2020

Ученый секретарь
диссертационного совета,
доктор геол.-мин. наук О.М. Туркина



Введение

Актуальность исследования

Изучение щелочно-карбонатитового магматизма представляет огромный научный интерес для понимания процессов, происходящих в глубинных геосферах, включая механизмы мантийно-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.

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 подъёма 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. Проявления щелочного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) прослеживаются в широком интервале времени - от неопротерозоя до позднего мезозоя. Позднемезозойский этап в ЦАСП охарактеризовался образованием трех провинций щелочно-карбонатитового магматизма: Центрально-Тувинская, Западно-Забайкальская и Южно-Монгольская. Их формирование связывают либо с мезозойско-кайнозойской плюмовой внутриплитной активностью (Ярмолюк и др., 2005; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019, и ссылки в них), либо с процессами погружения субдукционного слэба Монголо-Охотского океана под Сибирский кратон (Yang et al., 2007; Donskaya et al., 2013; Chen et al., 2016).

Представленные в работе данные о позднемезозойском щелочном комплексе Мушугай-Худук (Южно-Монгольская провинция) вносят 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.

Целью работы является получение и интерпретация новых данных и обобщение уже полученного материала по геохимии, минералогии и петрологии 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.

Были поставлены следующие **задачи**:

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

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, г. Иркутск). Всего было изучено более 85 образцов пород из комплекса Мушугай-Худук.

Валовый состав пород (45 проб) был определен методом РФА на спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), содержания редких и редкоземельных элементов (30 проб) – методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan MAT) с ультразвуковым распылителем U-5000AT). Концентрации микроэлементов в апатите (90 анализов) определялись в НГУ (г. Новосибирск) на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Scientific), связанного с системой лазерной абляции (NWR 213, New Wave Research, США).

Расплавные и флюидные включения в апатите из магнетит-апатитовых пород были изучены в прозрачно-полированных пластинках с использованием методов термобарогеохимии в ИГМ СО РАН (г. 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 $-196...+600^{\circ}\text{C}$, а также контрольно-измерительного комплекса ТК-1500 в диапазоне $+20...+1350^{\circ}\text{C}$.

Составы минералов и их структурные особенности определялись в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) «MIRA 3LMU» (Tescan) с энергетическим спектрометром INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных (SE) и обратно-рассеянных электронов (BSE) (более 500 анализов). Количественный электронно-микрондовый анализ проводился с помощью микрондового анализатора марки JXA-8100, JEOL (Japan) в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (более 300 анализов).

Определение изотопного состава кислорода и углерода в кальцитах (6 анализов) было выполнено в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск) на масс-спектрометре Finigan MAT-253 в режиме постоянного потока гелия. Изотопный состав кислорода в минералах (оксиды, фосфаты и силикаты) из различных типов пород (30 анализов) проводился на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) с использованием установки MIR 10-30 системы лазерного нагрева с CO_2 – лазером.

Sm-Nd изотопные исследования (23 анализа) были выполнены на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Rb-Sr изотопные исследования (16 анализов) были проведены по валовым пробам в ЦКП ИГМ СО РАН (Новосибирск) на термоионизационном масс-спектрометре MI-1201AT. Изотопные анализы свинца (7 анализов) были определены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре TRITON в статическом многоколлекторном режиме.

Датирование пород комплекса выполнялось $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева (5 проб) по монофракциям флогопита и основной массе щелочных силикатных пород в ИГМ СО РАН. Облучение образцов проводилось в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа на базе Научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск).

Экспериментальное изучение устойчивости апатита в реакциях с гидротермальными флюидами было выполнено на базе научного центра GFZ в г. Потсдам, Германия.

Научная новизна

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

Получены новые данные по минеральному составу щелочных силикатных и магнетит-apatитовых пород. Особое внимание уделено исследованию микроэлементного состава апатита из магнетит-apatитовых пород, а также изучению расплавных и флюидных включений в

апатитах из этих пород, отражающих эволюцию флюида. Впервые определены условия гидротермального изменения и формирования РЗЭ минерализации магнетит-апатитовых руд.

При проведении экспериментального изучения растворимости апатита из магнетит-апатитовых руд было установлено, что наиболее эффективной лигандой является SO_4 .

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 тесную временную связь с остальными позднемезозойскими карбонатитовыми провинциями в ЦАСП.

Изученные особенности поведения редких элементов дают возможность выявить перераспределение, перенос и отложение рудных компонентов в процессе гидротермальных изменений, а также определить состав лиганд, ответственных за эти изменения.

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).

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 (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 работах, из них 7 статей в рецензируемых зарубежных журналах по списку ВАК.

Объем и структура работы

Диссертационная работа состоит из титульного листа, оглавления, введения, 8 глав, заключения и списка литературных источников. Общий объем диссертации составляет 136 страниц. В работе содержится 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, Н.Г. Карманову и А.Л. Рагозина за помощь в проведении аналитических исследований.

Геологическое строение комплекса Мушугай-Худук и его место в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП)

ЦАСП расположен между Таримским и Северо-Китайским кратонами на юге и Сибирском кратоном на севере (Xiao et al., 2015; 2018). ЦАСП представляет собой продукт конвергенции трех коллажей: Монгольский сегмент на севере, Казахстанский сегмент на западе и Тарим-Северо-Китайский сегмент на юге. В позднемезозойское время интенсивная магматическая активность в Монгольском сегменте ЦАСП была сопряжена с формированием узкой системы грабенов и приразломных впадин и образованием многочисленных полей платобазальтов, а также вулканических серий трахириолитов, трахитов и фонолитов, небольших плутонических комплексов нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов, онгонитов и шонкинитов (Самойлов и Коваленко, 1983; Kovalenko et al., 2004). 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). В пределах ЦАСП выделяются три провинции позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма: Западно-Забайкальская, Центрально-Тувинская и Южно-Монгольская (Фролов и др., 2003, Никифоров и др., 2000, 2005; Никифоров и Ярмолук,

2004; Кузьмин и Ярмолюк, 2014 и др.) (рис. 1а). Южно-монгольский сегмент включает несколько щелочно-карбонатитовых комплексов, наиболее представительными из которых являются Мушугай-Худук, Баян-Хошу и Улугей-Хид (Самойлов и Коваленко, 1983; 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. 1б).

Комплекс Мушугай-Худук (рис. 1в) сложен преимущественно щелочными эффузивами. Наиболее ранними эффузивами 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 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 (площадью от нескольких м² до 1 км²) субвулканических пород – щелочными сиенитами и шонкинитами.

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), либо образуют шпировые обособления в щелочных сиенитах (до 0.5 м в поперечнике), а также формируют два крупных штока. Первый шток, получивший название «г. Верблюд или тело Апатитовое» (Самойлов и Коваленко, 1983; Владыкин, 2013), имеет размеры 30*70 м (рис. 1г). Второй шток расположен в 200 м в юго-западном направлении от первого и имеет размеры 10*30 м.

Карбонатиты комплекса Мушугай-Худук встречаются как в виде карбонатитовых туфов и пирокластов с карбонатным цементом, так и в 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. Флюоритовые породы 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).

Возраст пород комплекса Мушугай-Худук

Результаты первых геохронологических исследований К-Аг методом (Самойлов и Коваленко, 1983) показали довольно широкий интервал формирования пород – от 179 до 121 млн. лет. В диссертации был использован более прецизионный Аг-Аг метод, который позволил максимально сузить ранее полученный интервал до 140-133 млн лет (Nikolenko et al., 2020a).

Аг-Аг изотопный анализ основной массы флогопитового меланефелинита показал возраст 140.4 ± 2 млн. лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры флогопита и основной массы щелочного сиенита показывают средневзвешенный возраст исследуемого образца 133.6 ± 2 и 137.2 ± 2 млн. лет, соответственно. Изотопное исследование основной массы еще одного образца щелочного сиенита даёт средневзвешенный возраст 139.2 ± 2 млн. лет. Средневзвешенный возраст образования флогопита из магнетит-апатитовых пород комплекса был определен как 135.4 ± 3 млн. лет, и может быть принят за время формирования магнетит-апатитового оруденения в комплексе Мушугай-Худук.

Полученный возрастной диапазон формирования пород комплекса (рис. 2а) хорошо согласуется с ранее определенными возрастами позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах ЦАСП (Nikiforov et al, 2006; Doroshkevich et al, 2010; Sal'nikova et al., 2010; Vaatar et al., 2013; Prokoryev et al., 2016). 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. 2б). Щелочно-карбонатитовые комплексы в ЦАСП, по-видимому, образовались в течение более короткого интервала времени по сравнению с гранитоидами и бимодальными вулканитами 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.

Минералого-петрологическая и изотопно-геохимическая характеристика пород комплекса Мушугай-Худук

Меланократовые эффузивы комплекса (*флогопитовые меланефелиниты*) – это тонкозернистые порфиновые породы, содержащие до 20 % вкрапленников. Порфировые вкрапленники представлены лейстами зонального Ва-флогопита, кристаллами диопсида и фторапатита. Основная тонкозернистая масса флогопитовых меланефелинитов сложена флогопитом, диопсидом, нефелином и калиевым полевым шпатом, с аксессуарными гранатом, целестином, магнетитом и титанитом. Флогопитовые меланефелиниты содержат карбонатные

глобули овальной или округлой формы (размером до 3 см), состоящие из кальцита, калиевого полевого шпата, Ва-флогопита и флюорита. Во вкрапленниках флогопита наблюдается увеличение содержаний ВаО от 1.8 до 5.6 мас.%. *Шонкиниты* – это мелкозернистые порфиновые 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. Щелочные сиениты комплекса Мушугай-Худук сложены калиевым полевым шпатом, флогопитом и диопсидом. Акцессорные фазы представлены фторапатитом, титанитом, рутилом, магнетитом и цирконом.

Эффузивные породы основного и среднего составов (*фонотефриты-трахиты*) отличаются друг от друга незначительными вариациями в количественном соотношении породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. Фонотефриты и трахиты имеют порфировую, реже афировую структуру. Порфиновые вкрапленники как фонотефритов, так и трахитов, представлены калиевым полевым шпатом, флогопитом и апатитом. В отличие от трахитов, в фонотефритах среди вкрапленников присутствует диопсид. Основная масса фонотефритов и трахитов сложена КПШ-альбитовым агрегатом с акцессорными магнетитом, титанитом, кальцитом, рутилом и скаполитом.

Магнетит-апатитовые породы (МА) – имеют массивную текстуру. Модальные пропорции апатита и магнетита, которые совместно составляют около 90 % породы, значительно различаются от одного обнажения к другому. Иногда в породе присутствует флогопит. Апатит выполняет интерстиции между зернами магнетита и флогопита. Главные породообразующие минералы *карбонатитов* - кальцит, флюорит, реже КПШ, барит и целестин. Акцессорные минералы карбонатитов: фторапатит, доломит, монацит-Се, кварц и фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Се и паризит-Се). *Флюоритовые породы* широко распространены на всей исследуемой территории и состоят из флюорит-кальцитовых, кварц-флюоритовых и флюорит-апатит-целестиновых разностей (Redina et al., 2020).

Вулканические и субвулканические силикатные породы комплекса содержат от 41 до 68 мас.% SiO₂, и на диаграмме TAS они ложатся в поля от базанитов/тефритов до трахитов. Отмечается некоторая дискретность между флогопитовыми меланефелинитами и остальными силикатными породами комплекса (рис. 3а). Все силикатные породы (кроме некоторых образцов флогопитовых меланефелинитов) относятся к шошонитовой до калиевой серии (K₂O > 3.55 мас.%) (рис. 3б). Более высокие значения Mg#, Ni и Cr в 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.

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 (рис. 4а). Флогопитовые меланефелиниты содержат более высокие общие концентрации РЗЭ относительно остальных типов силикатных пород. Подобное снижение концентраций РЗЭ от ультраосновных пород до поздних щелочных сиенитов наблюдается во многих щелочных карбонатитовых комплексах мира (Олдоиньо-Лингаи (Dawson et al., 1995), массивы Кольской щелочной провинции (Arzamastsev and Arzamastseva, 2013), Белая Зима (Doroshkevich et al., 2017), породы Маймечы-Котуйской провинции (Егоров, 1991, 1992) и другие). Такое поведение РЗЭ можно объяснить разделением силикатной и карбонатной магм на стадии кристаллизации меланефелинитов. Это подтверждается и присутствием карбонатных глобул 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 шонкинито-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).

Флогопитовые меланефелиниты, фонотефриты и шонкиниты демонстрируют схожее поведение литофильных и высокозарядных элементов на диаграммах содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (PM) (рис. 4б). Графики характеризуются четко выраженными 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 Sr, Ba и Ti.

Графики, нормированных к хондриту РЗЭ для магнетит-апатитовых пород и карбонатитов имеют сильно наклонные по направлению к тяжелым РЗЭ кривые, что связано с обогащением этих пород легкими РЗЭ. Для магнетит-апатитовых пород и карбонатитов отмечается слабая отрицательная Eu (рис. 4в). На диаграмме, нормированных к примитивной мантии редких элементов, магнетит-апатитовые породы и карбонатиты показывают значительное истощение высокозарядными элементами, обогащение легкими РЗЭ, U и Ba (рис. 4г). Карбонатиты имеют положительные пики Ba и Pb в отличие от магнетит-апатитовых пород.

Породы комплекса Мушугай-Худук характеризуются вариациями первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(I) - 0.70532$ и 0.70614 и укладываются в диапазон значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ между (-1.23) и 1.25 (рис. 5). Флогопитовые меланефелиниты отличаются от других пород комплекса наименее радиогенными Sr и максимальными $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ значениями, что может отражать неоднородность первичного мантийного источника, в котором флогопитовые меланефелиниты представляют наиболее деплетированный компонент, а остальные породы - более обогащенный компонент.

Еще одной особенностью щелочных силикатных пород комплекса Мушугай-Худук является их обогащение Ba, Sr и LREE и обеднение Nb, Ta, Zr, Hf и Ti (Nikolenko et al., 2020a). Такие геохимические характеристики типичны для магм, сгенерированных из источника, содержащего субдуцированный материал или подверженного коровой контаминации (например, Foley et al., 1987; Ringwood, 1990). Рассчитанный тренд контаминации (рис. 6а) был построен с использованием Nd и Sr изотопных составов флогопитового меланефелинита (как возможного продукта исходной, наименее контаминированной родительской магмы) и позднепалеозойских биотитовых гранитов (район Тост, Южная Монголия) (Kozlovsky, 2006) и вмещающих известняков (наши данные), как контаминирующих материалов. Результат моделирования представлен на рисунке 6а, на котором точки Nd и Sr изотопных составов находятся в стороне от рассчитанных трендов контаминации. Таким образом, вариации Nd и Sr изотопных составов пород комплекса не могут быть связаны с взаимодействием с вмещающими известняками и гранитами.

На рисунке 6б щелочные силикатные породы комплекса Мушугай-Худук нанесены на диаграмму Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983), на которой 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 последнем случае значения Th/Yb и Ta/Yb должны положительно коррелировать с содержанием SiO₂ в контаминированной магме. График зависимости Th/Yb от SiO₂ показывает, что значения Th/Yb в породах изменяются в результате фракционной кристаллизации, а не в результате контаминации богатых Th пород (рис. 6б, вставка слева). Это наблюдение позволяет сделать вывод, что субпараллельный тренд к мантийному ряду, вероятно, обусловлен фракционной кристаллизацией магмы, содержащей субдуцированный компонент.

Полученные геохимические и изотопно-геохимические характеристики 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. Согласно Т.В. Донской, флюиды, извлеченные из субдуцированного слэба метасоматизировали литосферную мантию, и затем в результате воздействием плюма происходило плавление этой метасоматизированной мантии (Donskaya et al., 2013). 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 (например, Kuzmin and Yarmolyuk, 2014).

Рудоносность комплекса Мушугай-Худук

Рудоносные магнетит–апатитовые породы слагают многочисленные дайки и шпировые обособления в щелочных сиенитах, а также формируют два крупных штока. В штоке «г. Верблюд» (рис. 1г) 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. 1г). 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).

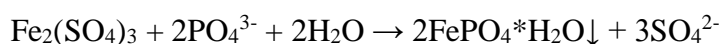
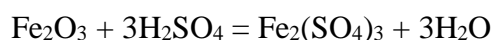
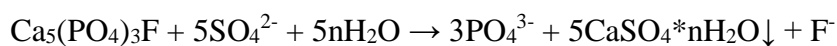
Магнетит-апатитовые породы (МА) комплекса претерпели несколько стадий гидротермальных изменений, которые условно были разделены на неизменные (или слегка измененные) МА породы, и МА породы с явными признаками гидротермального преобразования. Основными минералами магматической ассоциации магнетит-апатитовых пород являются апатит, магнетит, ильменит и флогопит. Минералы гидротермальной стадии: гетит, фосфосидерит, монацит-Се, целестин, рутил, кварц, флюеллит, флюорит, барит, ангидрит и пирит.

Магнетит образует изометричные зерна размером от нескольких мм до 10 см, нередко содержит ильменитовые ламелли, ориентированные по [111]. Магнетит МА пород часто замещается гематитом по краям зерен и вдоль трещин. В наиболее интенсивно измененных МА породах магнетит и гематит практически полностью замещены гетитом. *Флогопит* наблюдается в виде крупных лейст размером до 20 см, обычно встречается в ассоциации с апатитом.

Апатит неизменных МА пород относится по составу к фторапатиту, для него характерны содержания до 4.5 мас.% P₂O₅, до 1.8 мас.% SO₃ и до 0.5 мас.% SrO. Часто минерал содержит включения монацита-Се и, в случае интенсивной гидротермальной проработки, монацит-Се образует сеть мелких прожилок вдоль трещин и краевых частей зерен апатита (рис.

7а). Апатит 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. 7б). Это наблюдение согласуется с экспериментальными данными (Harlov et al., 2003), которые подтверждают, что перераспределение РЗЭ в апатите связано с воздействием гидротермальных флюидов.

Апатит измененных МА пород имеет более высокие содержания легких РЗЭ (до 15 мас.%) и SiO₂ (до 6.6 мас.%), отмечается и значительное увеличение содержания SO₃ (до 3.3 мас.%). Было выделено как минимум два этапа преобразования минерала: 1) Разложение апатита с образованием ангидрита в ассоциации с монацитом-Се (рис. 7в); 2) Образование по апатиту монацита-Се и фосфосидерита, которые формируют частичные или полные псевдоморфозы (рис. 7г). Монацит-Се в этих породах характеризуется высоким содержанием SO₃ (до 10.0 мас.%), SrO (до 6.5 мас.%) и CaO (до 5.5 мас.%). Изменение апатита этого этапа отображено следующими химическими реакциями:



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).

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 существенно карбонат-(фторид)-сульфатных рассол-расплавных комплексов при температурах 580-500 °С. Такие рассол-расплавы, вероятно, были ответственны за образование F-Ba-Sr-REEs минерализации. При гидротермальных температурах 500-250 °С сульфат-ион действовал как сильный окислитель, поэтому гидротермально-метасоматическое изменение апатита под воздействием SO₄²⁻-лиганды проявилось в образовании ангидрита, барита, целестина и монацита-Се, обогащенного SO₃.

Геохимической особенностью составов апатитов из неизмененных МА пород является их обогащение легкими РЗЭ, а графики нормированных к хондриту содержаний 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. 8) (Nikolenko et al., 2018). Конфигурация РЗЭ в апатитах из неизменённых МА схожа с таковой в апатитах из щелочных сиенитов, что может подтвердить их геохимическое родство (рис. 8). Напротив, апатиты из гидротермально-измененных магнетит-апатитовых пород характеризуются увеличением легких РЗЭ (La/Yb отношение до 250) и исчезновением отрицательной Eu аномалии. Это может быть связано с привнесением большого количества РЗЭ с гидротермальными растворами из источника, который не испытывал фракционирование полевого шпата. Возможным источником РЗЭ могут быть вмещающие известняки, карбонатиты, и/или щелочные силикатные породы, например, шонкиниты или флогопитовые меланефелиниты. Однако, в карбонатитах Мушугай-Худук отсутствует значительная РЗЭ минерализация (Баскина и др., 1978; Онтюев и др., 1979; Самойлов, Коваленко, 1983; авторские наблюдения), и, как уже упоминалось выше, вмещающие породы также обеднены РЗЭ. Следовательно, шонкиниты или флогопитовые меланефелиниты, могли являться вероятным источником РЗЭ для просачивающегося гидротермального флюида (Nikolenko et al., 2018).

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O_{SMOW}$) в апатите из неизмененных МА пород варьирует в пределах от 5.1 до 5.6 ‰ (Nikolenko et al., 2018). Эти значения характерны для мантийных магматических пород (Hoefs, 2015). Однако, измененный апатит МА пород комплекса демонстрирует более высокие значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ (до 7.5 ‰) по сравнению с неизменным апатитом из этих пород. Такое утяжеление $\delta^{18}O^{SMOW}$, наблюдаемое для измененного апатита, может быть проинтерпретировано как результат постмагматического изотопного обмена с гидротермальными флюидами.

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., 2020b). В экспериментах с $La_2(SO_4)_3/H_2O$ фторапатит не претерпел каких-либо изменений состава по сравнению с исходным фторапатитом. Монацит и ангидрит не образуются. Во фторапатите, метасоматизированном солевым раствором $FeCl_3/H_2O$, образовались тонкие светлые полосы, умеренно истощенные CaO, SrO и обогащенные SiO_2 , SO_3 и LREE по сравнению с более темными участками (рис. 9а). Монацит и ангидрит не образуются. В экспериментах Fe_2O_3/H_2SO_4 во фторапатите появилась пятнистая структура, где темные пятна более обеднены SiO_2 и LREE по сравнению со светлыми зонами (рис. 9б). 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 $La_2(SO_4)_3/H_2SO_4$ монацит и кубические кристаллы ангидрита

образовались вдоль трещин и краевых частей зерен фторапатита. Было найдено одно зерно флюорита, в ассоциации с ангидритом и монацитом (рис. 9 в, г).

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.

Заключение

На основании полученных геохронологических, минералого-петрографических, петролого-геохимических, 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, фонолитами и трахитами, которые прорываются многочисленными штоками и дайками субвулканических 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., 2020a).

- Меланократовые эффузивы (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, CO_2 , F и S. Это подтверждается не только результатами изучения расплавных включений (Andreeva and Kovalenko, 2003), но также повышенными концентрациями F и S в апатите и флогопите в силикатных породах комплекса и присутствием магматического целестина в меланефелинитах.

- Магнетит-апатитовые породы являются продуктом эволюционировавшего исходного щелочного силикатного расплава и образовались на этапе кристаллизации щелочных сиенитов. Они формировались на последних этапах магматической активности при температурах примерно 850-830 °С из солевого расплава с высоким содержанием фосфора и сульфатной серы. 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, обогащенность серой фосфатов – апатита и монацита). 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., 2020b). 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.

- Увеличение концентрации РЗЭ в апатите силикатных пород от шонкинитов до щелочных сиенитов и появление отрицательной Eu аномалии в апатите щелочных сиенитов может быть связано с процессом кристаллизационной дифференциации, отвечающим за фракционирование полевого шпата. Последующее увеличение концентраций РЗЭ 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 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., **Shamadrina, 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 Metal 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 Metal Deposit: proceedings of XXXVI International conference. Saint Petersburg. P. 204-207.
4. Дорoshkevich А.Г., Чеботарев Д.А., Шарьгин 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. Zaraisky 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.

Приложение

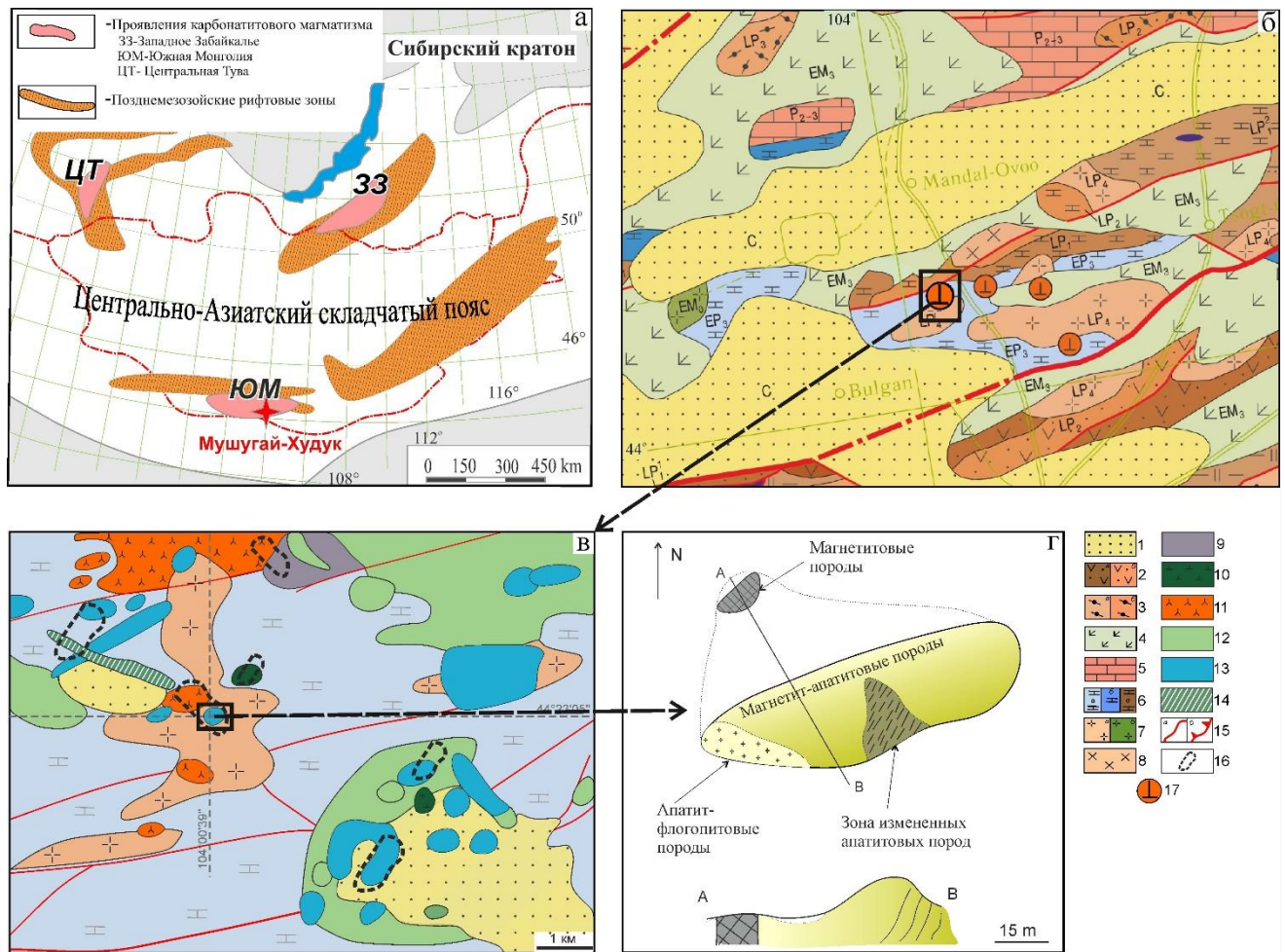


Рисунок 1. а) Схема распространения позднемезозойского щелочного карбонатитового магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (по материалам Kovalenko et al., 2004; Kuzmin and Yarmolyuk, 2014); б) Схема геологического строения района распространения позднемезозойских щелочно-карбонатитовых комплексов Южной Монголии (из Геологическая карта Северной-Центральной-Восточной Азии и прилегающих территорий. Масштаб 1:2500000. Лист 11 (Li Tingdong et al., 2014); в) Схема геологического строения комплекса Мушугай-Худук (по Самойлову и Коваленко, 1983 с дополнениями автора); г) Схема геологического строения Апатитовой горки (Самойлов и Коваленко, 1983 с дополнениями автора).

1 - четвертичные отложения; 2 – осадочные породы островодужной вулканогенно-осадочной ассоциации а) D_1-D_3 и б) C_1 ; 3 – лавы и туфы преимущественно андезитового, дацитового и риолитового составов а) C_2-P_1 и б) C_1 ; 4 – бимодальные 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) $S-D_1$, б) NP_3 и в) C_1 ; 7 – гранитоидные ассоциации (А-типа) постколлизиионных обстановок а) Р и б) T_1 ; 8 – гранитоидные ассоциации (I-типа); 9 – флогопитовые меланефелиниты; 10 - шонкиниты; 11 - щелочные сиениты; 12 - трахиты (J_3-K_1); 13 - рудоносные участки (магнетит-апатитовые породы, карбонатиты, флюоритовые породы); 14 – вулканиты бимодальной риолит-базальтовой серии (K_1-K_2); 15 - тектонические нарушения; 16 – места отбора проб; 17 – проявления щелочно-карбонатитового магматизма.

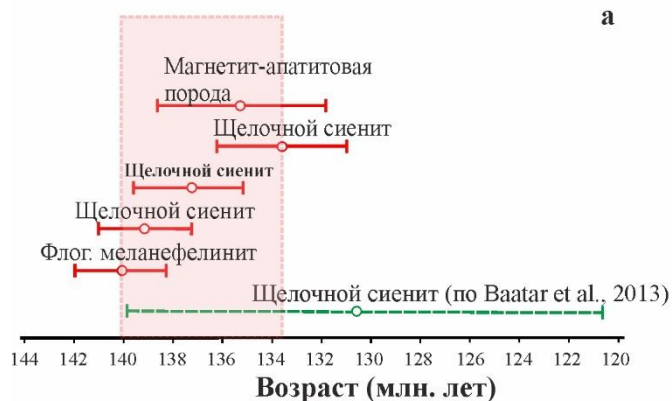


Рисунок 2. (а) Интервалы образования силикатных и магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук (по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования). Зеленой пунктирной линией показан возраст щелочных сиенитов, полученный Rb-Sr методом (Baatar et al., 2013); (б) распространение позднемезозойского 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 Yarmolyuk, 2019).

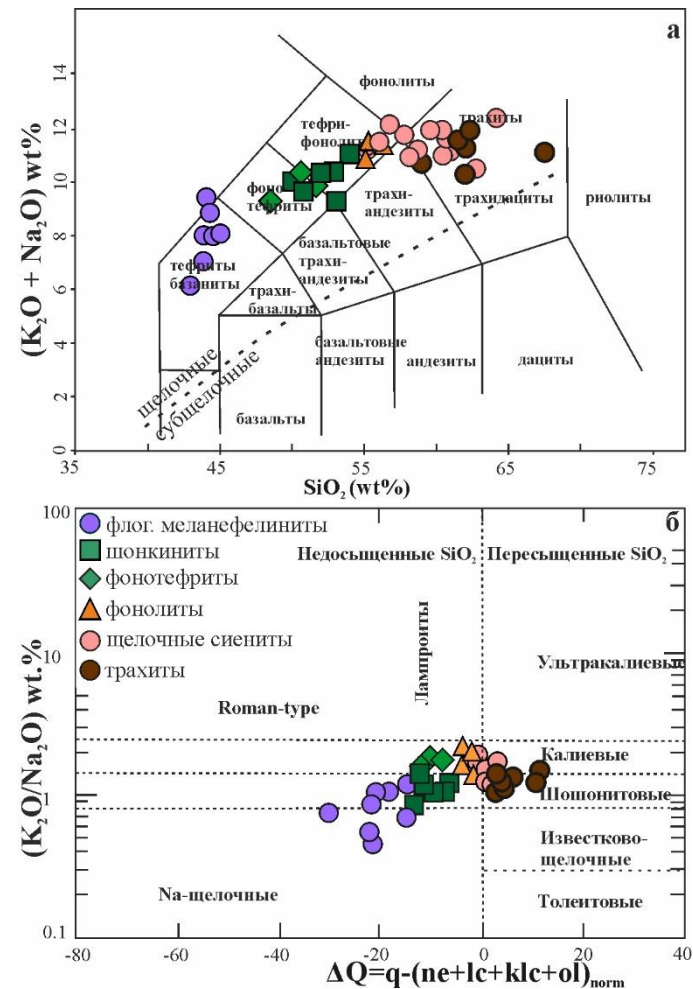
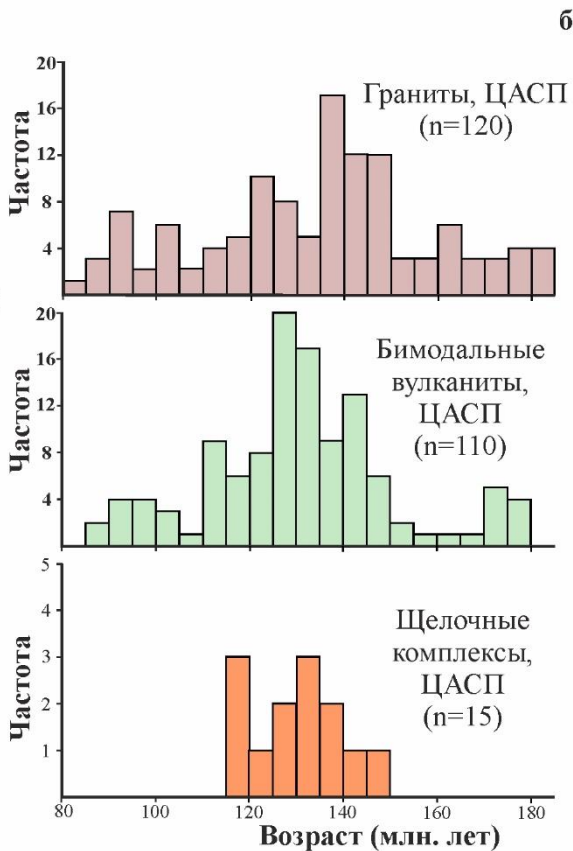


Рисунок 3. а) Классификационная диаграмма содержания щелочей и кремнезема (TAS) (Le Bas et al., 1986) для вулканических и субвулканических пород комплекса Мушугай-Худук; б) Диаграмма зависимости ΔQ от $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для вулканических и субвулканических пород комплекса Мушугай-Худук. ΔQ - сумма нормативного кварца за вычетом недосыщенных кремнеземом минералов (нефелин, лейцит, кальсилит и Mg-оливин).

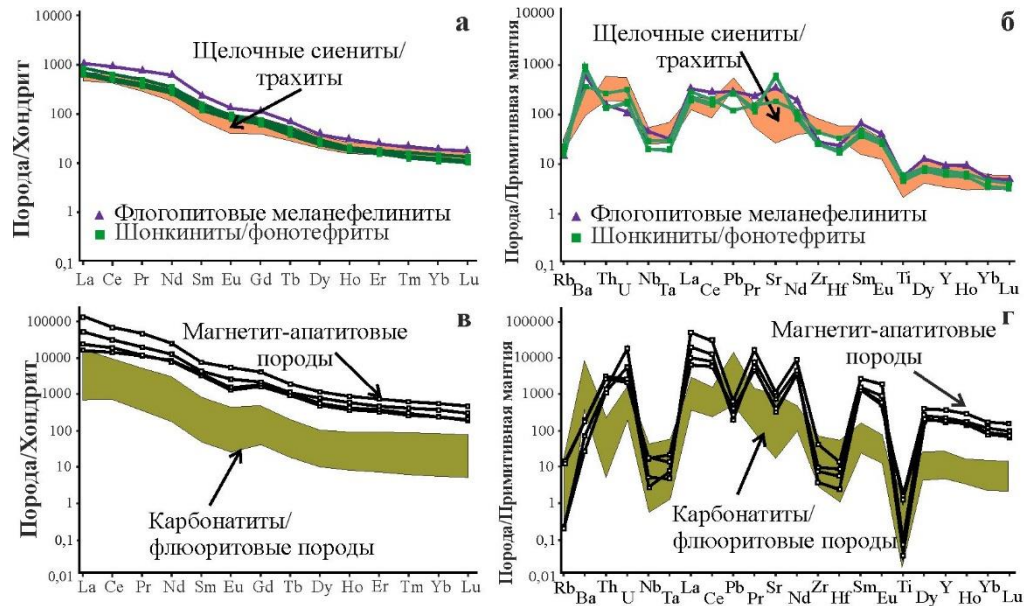


Рисунок 4. Графики, а) нормированных к хондриту и б) примитивной мантии содержания редких элементов и РЗЭ в щелочных силикатных породах; в) нормированных к хондрит и г) примитивной мантии содержания редких элементов и РЗЭ в магнетит-апатитовых породах и карбонатах/флюоритовых породах

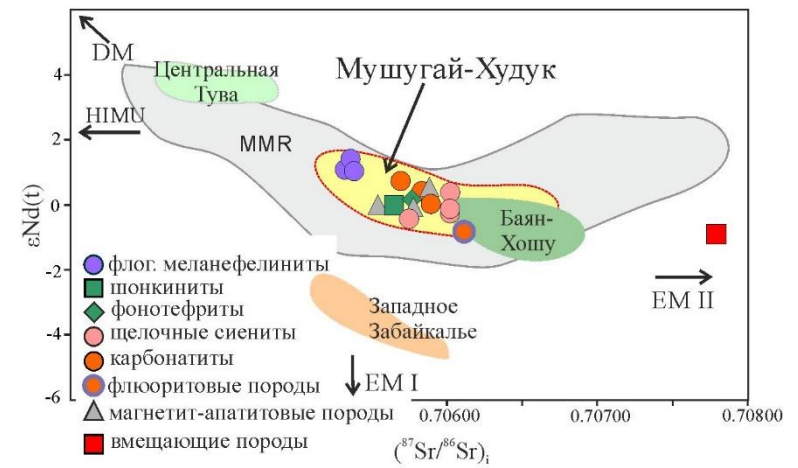


Рисунок 5. График $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $Sr^{87}/Sr^{86}(i)$ для пород комплекса Мушугай-Худук, и для различных позднемезозойских щелочных карбонатитовых комплексов в пределах ЦАСП (карбонатиты Центральной Тувы (Nikiforov and Yarmolyuk, 2019), карбонатиты из комплекса Баян-Хошу, Монголия (Владыкин, 2005), 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).

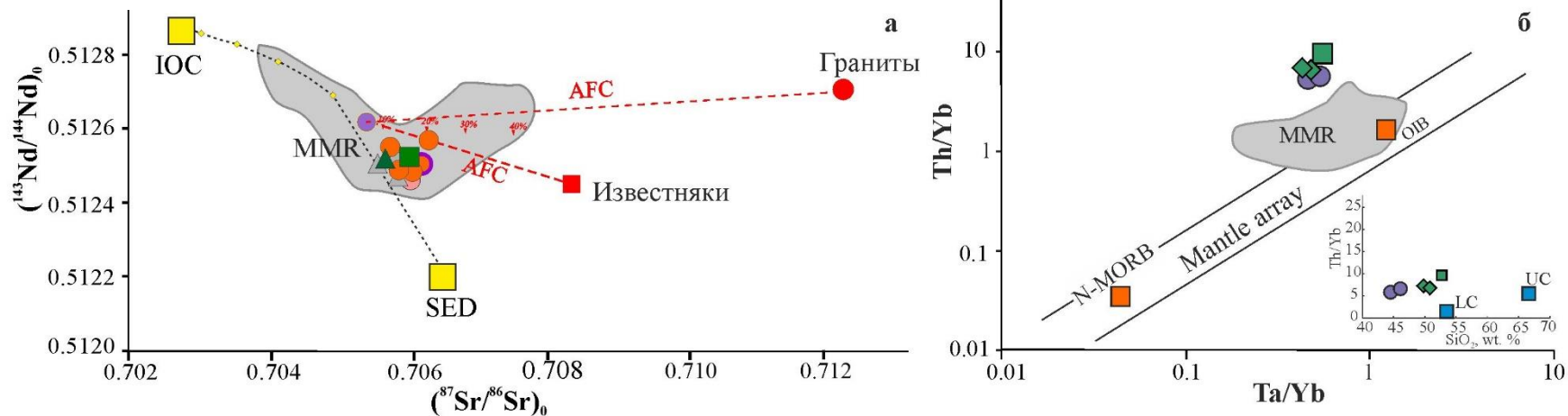


Рисунок 6. а) Кривые модели контаминации от наименее радиогенных образцов - флогопитовых меланефелинитов, до конечных членов - вмещающих известняков (наши данные) и биотитовых гранитов (из Kozlovsky et al., 2006). $^{143}Nd/^{144}Nd(0)$ и $Sr^{87}/Sr^{86}(0)$ рассчитаны для 0 млн. лет; б) диаграмма Th/Yb vs Ta/Yb (по Pearce, 1983) и вставка Th/Yb vs SiO_2 , мас.%; 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). AFC – тренд контаминации и фракционной кристаллизации (построен по данным Ersoy and Helvacı, 2010).

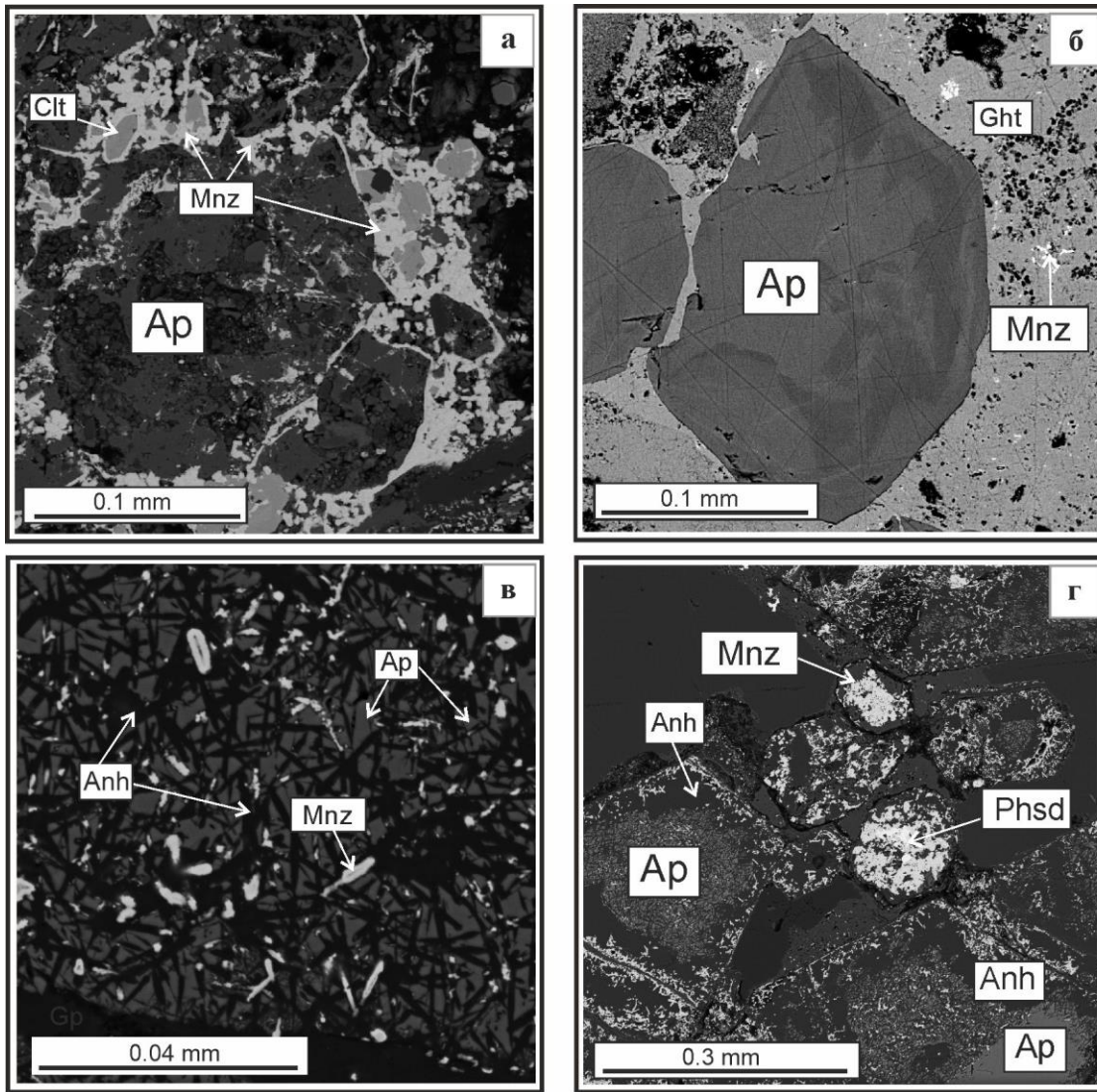


Рисунок 7. BSE изображения магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук: а) сеть микропрожилок монацита-Се вдоль трещин и в краевых частях апатита; б) зональный апатит; в) пластинки ангидрита в апатите; г) частичные или полные псевдоморфозы фосфосидерита, замещающие апатит. Сокращения: Anh – ангидрит, Ap – апатит, Ght – гетит, Mnz – монацит, Phsd – фосфосидерит, Clt – целестин.

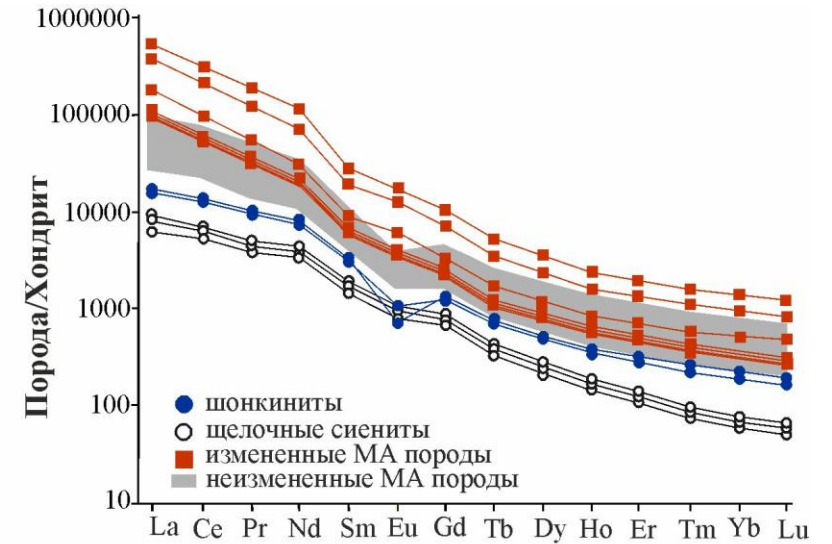


Рисунок 8. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в апатите из различных пород комплекса Мушугай-Худук

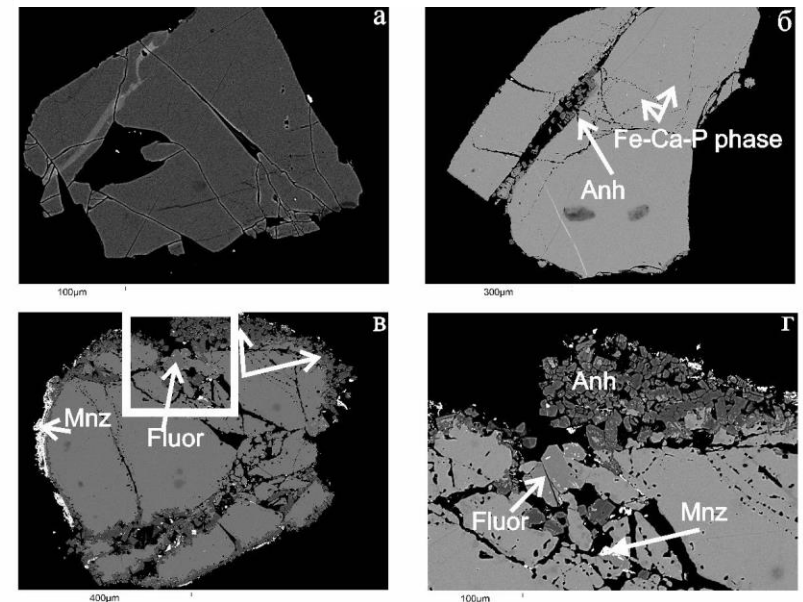


Рисунок 9. BSE изображения апатита из магнетит-апатитовых пород в результате экспериментального моделирования гидротермальных процессов: а) апатит, метасоматизированный раствором $\text{FeCl}_3/\text{H}_2\text{O}$; б) апатит, метасоматизированный раствором $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{SO}_4$; 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.