

ISSN 0869-5903

Том 31, Номер 1

Январь - Февраль 2023



ПЕТРОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru

Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 1, 2023

Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского
Удоканского вулканического плато

*В. В. Ярмолюк, В. М. Саватенков, А. М. Козловский,
Ф. М. Ступак, М. В. Кузнецов, Л. В. Шпакович*

3

Ставролитсодержащие метабазиты: *P-T-X* условия образования и соотношение
петрогенных компонентов в них как критерий появления ставролита

Е. Б. Борисова, Ш. К. Балтыбаев, Дж. Коннолли

29

Свидетельства гренвилльских и вальгальских тектонических событий
на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский
метаморфический комплекс, Енисейский кряж)

И. И. Лиханов

49

Генезис монтичеллитовых пород Крестовской интрузии Маймеч-Котуйской
щелочно-ультраосновной провинции Восточной Сибири:
по данным изучения расплавных включений

Л. И. Панина, А. Т. Исакова, Е. Ю. Рокосова

81

Эгиринсодержащие клинопироксены в ксенолитах гранулитов из кимберлитовой
трубки Удачная, Сибирский кратон: сравнение результатов мессбауэровской
спектроскопии и электронно-зондового микроанализа

А. В. Сапегина, М. В. Воронин, А. Л. Перчук, О. Г. Сафонов

101

УДК 552.11

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО УДОКАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЛАТО¹

© 2023 г. В. В. Ярмолюк^а, В. М. Саватенков^{б, *}, А. М. Козловский^а,
Ф. М. Ступак^а, М. В. Кузнецов^б, Л. В. Шпакович^б

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^бИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru

Поступила в редакцию 06.06.2022 г.

После доработки 14.06.2022 г.

Принята к публикации 17.06.2022 г.

Удоканское вулканическое плато (УВП), подобно другим областям позднекайнозойской вулканической провинции Центральной Азии, сформировалось в интервале от среднего миоцена до плейстоцена. Его продукты обладают повышенной щелочностью и по составу варьируют от щелочных пикробазальтов и базанитов до щелочных трахитов. Изменения составов контролировалось двумя трендами дифференциации, отвечавшими разным условиям образования исходных магм. Породы с низкими содержаниями SiO_2 (<45 мас. %) образовались из расплавов низких степеней плавления, возникших в условиях повышенных давлений и температур. Образование пород, отвечающих интервалу составов 45–61 мас. % SiO_2 было связано с дифференциацией базальтовых расплавов, которые возникли на меньших глубинах и при меньших температурах. Геохимические характеристики базальтоидов УВП сближают их с базальтами ОИВ-типа. Близки они и по изотопному составу Sr, Nd, Pb, отвечая параметрам умеренно деплетированной мантии, которая близка к составу источников океанических базальтов, отвечающих мантии глубинных мантийных плюмов. Соответствующий мантийный компонент присутствует в составе источников других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной Азии, что указывает на участие в образовании этих областей нижнемантийного плюма.

Ключевые слова: Удоканское вулканическое плато, кайнозой, базальты, геохимия, Sr-Nd-Pb изотопные системы

DOI: 10.31857/S0869590323010107, **EDN:** BKWRYL

ВВЕДЕНИЕ

В позднем кайнозое в пределах Восточной Азии сформировалась крупная внутриплитная вулканическая провинция (Новейший вулканизм ..., 2008; Ярмолюк и др., 2011). Она протянулась от Тихоокеанского побережья вглубь континента до Алтайских гор и от Сибирской платформы до Северо-Китайского кратона. В пределах провинции выделяется ряд пространственно и структурно разобщенных вулканических областей, представленным главным образом обширными лавовыми полями трещинных излияний и более редкими вулканами центрального типа (Новейший вулканизм ..., 2008). В строении этих областей преобладают породы основного состава – базаниты, трахибазальты и трахиандезитобазальты. Вулканические породы более кислого состава для провинции не

характерны. Они установлены в строении двух областей – Чанбайшаньской, расположенной в восточной части провинции (Новейший вулканизм ..., 2008; Андреева и др., 2019), и Удоканской (Ступак и др., 2012; Рассказов и др., 1997), тяготеющей к северо-западной ее границе. В пределах Чанбайшаньской области кислые породы слагают крупные стратовулканы, а их образование связывается с дифференциацией и коровой контаминацией исходных базитовых магм в крупных внутрикоровых магматических камерах (Андреева и др., 2019).

Вулканисты Удоканской вулканической области (в литературе также – Удоканское вулканическое плато (Ступак, 1987)) на общем фоне пород провинции выделяются высокой долей ультраосновных щелочных пород, резко выраженной калиевой специализацией и разнообразием составов, варьирующих от мелалейцититов и меланефелинитов до щелочных трахитов. Специфика магматизма

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323010107 для авторизованных пользователей.

Удоканского плато остается пока слабо изученной, несмотря на ряд работ, посвященных проблемам его формирования. В частности, в них было показано, что породы области характеризуются признаками, типичными для дифференцированных магматических серий, а именно образуют непрерывный ряд составов в широком интервале значений SiO_2 (Ступак и др., 2012; Рассказов, 1985; Рассказов и др., 1997). Было также отмечено, что вулканы области выделяются редкой для магматических пород особенностью, связанной с пониженными содержаниями в них тяжелого изотопа кислорода (Покровский, 1991). Для ее объяснения была предложена модель контаминации исходных расплавов коровыми водами, проникавшими в периферические магматические камеры. Были представлены также геохимические и изотопные свидетельства участия коровой контаминации в образовании пород области (Рассказов и др., 1997; Покровский, 1991). В настоящей статье нами на основе изотопных и геохимических данных рассмотрены вопросы о природе источников магматизма вулканической области, об условиях образования исходных расплавов и их эволюции во времени, а также о петрогенетических механизмах, определивших широкий спектр составов вулканических пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Удоканское вулканическое плато (УВП) располагается на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, которая наложена здесь на область развития пород раннего докембрия Алдано-Станового щита Сибирского кратона (рис. 1). Площадь УВП составляет около 3000 км², а объем вулканических продуктов оценивается до 1000 км³ (Ступак и др., 2012). Становление вулканической области было связано с разнотипной вулканической деятельностью, протекавшей на фоне преобладающих излияний трещинного типа. В ее пределах, помимо крупного лавового плато, установлены кальдерные и центральные вулканы, связанные с эксплозивной деятельностью, а также многочисленные моногенные вулканические центры (Рассказов, 1985; Ступак, 1987). Среди вулканических продуктов широкое распространение получили щелочные пикробазальты, щелочные базальтоиды и трахиты. Различные аспекты геологического строения вулканического плато отражены в серии работ (Киселев и др., 1979; Рассказов, 1985; Ступак, 1987; Ступак и др., 2008; Покровский, 1991; Рассказов и др., 1997, 1998, 2000), освещающих те или иные особенности его формирования. При геологической съемке, согласно (Ступак и др., 2012), стратифицируемые образования плато были объединены в чукчудинскую серию, а нестратифицируемые — в чукчудинский комплекс, включающий субвулканические об-

разования. В строении чукчудинской серии нижние и верхние горизонты представлены лавами основных пород, а средняя часть разреза породами ряда трахиандезитбазальт—трахит. Подобное трехчленное строение лавового плато резко выделяет его среди других областей позднекайнозойской вулканической провинции Востока Азии. Нестратифицированные образования чукчудинского комплекса сложены породами всего диапазона составов — от пикробазальтов до трахитов, характеризующих вулканическую область.

В последние годы с учетом геохронологических данных, полученных на основе Ar-Ar и K-Ar датирования пород (Ступак и др., 2008), было показано, что плато в своей стратифицированной части представляет сочетание разновозрастных лавовых полей, обладающих схожим трехчленным строением разрезов. Систематизация геологических и геохронологических данных позволила Ф.М. Ступаку (Ступак и др., 2008) выделить в вулканической истории Удоканского вулканического плато ряд этапов: среднемиоценовый, позднемиоценовый, ранне-среднеплиоценовый, позднеплиоценовый, раннеплейстоценовый, средне-позднеплейстоценовый и голоценовый.

Среднемиоценовый этап представлен вулканическими комплексами центрального типа со скоплениями туфов, экструзивными телами и штоками щелочных базальтоидов, возраст которых оценивается в 15–14 млн лет (Ступак и др., 2008). Распространение пород этапа ограничено северными участками вулканической области (рис. 1). Особенностью магматизма этапа является преобладание фойидитовых пород ультраосновного состава (оливиновые мелалейцититы и оливиновые меланефелиниты), резко подчиненное распространение имеют базаниты и породы промежуточного состава.

Вулканические продукты следующих трех этапов (*позднемиоценового, ранне-среднеплиоценового, позднеплиоценового*) сформировали основной объем вулканического плато, закономерно распределиться в его пределах (рис. 1). Вулканические толщи позднемиоценового этапа слагают восточную его часть и возникли между 10 и 8.4 млн лет. Центральную часть вулканического плато образуют ранне-среднеплиоценовые вулканы, которые были сформированы в диапазоне 5.6–2.5 млн лет. С запада к ним примыкают небольшие вулканические поля позднеплиоценового этапа, возраст которых составляет 2.5–1.8 млн лет (Ступак и др., 2008). Несмотря на различия во времени образования, разрезы этих разновозрастных проявлений вулканизма характеризуются сходным трехчленным строением. Их нижние горизонты сложены лавами основных пород: щелочных базальтоидов и трахибазальтов; средние части разреза представлены породами широкого диапазона

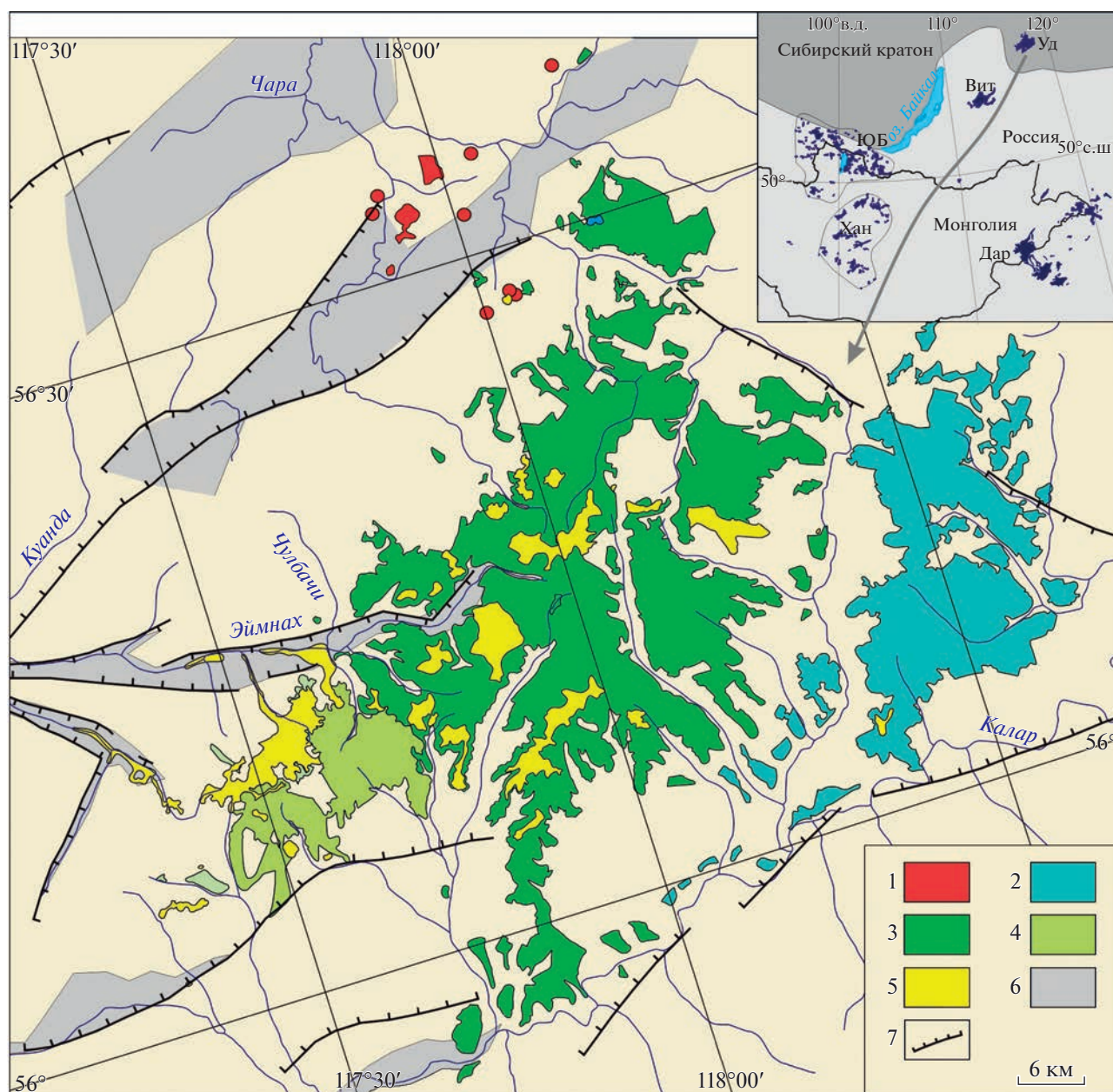


Рис. 1. Схема строения Удоканского вулканического плато, согласно (Ступак и др., 2012).

1–5 – лавовые поля: 1 – среднемиоценовые, 2 – позднемиоценовые, 3 – ранне-среднеплиоценовые, 4 – позднеплиоценовые, 5 – плейстоцен–голоценовые; 6 – впадины; 7 – кайнозойские сбросы.

На врезке показано положение Удоканского плато в системе вулканических полей позднекайнозойской вулканической провинции Центральной Азии. Вулканические области: Уд – Удоканская, Вит – Витимская, ЮБ – Южно-Байкальская, Хан – Хангайская, Дар – Дариганга.

составов, включающими трахибазальты, фонтэфриты, трахиандезиты, трахиты и щелочные трахиты. Верхние горизонты лавовых плато сложены потоками основных пород.

Более поздние проявления вулканизма – раннеплейстоценовые (1.8–0.7 млн лет), средне-позднеплейстоценовые (0.26–0.04 млн лет) и голоцено-

вые (<12 тыс. лет) распространены по площади вулканического плато в виде небольших лавовых полей, а также многочисленных небольших (25–150 м относительной высоты) вулканов центрального типа, и не образуют сплошного лавового покрова. На рис. 1 они по возрасту не расчленены. Среди них преобладают комплексы нестратифи-

цированных образований — лавы, бомбы и туфы построек центрального типа, экструзии и некки, сложенные породами дифференцированного ряда: щелочными базальтоидами, трахибазальтами, фонолитами, трахиандезитами, щелочными трахитами.

Таким образом, развитие Удоканского вулканического плато прослеживается в интервале последних 15 млн лет, продолжаясь вплоть до голоцена. Вулканизм в истории плато носил прерывистый характер, отразившийся на распределении разновозрастных вулканических толщ по его площади. Наиболее массовые излияния произошли в позднем миоцене и плиоцене, когда было сформировано более 90% объема лавового плато.

Состав магматических пород УВП

Петрографическая характеристика. В петрографическом отношении породы УВП достаточно разнообразны. Они включают мелалейцититы, меланефелиниты, базаниты, трахибазальты, тефрофонолиты, трахиандезиты, трахиты, щелочные трахиты (Ступак, 1987; Рассказов, 1985). Такой набор вулканических продуктов или близкий к нему формировался в течение практически каждого этапа вулканизма (Ступак и др., 2012). Исключение составляют только вулканы первого, среднемиоценового этапа, представленные в основном фойдитовыми породами ультраосновного состава — оливиновыми мелалейцититами и оливиновыми меланефелинитами.

В целом вулканические серии каждого этапа развития УВП можно рассматривать как практически непрерывные по составу ряды пород. В их минеральном составе с ростом кремнекислотности пород отмечается смена оливин-клинопироксеновых парагенезисов, преобладающих в щелочных пикробазальтах, оливин-пироксен-плагиоклазовыми (базанитах, трахибазальтах), затем пироксен-плагиоклаз-щелочнополевошпатовыми (трахиандезибазальты, гавайиты, муджеериты) и, наконец, существенно щелочно-полевошпатовыми (трахиты). Оливин и пироксен в подчиненном количестве отмечаются в основной массе вплоть до трахитов. Фельдшпатоиды — лейцит и нефелин собственных фенокристов не образуют, они присутствуют главным образом в составе основной массы. Лейцит отмечается в мелалейцититах и в некоторых разновидностях трахитов, а нефелин встречается в меланефелинитах, базанитах, трахибазальтах и трахитах (Ступак и др., 2008; Рассказов и др., 1997, 2012). Широко проявлены афировые породы или разности с минимальным набором минералов-вкрапленников, поэтому нередко окончательную их диагностику можно сделать только на основе их химического состава.

Петрогеохимическая характеристика. Петрохимический и редкоэлементный состав представленных вулканических пород УВП приведен в Supplementary² 1, ESM_1.xlsx. В таблице составы пород сгруппированы в комплексы: среднемиоценовый, позднемиоценовый, плиоценовый и плейстоцен-голоценовый. В плиоценовую группу мы, исходя из близких геологических условий формирования, включили породы ранне-среднеплиоценового и позднеплиоценового этапов вулканизма, а в плейстоцен-голоценовую — вулканические продукты раннеплейстоценового, средне-позднеплейстоценового и голоценового этапов.

Петрохимические характеристики пород лавового плато отражены на рис. 2. Диапазон составов включает ультраосновные (щелочные пикробазальты), основные (щелочные базальтоиды и трахибазальты) и средние (фонотефриты, трахиандезиты, трахиты и щелочные трахиты) породы, которые охватывают интервал значений SiO_2 41–62 мас. %. Породы в целом обладают повышенной щелочностью, определяющей появление в их составе нормативных нефелина и лейцита, на TAS диаграмме их фигуративные точки преимущественно распределены в поле составов щелочной серий. По содержанию K_2O они отвечают высококалиевой петрохимической серии.

Особое место в составе лавовой области занимают породы среднемиоценового этапа, вариации состава которых ограничены узким интервалом $\text{SiO}_2 = 41\text{--}45$ мас.%. Они обладают наиболее высокими содержаниями MgO (>11 мас. %, $\text{Mg\#} = 0.57\text{--}0.68$) и повышенной щелочностью, среди них преобладают мелалейцититы и меланефелиниты. По геохимическим характеристикам к ним близки щелочные базальтоиды пониженной кремнеземистости ($\text{SiO}_2 < 45$ мас. %), участвующие в строении более поздних — позднемиоценового, плиоценового и плейстоцен-голоценового вулканических комплексов УВП.

Позднемиоценовая, плиоценовая и плейстоценовая серии пород близки между собой и представлены ассоциациями, варьирующими по составу от щелочных пикробазальтов до щелочных трахитов. Величина магнезиальности в них варьирует в диапазоне значений от 0.64 до 0.1 при изменении SiO_2 от 42 до 62 мас. % (рис. 2).

Вариации содержаний петрогенных и редких элементов относительно друг друга в породах разновозрастных комплексов УВП носят нелинейный характер, что особенно наглядно демонстри-

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1: ESM_1.xlsx — Химический состав разновозрастных пород Удоканского лавового плато; Supplementary 2: ESM_2.xlsx — Sr, Nd, Pb изотопные данные для пород Удоканского лавового плато.

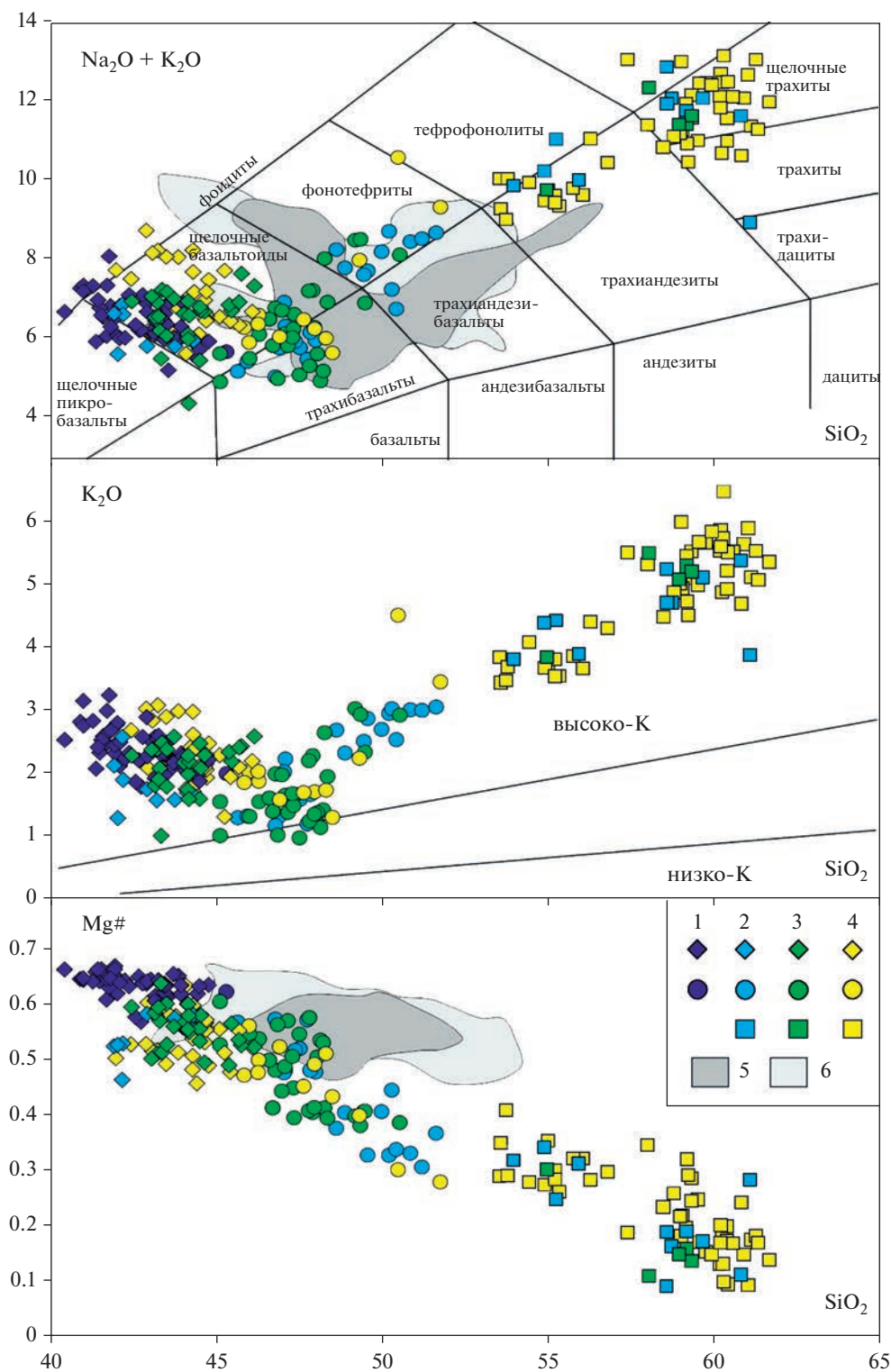


Рис. 2. Вариации щелочных оксидов и величины $\text{Mg\#}$ относительно SiO_2 в породах УВП. Классификационная диаграмма SiO_2 –Сумма щелочей, согласно (Петрографический кодекс, 2008).

Породы вулканических комплексов: 1 – среднемиоценового, 2 – позднемииоценового, 3 – плиоценового (ранне-среднеплиоценового и позднеплиоценового), 4 – плейстоценового (раннеплейстоценового, средне-позднеплейстоценового и голоценового). Ромбики – щелочные базальтоиды с низким содержанием SiO_2 (≤ 45 мас %), кружки – породы с содержанием $\text{SiO}_2 \geq 45$ мас %, квадратики – породы среднего состава. 5, 6 – поля составов базальтов из кайнозойских вулканических областей Центральной Азии: 5 – составы базальтов ЮХВО, 6 – составы базальтов ЮБВО по (Barry et al., 2003; Hunt et al., 2012; Perepelov et al., 2021; Yarmolyuk et al., 2015).

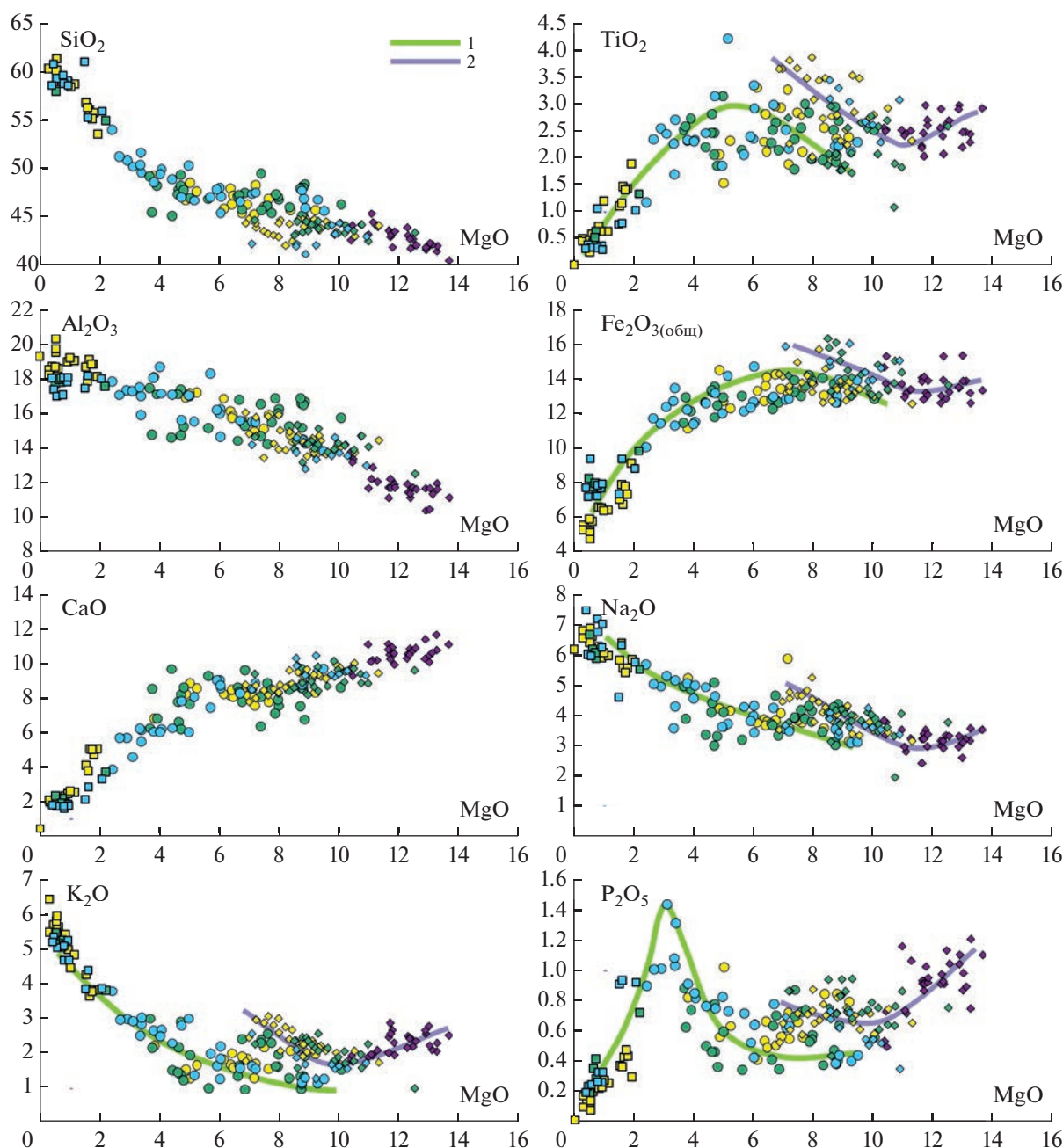


Рис. 3. Вариации петрогенных оксидов (мас. %) относительно MgO в породах УВП.

1 — тренд вариации составов пород с содержанием $\text{SiO}_2 \geq 44$ мас. %; 2 — тренд вариации составов пород с содержанием $\text{SiO}_2 \leq 45$ мас. %. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

руют графики с MgO в качестве дискриминанты (рис. 3, 4). При уменьшении MgO от ~11 до ~7 мас. % содержания TiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{общ})}$ демонстрируют тенденции к росту. При этом образуется два параллельных тренда, один из которых охватывает породы с низким содержанием SiO_2 (≤ 45 мас. %), отвечающие щелочным пикробазальтам—базанитам, а другой объединяет породы с содержанием SiO_2 от 44 мас. % и выше. При одном и том же содержании MgO

породы первого тренда характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{общ})}$, Na_2O , K_2O , P_2O_5 и др. Так, в пикробазальтах—базанитах уменьшение содержания MgO до ~7 мас. % сопровождается ростом K_2O от ~1.5 до 3 мас. %, тогда как в трахибазальтах и трахиандезитбазальтах другого тренда в том же диапазоне содержания MgO рост K_2O начинается с более низких значений (~0.7) и достигает лишь 2 мас. %.

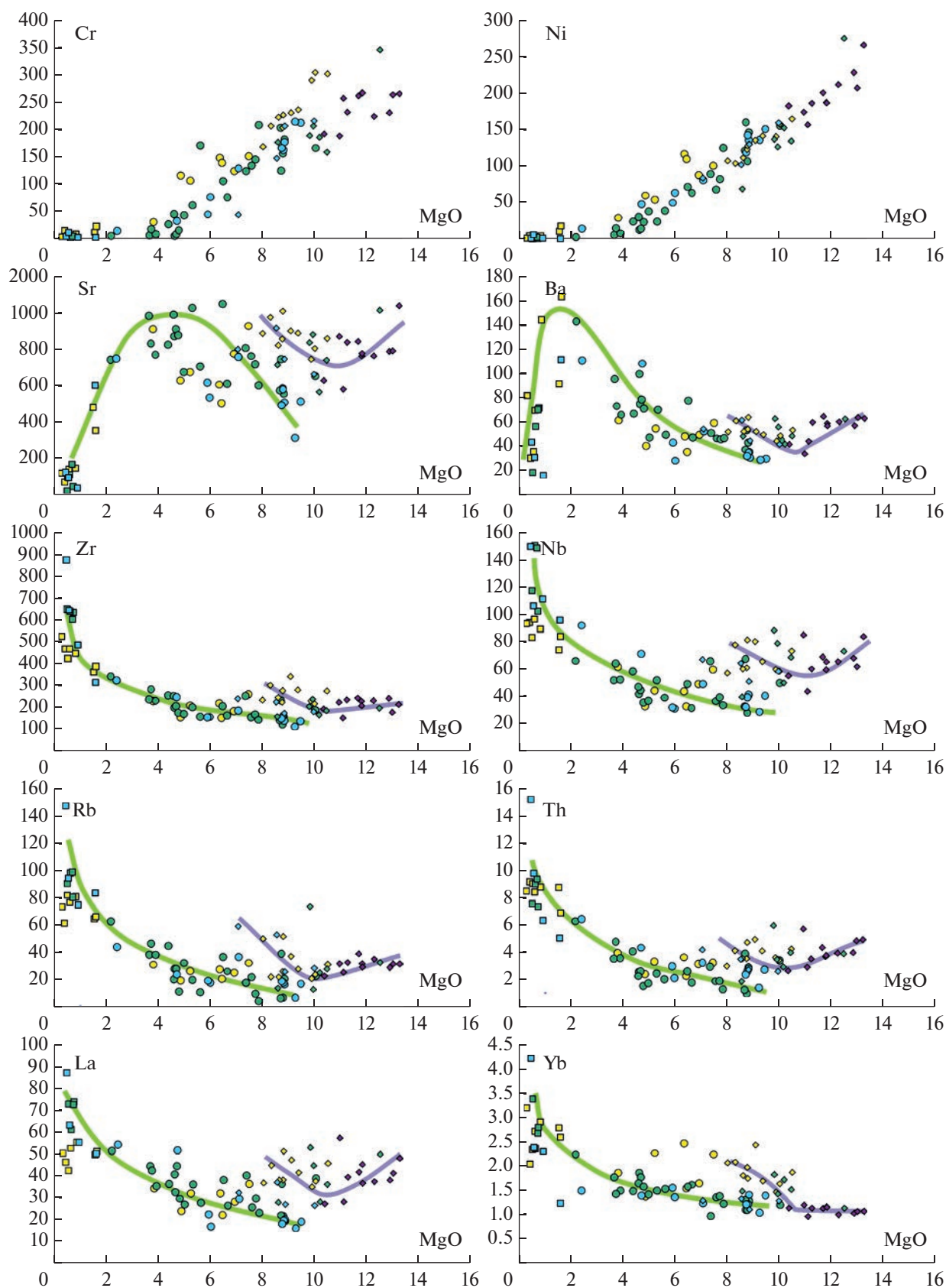


Рис. 4. Вариации рассеянных элементов (г/т) относительно MgO в породах УВП. Условные обозначения см. на рис. 2 и 3.

При $MgO < 7$ мас. % содержания TiO_2 и $Fe_2O_{3(общ)}$ изменяются и согласуются с изменением содержания MgO . Содержания Al_2O_3 , Na_2O и K_2O более или менее устойчивые и определяются отрицательной корреляцией с MgO . Оксид P_2O_5 имеет двойственный характер — его содержание растет по мере снижения MgO до ~ 4 мас. %, а при последующем снижении резко идет на убыль (рис. 3). Что, очевидно, связано с появлением апатита в качестве фракционируемого минерала в расплавах с $MgO < 4$ мас. %.

Таким образом, распределение петрогенных элементов в породах УВП демонстрирует две вариационные зависимости, одна из которых объединяет вулканы с низким содержанием SiO_2 (≤ 45 мас. %). Их составы варьируют в узком диапазоне значений SiO_2 (41–45 мас. %), поэтому характеризующую их вариационную зависимость можно определить как *малый тренд*. Другая последовательность составов объединяет породы с $SiO_2 > 44$ мас. %, которые образуют практически всю совокупность пород УВП, и поэтому может быть определена как *главный тренд*.

Составы базальтоидов среднемиоценового этапа занимают отдельное положение на вариационных диаграммах (рис. 3, 4). В этих породах, в отличие от вулканитов более поздних этапов, не наблюдается роста содержаний TiO_2 , $Fe_2O_{3(общ)}$, оксидов щелочей и P_2O_5 с уменьшением содержания MgO . Напротив, не только петрогенные оксиды, но и несовместимые элементы в этих породах демонстрируют положительную корреляцию с MgO (рис. 3, 4). На наш взгляд, эти соотношения указывают на то, что вариации петрогенных и редких элементов в этих породах в большей мере обусловлены степенью плавления, чем особенностями кристаллизационной дифференциации.

Концентрации рассеянных элементов относительно MgO в породах УВП показаны на рис. 4. Распределение совместимых элементов — Ni, Cr, а также Co и V связано прямой зависимостью с содержанием MgO в диапазоне его значений > 3 мас. %. Распределение несовместимых элементов (Nb, Th, Rb, REE) контролируется двумя зависимостями, которые согласуются с малым и главным трендами распределения петрогенных оксидов и демонстрируют в основном последовательное накопление этих элементов по мере уменьшения доли MgO . Исключение составляют породы малого тренда, в которых несовместимые элементы проявляют тенденцию к прямой корреляции с MgO при его значениях > 10 мас. %. Накопление Sr и Ba в породах главного тренда по мере уменьшения доли MgO до < 4 мас. %, а затем резкий спад их концентраций, по-видимому, определяется началом фракционирования апатита и полевых шпатов. Более кислые породы УВП — трахиандезиты и трахиты хотя и демонстрируют последователь-

ное обогащение редкими элементами, тем не менее их составы на рис. 4 отклоняются от линейного тренда дифференциации основных пород.

На рис. 5 представлены спайдерграммы средних составов разных групп пород УВП. Основные породы (трахибазальты и трахиандезибазальты), доминирующие в пределах вулканической области, близки по геохимическим характеристикам не только между собой, но и с базальтами ОИВ-типа (рис. 5б). От последних их отличают более низкие содержания средних РЗЭ при близких значениях $(La/Yb)_n$ (~ 12 в ОИВ и ~ 11 –17 в средних составах трахибазальтов), а также относительно повышенные содержания K, Ba, Sr и P. Европейская аномалия в базитах отсутствует ($Eu/Eu^* \sim 1$).

По сравнению со средними составами трахибазальтов и трахиандезибазальтов низкокремнеземистые ($SiO_2 \leq 45$ мас. %) щелочные базальтоиды обогащены большинством рассеянных элементов, в том числе легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 5а). Величина $(La/Yb)_n$ во времени снижается от значения $(La/Yb)_n \sim 26$ в щелочных пикробазальтах среднего миоцена до $(La/Yb)_n \sim 13$ в базанитах плейстоцена. Пикробазальты и базаниты позднего миоцена и плиоцена характеризуются промежуточными значениями $(La/Yb)_n \sim 16$.

Трахиандезиты отличаются от основных пород более высокими содержаниями большинства рассеянных элементов (рис. 5в). Распределение редкоземельных элементов в них имеет сходный характер с их распределением в базальтах УВП. Значения отношения $(La/Yb)_n$ в трахиандезитах изменяются в интервале 12–5, лишь в породах позднего миоцена они возрастают — 25–28. На спайдерграмме в составе трахиандезитов отмечается относительный минимум концентрации Ti, а также варьирующие относительные содержания Sr и P.

Трахиты являются наиболее обогащенными несовместимыми элементами по сравнению с другими породами УВП. Исключение в них составляют Ba, Sr, P, Ti, Eu, относительные содержания которых на графике (рис. 5г) выделяются глубокими минимумами. Отношение $(La/Yb)_n$ в трахитах варьирует от 10 до 18.

Изотопный состав. Изотопные составы Sr, Nd и Pb в породах лавового плато приведены в Supplementary 2, ESM_2.xlsx и отражены на рис. 6 и 7. На диаграмме $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ (рис. 6) составы пород распределены вдоль тренда, который протянулся из области составов умеренно деплетированных мантийных источников в область положительных значений ϵ_{Sr} и слабо отрицательных значений ϵ_{Nd} . При этом составы основных пород сгруппировались в области деплетированных источников (I квадрант). По своим изотопным характеристикам они соответствуют составам базитов из дру-

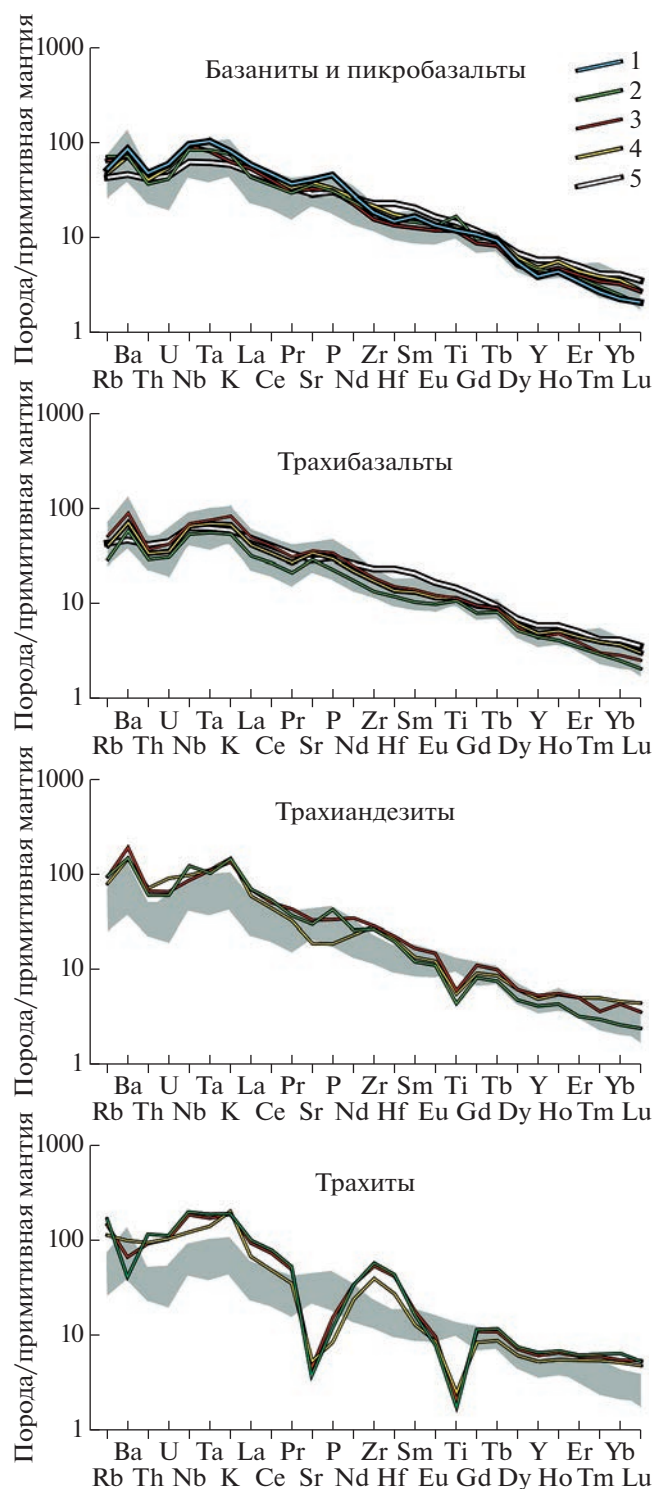


Рис. 5. Спектры нормированного распределения несовместимых элементов в средних составах разновозрастных пород разной основности. Средние составы пород: 1 – средний миоцен, 2 – поздний миоцен, 3 – плиоцен, 4 – плейстоцен, 5 – состав OIB по (Willbold, Stracke, 2006). Серым цветом показано общее поле составов основных пород УВП. Концентрации редких элементов нормированы к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

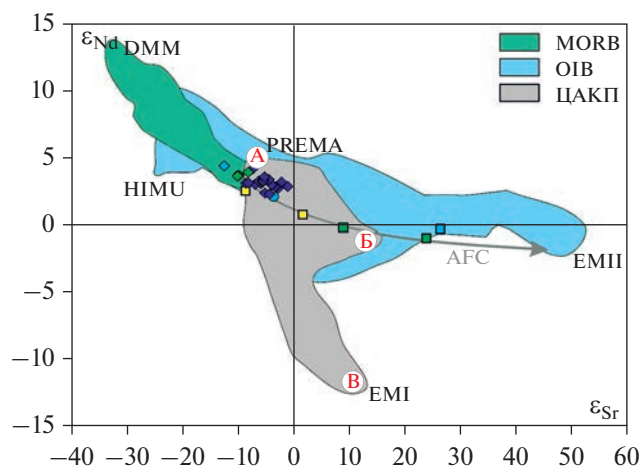


Рис. 6. Диаграмма в координатах ϵ_{Sr} – ϵ_{Nd} с данными для пород УВП.

Для сравнения на диаграмму вынесены поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB) (PetDB Database, www.earthchem.org/petdb); базальтов других областей Центрально-Азиатской кайнозойской провинции (ЦАКП) (Ярмолюк и др., 2003; Barry et al., 2003; Perepelov et al., 2020; Yarmolyuk et al., 2015; Ярмолюк, Иванов, 2000; Johnson et al., 2005). Серая стрелка – тренд ассимиляции–фракционной кристаллизации (AFC). А, Б и В – крайние компоненты для Sr–Nd изотопных характеристик в базальтах ЦАКП. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

гих областей позднекайнозойской вулканической провинции Центральной Азии (Ярмолюк и др., 2011; Hunt et al., 2012; Barry et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2015; Perepelov et al., 2020). Изотопные составы Sr, Nd трахитов (рис. 6) распределились вдоль упомянутого тренда, зафиксировав участие в их образовании не только умеренно деплетированного мантийного источника, но и источника, обогащенного радиогенным стронцием и обедненного радиогенным неодимом. На основании того, что в область отрицательных значений ϵ_{Nd} и положительных значений ϵ_{Sr} попадают вулканы более кислого состава, можно сделать вывод, что этот дополнительный компонент участвовал только в их образовании (рис. 6). Эффект воздействия этого источника на состав трахитов, очевидно, был незначительным, так как становился заметным только в породах с низким содержанием Sr, наиболее чувствительных к нарушениям Rb–Sr изотопной системы. Отметим также, что участие этого источника в образовании трахитов не было обязательным. Это видно на примере трахитов плейстоцена, которые имеют изотопные характеристики Sr и Nd такие же, как и ассоциирующие с ними базальты (табл. 2, рис. 6).

Изотопный состав свинца пород Удоканского плато (рис. 7) характеризуется большей однородностью. Точки изотопного состава сосредоточены

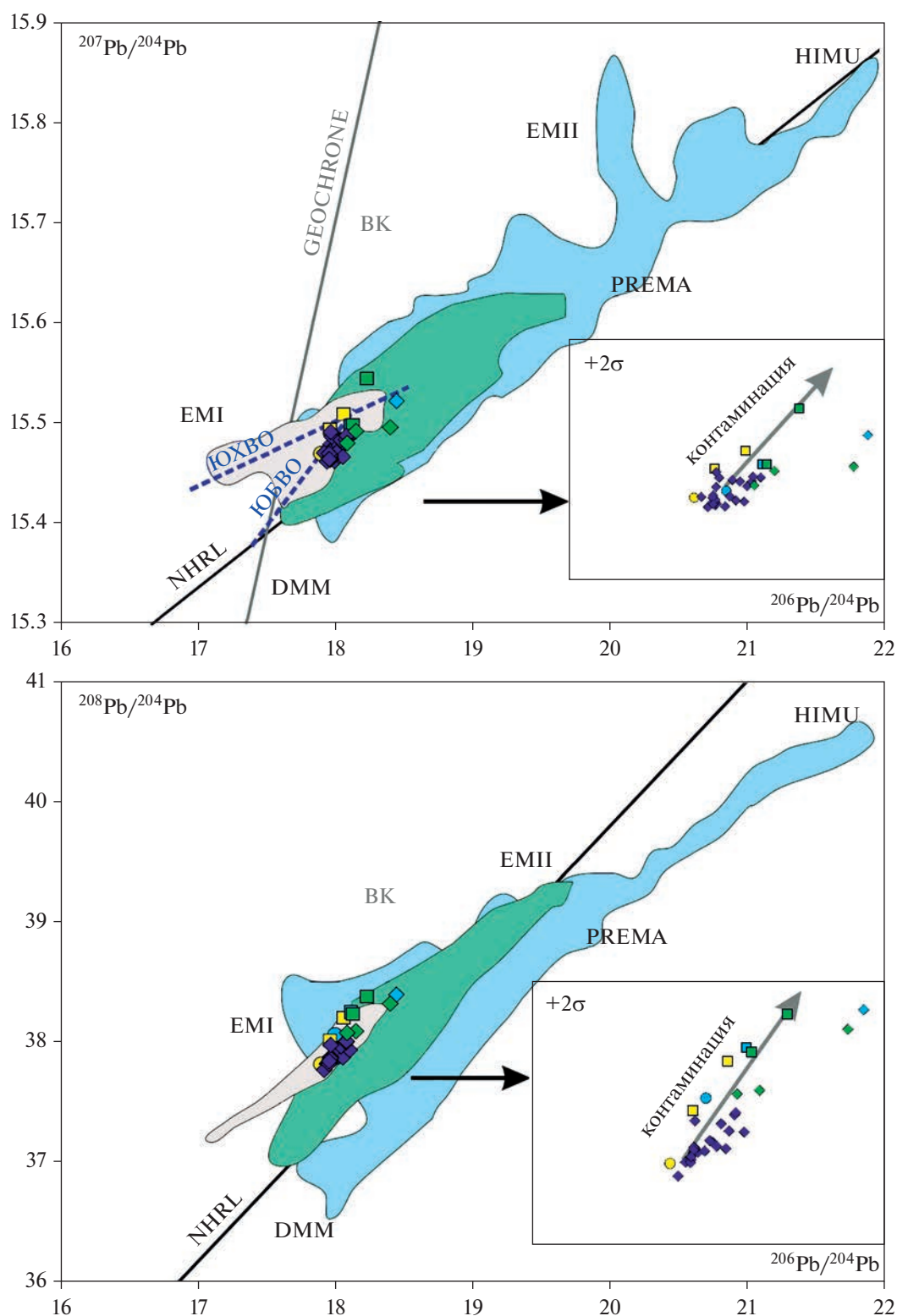


Рис. 7. Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с данными для пород УВП. Серая линия – линия геохроны, NHRL – линия изотопных параметров верхней MORB-мантии (Hart, 1984). Синие пунктирные линии – тренды вариации изотопного состава Pb для Южно-Хангайской (ЮХВО) и Южно-Байкальской (ЮБВО) вулканических областей по (Barry et al., 2003; Hunt et al., 2012; Perepelov et al., 2021; Yarmolyuk et al., 2015). Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 6.

Таблица 1. Представительные результаты рентгеноспектрального микроанализа оливинов из базальтов Удоканского лавового плато

Компо- ненты	80-19	80-34	УДК- 05-1	УДК- 05-6	УДК- 05-9	УДК- 05-14	УДК- 05-17	УДК- 6/06	УДК- 7/06	УДК- 21/06	УДК- 05-20	УДК- 05-21a	3-84	15-84	УДК- 82-83
	средний миоцен		поздний миоцен				плиоцен						плейстоцен		
SiO ₂	41.02	41.09	38.59	39.27	39.49	39.64	40.18	39.82	40.29	39.42	39.62	39.96	39.62	38.91	38.2
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—	0.07	—	0.08	—	0.31	0.3
FeO _t	13.3	14.67	22.36	19.37	15.23	16.16	16.42	19.21	11.03	17.75	16.45	15.63	13.63	18.36	23.05
MnO	0.25	0.17	0.09	0.19	0.26	0.4	—	0.26	0.09	0.26	0.24	0.27	0.17	0.26	0.44
MgO	44.82	42.93	38.59	40.56	44.49	43.6	43.05	40.64	47.95	42.23	43.39	43.96	46.21	41.89	37.74
CaO	0.2	—	0.34	0.27	0.26	0.12	0.19	0	0.03	0.19	0.03	0.05	0.23	0.23	0.22
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	0.01	—	—
NiO	0.41	0.28	0.03	0.34	0.27	—	0.16	0.07	0.62	—	0.09	0.04	0.14	0.04	0.06
F _o , %	85.8	83.9	75.5	78.9	83.9	82.8	82.4	79.1	88.6	81.0	82.5	83.4	85.8	80.3	74.5
T, °C	1383	1331	1175	1262	1253	1293	1303	1231	1337	1215	1266	1287	1289	1283	1162

Примечание. Fe_o – доля ферритового минерала, в %. Температура рассчитана на основе геотермометра минерал–расплав, согласно (Rutirka, 2008). Здесь и в табл. 2: про- черк – не определялся, оксиды даны в мас. %.

Таблица 2. Представительные результаты рентгеноспектрального микроанализа клинопироксенов из базальтов Удоканского лавового плато

Компоненты	80-16	80-34	УДК-05-1	УДК-05-6	УДК-21/06	УДК-05-20	15-84	УДК-82-83
	средний миоцен		поздний миоцен		плиоцен		плейстоцен	
SiO ₂	51.1	53.91	50.95	50.72	47.79	49.4	48.01	48.81
TiO ₂	1.03	0.47	0.83	0.37	1.57	1.05	1.69	1.65
Al ₂ O ₃	6.43	1.42	5.59	6.68	9.17	7.45	9.2	6.84
FeO _t	7.29	8.88	6.83	9.04	6.99	5.11	7.59	7.63
MnO	0.19	0.09	0.08	0.16	0.29	0.14	0.17	0.1
MgO	13.19	12.64	15.47	12.98	13.91	15.56	14.26	13.36
CaO	19.3	21.03	19.17	19.11	19.7	19.31	18.03	20.8
Na ₂ O	1.47	1.42	0.38	0.94	0.57	0.76	0.86	0.68
Cr ₂ O ₃	—	0.15	0.7	—	0.02	1.22	0.2	0.13
En, %	42.7	38.7	46.1	41.0	44.6	49.2	46.4	42.1
Fs, %	12.3	15.0	12.9	15.7	10.0	6.9	11.4	10.8
Wo, %	44.9	46.3	41.1	43.4	45.4	43.9	42.2	47.1
P, кбар	21.8	15.5	8.3	13.2	10.0	12.2	14.2	8.3
T, °C	1385	1330	1177	1262	1222	1271	1283	1168

Примечание. En, Fs, Wo — доля энстатитового, ферросилитового и волластонитового миналов соответственно, в %. Давление и температура рассчитаны на основе геобарометра и геотермометра минерал–расплав, согласно (Putirka, 2008).

ны в поле составов базальтов ОИВ-типа. Изотопные характеристики Pb в трахитах и основных породах проявляют слабые, но заметные различия, которые согласуются с расхождением в тех же породах изотопных составов Sr и Nd. Подобная согласованность, очевидно, отражает то, что состав источников базальтов и трахитов, скорее всего, различался.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Удоканское лавовое плато является одной из областей позднечетвертичной вулканической провинции Востока Азии. Его формирование протекало одновременно с такими вулканическими областями западной части провинции, как Витимская, Хангайская, Южно-Байкальская, многочисленные вспышки активности в которых пришлось на середину миоцена, плиоцен и плейстоцен (Ярмолук и др., 1995, 2011). Сближают эти области также особенности их магматизма. В их строении преобладают вулканы основного состава субщелочной и щелочной петрохимической специфики, слагающие крупные лавовые плато. Однако, в отличие от других областей в строении Удоканской вулканической области, наряду с основными широко проявились породы среднего состава — трахиандезиты и трахиты, а также ультраосновные щелочные базальтоиды. Особенностью образования средних пород стало их участие в каждом вулканическом цикле. Началу циклов отвечали излияния лав основного состава. Они сменялись излияниями

лав более кислого состава — трахиандезитовыми, трахиандезитами и трахитами. Завершение циклов вновь было связано с возобновлением трещинных излияний лав основного состава.

Основные породы лавового плато часто насыщены мантийными ксенолитами (Литасов и др., 2006). При своем подъеме к поверхности мантийные расплавы взаимодействовали с разными средами — с литосферной мантией в той или иной степени метасоматизированной, а также с породами коры. Ниже обсуждены механизмы петрогенеза, участвовавшие в образовании пород УВП.

Механизмы эволюции магм при образовании УВП

Кристаллизационная дифференциация. О важной роли процессов фракционирования в образовании пород УВП, связанных с кристаллизационной дифференциацией, свидетельствуют закономерности изменения их состава. В разрезах лавового плато эти изменения зафиксированы следующими гомодромными сериями пород: базанит → трахибазальт → трахиандезит → трахит (Рассказов, 1985; Ступак 1978). На петрохимических и геохимических диаграммах им соответствуют непрерывные ряды составов (рис. 2–4), которые, очевидно отражают изменения, происходившие в ходе эволюции исходных расплавов. Ведущим фактором этой эволюции, очевидно, служили процессы фракционирования оливина, клинопироксена, полевых шпатом, которые пред-

ставляют основную группу кристаллизующихся фаз в породах УВП. Этому заключению вполне соответствует поведение петрогенных и рассеянных элементов, содержания которых закономерно изменяются согласно с изменениями минеральных ассоциаций пород при переходе от щелочных пикробазальтов и трахибазальтов к трахиандезитобазальтам, трахиандезитам и трахитам (Ступак, 1987; Рассказов, 1985).

Как уже отмечалось, в целом изменения состава пород УВП описываются двумя вариационными зависимостями (рис. 3 и 4), отражающими, очевидно, разные условия их формирования. Тренд низкокремнеземистых пород (малый тренд) характеризуется понижением содержаний K_2O , Na_2O , Nb, Zr, La и других несовместимых элементов по мере уменьшения содержания MgO до 8–10 мас. %. Подобное их поведение соответствует образованию исходных расплавов в условиях низких степеней плавления, характеризующихся обогащением продуктов плавления несовместимыми элементами в пропорциях, обратных степени плавления.

Другая вариационная последовательность или главный тренд демонстрирует рост содержания несовместимых элементов по мере снижения MgO. Эти изменения контролируются процессами фракционирования, определившими последовательную смену кристаллизующихся минералов (оливина, клинопироксена, апатита, щелочного полевого шпата). Отсутствие дефицита Eu в базальтах свидетельствует о незначительном участии плагиоклаза при их образовании. Резкое уменьшение содержаний Ba и Sr и появление Eu-минимума отмечается в ряду трахиандезитов–трахитов, где ведущей кристаллизующейся фазой становятся щелочные полевые шпаты.

Таким образом, можно констатировать, что состав магматических ассоциаций Удоканского плато определяли следующие процессы. Во-первых, различные степени плавления в мантии – низкие, приведшие к образованию низкокремнеземистой серии пород, и умеренные, сформировавшие трахибазальтовые расплавы, которые стали исходными для формирования основного объема пород УВП. Во-вторых, процессы дальнейшей кристаллизационной дифференциации исходных расплавов. Очевидно, эти процессы были связаны между собой: образование малых объемов щелочных кремний-дефицитных базальтов, отвечающее малым степеням плавления, сменялось генерацией более значимых объемов исходных базитовых магм, дифференциация которых привела к образованию главной серии пород УВП.

В табл. 1 и 2 приведены составы оливина и клинопироксена соответственно, присутствующих в основных породах УВП в виде фенокристаллов и игравших основную роль при дифференциации

исходных магм. Составы этих минералов заметно варьируют даже в пределах отдельных образцов, отражая сложный характер эволюции магматических расплавов (рис. 8). В то же время эти составы позволяют оценить P - T параметры, при которых происходила кристаллизация. Соответствующие оценки были получены по минералам, составы которых в наибольшей степени отвечают условиям равновесия с составом содержащих их пород. Расчеты температуры кристаллизации были выполнены на основе геотермометра оливин–расплав по методу (Putirka, 2008). Полученные оценки выявили хорошую корреляцию расчетных температур и химического состава пород (рис. 9). Составы на графике распределились в две последовательности – высокотемпературную и низкотемпературную. Высокотемпературная выборка ограничена значениями 1231–1337°C и характеризует группу низкокремнеземистых ($SiO_2 < 45$ мас. %) пород малого тренда (рис. 9). Низкотемпературную (интервал температур 1162–1253°C) выборку представляют основные породы главного тренда.

Оценки давления, при которых формировался и эволюционировал расплав, получены на основе геобарометра клинопироксен–расплав (Putirka, 2008). Для расчетов давления использовались составы пироксенов, наиболее близко отвечающие условиям равновесия с химическим составом материнских для них пород. Эти оценки варьируют в диапазоне от 8.3 до 21.8 кбар. При этом оценки давления, полученные для пород главного тренда, отвечают интервалу 8.3–10.0 кбар; оценки, полученные для пород малого тренда, соответствуют интервалу 12.2–15.5 кбар. Щелочные пикробазальты среднемиоценового этапа дают наиболее высокие оценки температуры и давления: 1331–1383°C и 15.5–21.8 кбар. Таким образом, полученные оценки температуры и давления задают верхние границы для условий формирования базитовых расплавов.

Роль процессов контаминации. Несомненно, что определенное влияние на состав пород вулканической области оказали процессы контаминации, тем более что коровый материал составляет важную составляющую среди вынесенных расплавами ксенолитов. Так, Ф.М. Ступак (1987) связывал отклонение состава некоторых трахитов от гомогенного тренда с контаминацией расплавов коровым материалом. Участие процессов контаминации в образовании пород было зафиксировано С.В. Рассказовым (1997) и Б.Г. Покровским (1991), которые установили, что изотопный состав кислорода для ряда пород, преимущественно трахитов, формировался при участии дополнительного изотопного источника.

В случае базальтов УВП наиболее эффективным инструментом для выявления участия процессов контаминации в формировании веще-

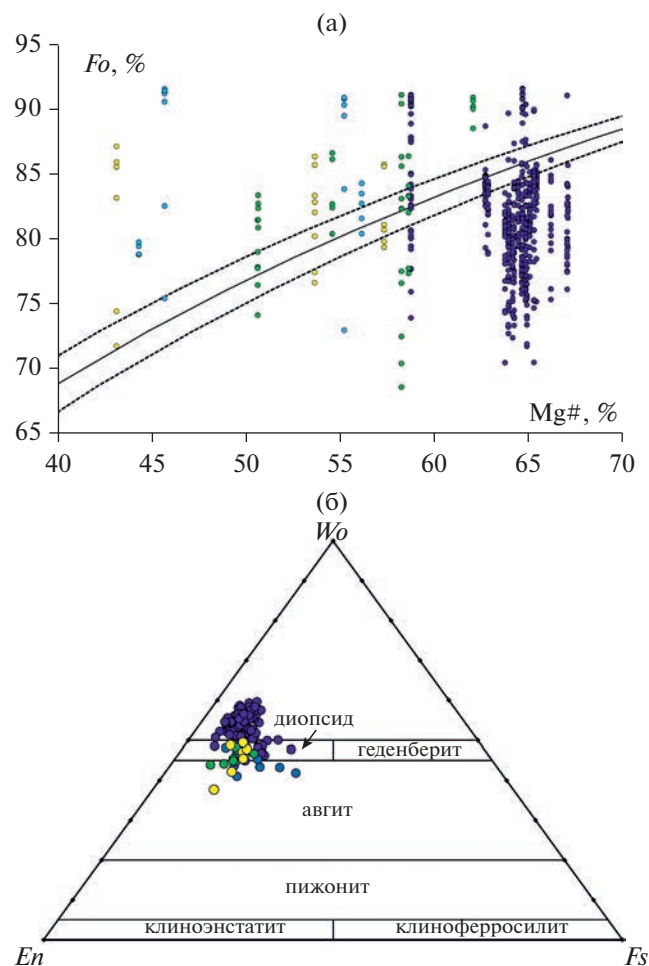


Рис. 8. Составы фенокристаллов из базальтов УВП. (а) — оливинов на диаграмме $Mg\# \times 100 - Fo$ и (б) — клинопироксенов на тройной классификационной диаграмме энстатит–воластонит–ферросилит по (Morimoto et al., 1988). $Mg\#$ — магнезиальный номер базальтов, Fo — доля форстеритового компонента в оливинах из этих пород, черная линия — линия равновесных составов, пунктирные линии — доверительные интервалы, согласно (Rhodes et al., 1979). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

ственного состава пород служат изотопные (Sr, Nd, Pb) данные. Действительно, кора в области лавового плато представлена породами раннего протерозоя и архея, которые контрастно отличаются по изотопным параметрам Sr и Nd от продуктов мантийного плавления (Покровский, 1991; Neymark et al., 1993). Соответственно, процессы контаминации мантийных расплавов литосферным материалом должны были бы существенно повлиять на изотопно-геохимические характеристики щелочных базальтоидов и трахибазальтов. Этого не отмечается, как не отмечается и зависимости изотопного состава этих пород от содержания силикатных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3), ожидаемой при контаминации более кис-

лым материалом коры. Все это указывает на несущественное влияние процессов контаминации на состав базитовых магм УВП. В то же время вклад корового контаминанта отмечается при образовании, по крайней мере, некоторых трахитов, ассоциирующих с базальтами. Они определяют обратную корреляцию между величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵ_{Nd} , а также демонстрируют прямую корреляцию в координатах $1/Sr - ^{87}Sr/^{86}Sr$ и $1/Nd - \epsilon_{Nd}$ в трахитах (рис. 10). Однако, как было показано выше, контаминация не является необходимым механизмом для образования трахитов, о чем свидетельствуют изотопные характеристики по крайней мере одного из изученных образцов трахита, соответствующие составу базальтов.

Особо следует обратить внимание на изотопный состав кислорода в породах УВП, как на показатель участия процессов контаминации в их образовании. Соответствующие исследования были выполнены Б.Г. Покровским (1991) на примере пород плейстоценовой вулканической серии. Было установлено, что породы обеднены тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ от 3.8 до 5.5‰ в базальтах и от 4.6 до 6‰ в трахитах). Такие отклонения составов пород от состава мантийных базальтов ($\delta^{18}O = 5.7 - 6.3$ ‰) Б.Г. Покровский связывал с воздействием на магматические расплавы метеорных вод, что возможно только в условиях верхней коры. Полученные им результаты показали, что важную роль в формировании пород области сыграли процессы дифференциации и контаминации, протекавшие в периферических камерах.

Источники магматизма УВП

Результаты изучения состава минералов из базальтов УВП, включая полученные оценки температуры и давления, показали очевидную связь наблюдаемых составов пород с условиями их формирования. Согласно полученным оценкам, эволюция расплавов для базальтов среднемиоценового этапа протекала на наибольших глубинах. Верхним ограничением для них служит максимальная оценка глубины, полученная по равновесию клинопироксен–расплав — 21.8 кбар. Начиная со среднемиоценового этапа эволюция магматических расплавов сместилась на меньшую глубину с верхним ограничением — 10 кбар.

Особенности вариации химического состава базальтов УВП относительно $P-T$ параметров, рассчитанных на основе составов оливинов и пироксенов из них, позволяют выделить группу пород, характеризующихся наименее дифференцированным составом (рис. 9). На диаграмме в координатах $MgO - (Na_2O + K_2O)$ их составы располагаются в правой части диаграммы — тренд положительной корреляции между величиной MgO и содержанием щелочей. Составы этих пород могут рассмат-

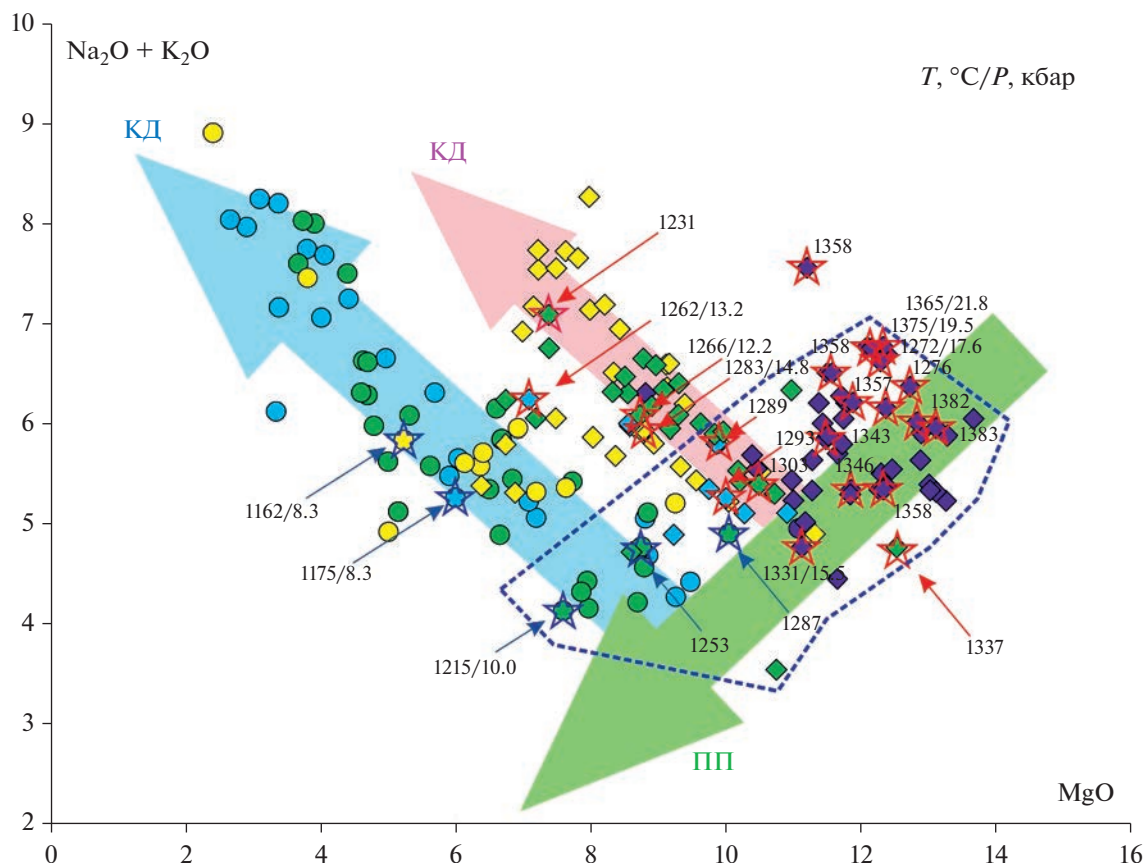


Рис. 9. Диаграмма в координатах $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ с составами базальтов УВП.

Розовая и голубая стрелки отвечают модельным трендам изменения химического состава, обусловленным кристаллизационной дифференциацией (КД) для групп базальтов с низким (<45 мас. %) и высоким (>45 мас. %) содержанием SiO_2 соответственно. Зеленая стрелка иллюстрирует изменение химического состава, обусловленное различной степенью и глубиной парциального плавления (ПП) мантийного субстрата. Звездочки представляют составы образцов, для которых были сделаны оценки температуры и давления кристаллизации по (Putirka, 2008). Красные и синие звездочки – базальты с низким и высоким содержанием SiO_2 соответственно. Цифрами напротив стрелок показаны оценки температуры ($^{\circ}\text{C}$) и давления (кбар) на основе состава оливинов и пироксенов (в числителе температура, в знаменателе давление). Синей пунктирной линией ограничена область составов, наиболее близко отвечающих исходным расплавам. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

риваться как наиболее близкие к составу первичных расплавов.

По своему химизму (низкое содержание SiO_2 , повышенное содержание щелочей и CaO) пикробазальты средне-миоценового этапа наиболее близко отвечают плавлению перидотита, содержащего CO_2 (рис. 11а, 11б). Вместе с тем эти породы на диаграмме в координатах $\ln(\text{SiO}_2/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{TiO}_2])-\text{FCKANTMS}$ (рис. 11в), согласно (Yang et al., 2019), а также на проекции оливин–Са–чермакит–кварц диаграммы CMAS (O’Hara, 1969) (рис. 12) занимают промежуточное положение между полями составов продуктов плавления CO_2 -содержащих перидотитов и кремний-дефицитных пироксенитов, образующихся при высоких давлениях. Базальты более поздних этапов развития УВП по своему химическому составу отвечают более высоким степеням плавления на

меньших глубинах. При этом на петрохимических диаграммах (рис. 11) эти породы попадают в поле продуктов плавления пироксенитов. Согласно методу, предложенному в работе (Sobolev et al., 2007) на основе содержаний MgO и Ni , доля пироксенитового источника в среднемиоценовых базальтах оценена в 0–20%. В базальтах последующих этапов эта доля возрастает до 40% (рис. 13). Рассчитанная доля пироксенитового компонента X_{pxt} в базальтах УВП хорошо коррелирует с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в них, которое отражает различие в химическом составе и минералогии источников плавления. Существенная роль пироксенитового субстрата в формировании базальтовых магм УВП согласуется с представлениями о значительных долях пироксенитового компонента в литосферной мантии Сибирского кратона (Sobolev et al., 2007).

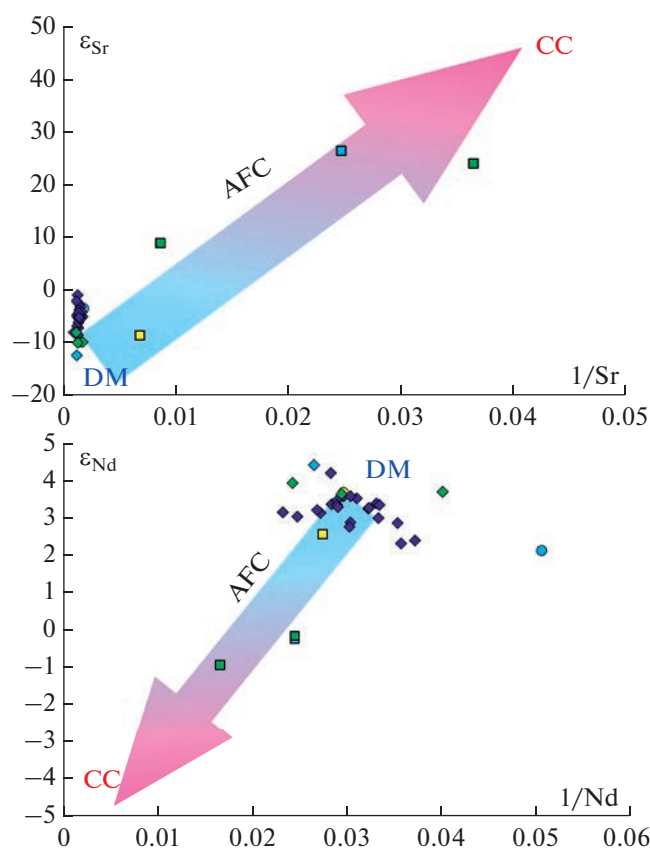


Рис. 10. Диаграммы в координатах $1/\text{Sr}-\epsilon_{\text{Sr}}$ (а) и $1/\text{Nd}-\epsilon_{\text{Nd}}$ (б), иллюстрирующие эффект ассимиляции–фракционной кристаллизации (AFC) на изотопные характеристики Sr и Nd в базальтах УЛП. CC – континентальная кора, DM – деплетированная мантия. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

На диаграмме в координатах $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$ (рис. 14) видно, что пикробазальты среднемиоценового этапа характеризуются наиболее высокими отношениями Sm/Yb по сравнению с вулканиитами последующих этапов. При этом величины отношения La/Sm в базальтах различных возрастных групп варьируют в одном и том же диапазоне. Отмеченные особенности свидетельствуют о большей доле граната в рестите плавления для среднемиоценовых базальтов при соизмеримых степенях плавления с вулканиитами более поздних этапов. В свою очередь, доля граната в рестите плавления может быть обусловлена либо глубиной плавления, либо присутствием CO_2 в исходном субстрате, повышающим область стабильности граната, либо литологией субстрата (перидотит, пироксенит, эклогит). На диаграмму (рис. 14) вынесены модельные тренды, отвечающие различным степеням плавления трех типов субстрата (“сухой” перидотит, перидотит + CO_2 и гранатовый пироксенит) на различных глубинах. Тренды построены на основе термодинамического

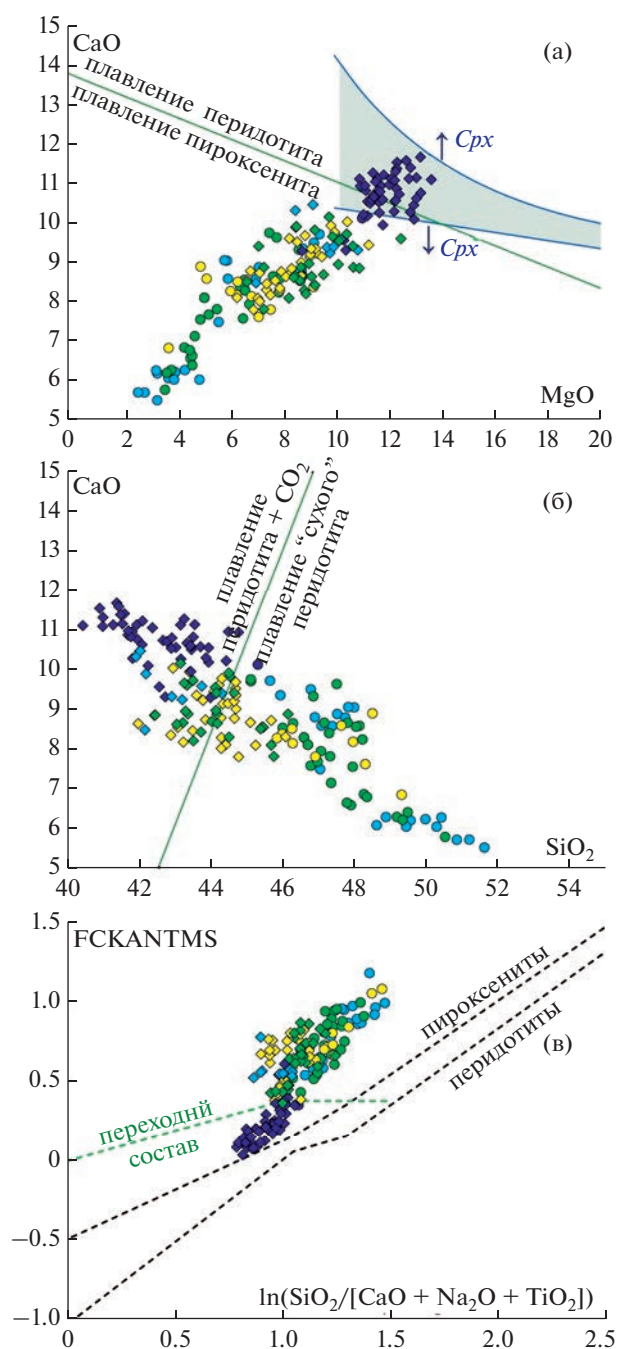


Рис. 11. Диаграммы вариации CaO относительно MgO и SiO_2 с полями составов расплавов, отвечающих плавлению перидотита и пироксенита (а), и полями составов расплавов, отвечающих плавлению CO_2 -содержащего перидотита (б), согласно (Herzberg, Asimow, 2008). Серое поле на диаграмме (а) – область кристаллизационной дифференциации, обусловленной кристаллизацией только оливина. (в) – поля составов продуктов плавления мантийных пироксенитов и перидотитов в координатах $\ln(\text{SiO}_2/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{TiO}_2])$ –FCKANTMS ($\ln(\text{FeO}/\text{CaO}) - 0.08\ln(\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.052\ln(\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}) - 0.036\ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2) - 0.062(\ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2))^3 - 0.64\ln(\ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2))^2 - 1.871\ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2) - 1.473$), согласно (Yang et al., 2019).

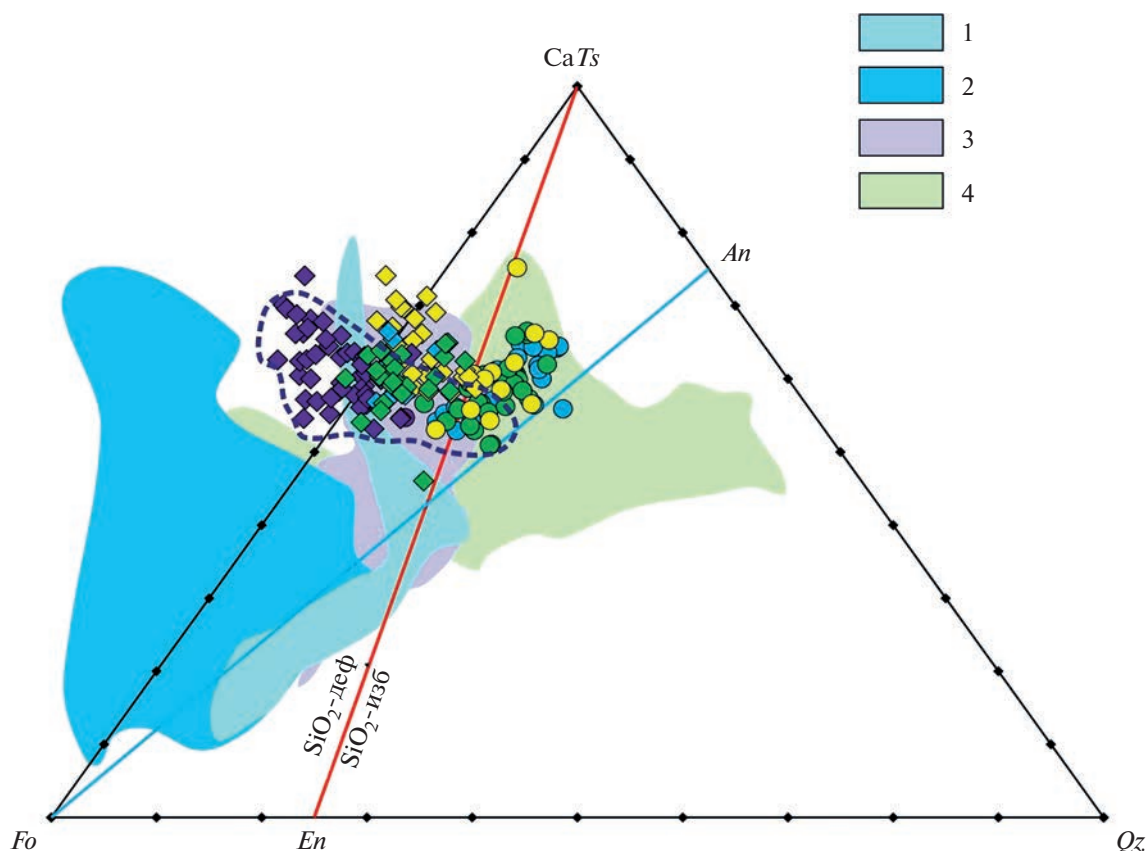


Рис. 12. Проекция форстерит–Са-чермакит–кварц диаграммы CMAS, согласно (O'Hara, 1968).

An – анортит, CaTs – Са-чермакит, En – энстатит, Fo – форстерит, Qz – кварц. Красная линия CaTs–En отделяет поля составов кремний-дефицитных (SiO₂-деф) и кремний-насыщенных (SiO₂-изб) расплавов. 1–4 – поля составов, отвечающих продуктам экспериментального плавления при давлениях >15 кбар: 1 – “сухого” перидотита, 2 – CO₂-содержащего перидотита, 3 – SiO₂-дефицитного пироксенита, 4 – эклогита. Компиляция из (Yang et al., 2019). Синяя пунктирная линия отделяет наименее дифференцированные составы базальтов УВП. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

моделирования плавления перидотитового субстрата в программе AlphaMELTS (Azimow, Smith, 2005). В качестве перидотитового субстрата был выбран состав примитивной мантии, согласно (Palme, O'Neill, 2014), в качестве CO₂-содержащего перидотитового источника был выбран состав примитивной мантии с содержанием CO₂ 1500 мкг/г, что отвечает средним оценкам в перидотитовой мантии внутриплитных обстановок (Voyer et al., 2017). В качестве пироксенитового источника был выбран состав гранатового пироксенита MIX1G (Hirschmann et al., 2003). Состав редкоземельных элементов для трех типов пород был принят одинаковым и отвечающим примитивной мантии. Безусловно, редкоэлементный состав пироксенитов должен отличаться от такового в перидотитовой мантии. Однако выбор исходного состава РЗЭ для пироксенитового источника осложняется тем, что в пироксенитах он не носит такой однородный характер, как это имеет место в мантийных перидотитах. Тем не менее сходство в форме

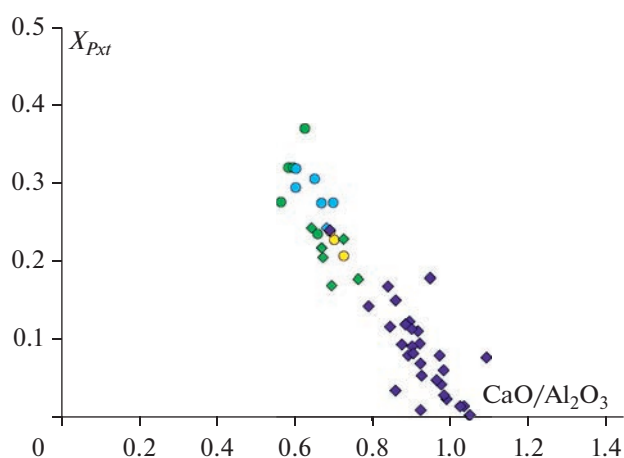


Рис. 13. Диаграмма в координатах CaO/Al₂O₃–Доля пироксенитового компонента X_{Pxt} (от 0 до 1) с данными наименее дифференцированных базальтов УВП. Доля пироксенитового компонента рассчитана на основе содержаний MgO и Ni в базальтах, согласно (Sobolev et al., 2007). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

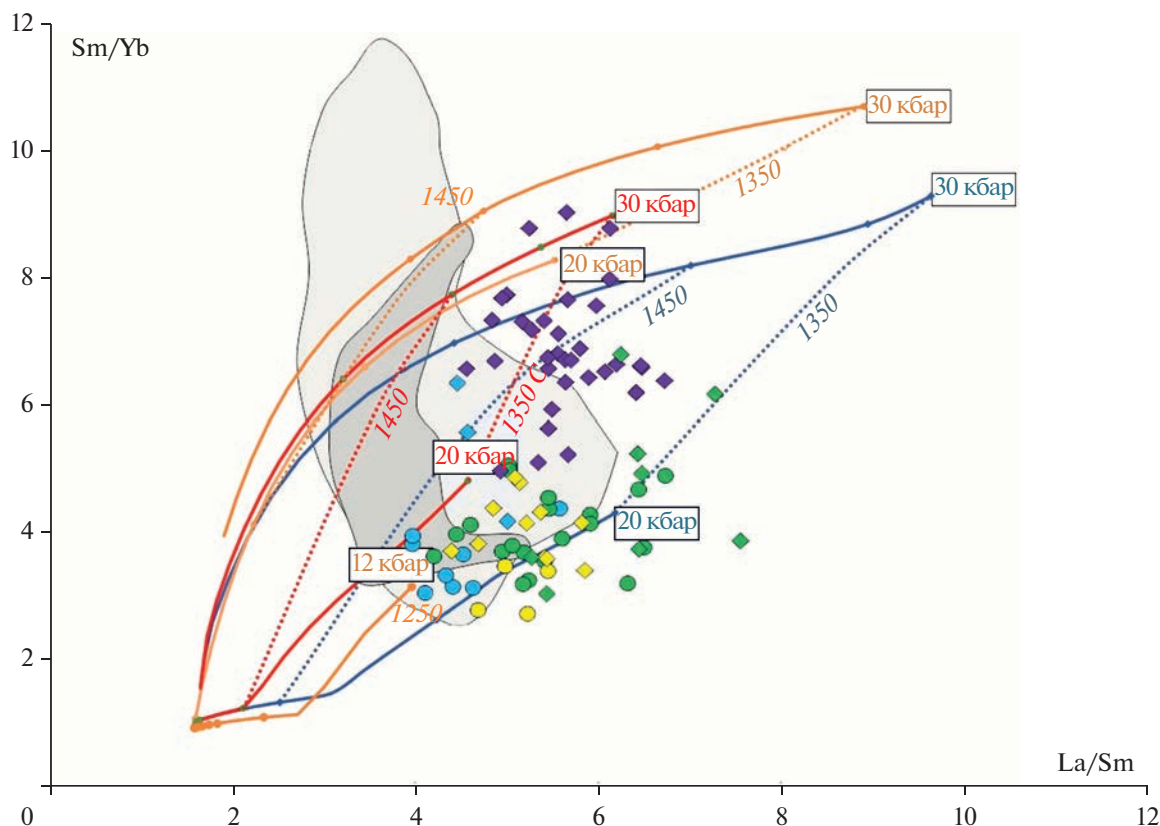


Рис. 14. Диаграмма в координатах La/Sm – Sm/Yb с данными для базальтов УВП с содержанием $MgO > 8$ мас. %. На диаграммы вынесены модельные тренды парциального плавления фертильного перидотита без CO_2 (синие кривые), CO_2 -содержащего (зеленые кривые) и SiO_2 -дефицитного пироксенита (оранжевые кривые). Модельные тренды рассчитаны для различных давлений (12, 20 и 25 кбар) (значения давлений напротив кривых). Пунктирные линии отвечают различным температурам плавления мантийного субстрата (значения температур в градусах Цельсия напротив пунктирных линий). Численное термодинамическое моделирование проводилось в программе AlphaMELTS (Smith, Asimow, 2005). В качестве исходного субстрата плавления перидотита был выбран модельный состав примитивной мантии, согласно (Palme, O'Neill, 2014). Количество CO_2 в CO_2 -содержащем перидотите принято равным 1500 мкг/г, что отвечает средним оценкам в перидотитовой мантии внутриплитных обстановок (Voyer et al., 2017). В качестве исходного субстрата плавления пироксенита был выбран состав MIX1G (Hirschmann et al., 2003). Коэффициенты распределения для редких элементов, используемые в моделировании, взяты из работ (Adam, Green, 2006; Bedard, 2006). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

спектров и содержания РЗЭ в базальтах различного состава, представляющих внутриплитные океанические обстановки (Willbold, Stracke, 2006) и являющихся производными перидотитового и пироксенитового источников, предполагает отсутствие значимых различий в содержании РЗЭ между перидотитами и гранатовыми пироксенитами.

Сопоставление составов базальтов УВП с модельными трендами (рис. 14) наглядно иллюстрирует, что наблюдаемые вариации составов в среднемиоценовых пикробазальтах относительно оси Sm/Yb могут быть обусловлены различной глубиной зарождения расплавов, разным содержанием CO_2 флюида в источнике расплавов, а также различной долей пироксенитового компонента. Особенности состава средне-миоценовых пикробазальтов, как это было рассмотрено выше, предполагают несущественное участие в их образова-

нии пироксенитового источника. Вместе с тем эти же особенности указывают на значимую роль в их формировании CO_2 -содержащего перидотита. Модельные тренды для “сухого” и CO_2 -содержащего перидотита, приведенные на диаграмме La/Sm – Sm/Yb (рис. 14), указывают на то, что плавление перидотитового субстрата при сходных P - T параметрах с различным содержанием CO_2 должно приводить к дисперсии отношения La/Sm и, в меньшей степени, отношения Sm/Yb . Следовательно, наблюдаемая дисперсия величины Sm/Yb в среднемиоценовых пикробазальтах, а также вариации их химического состава обусловлены различной глубиной зарождения их расплавов. Глубина зарождения расплавов, согласно модельным оценкам, отвечала давлениям не менее 30 кбар.

Базальты последующих этапов формирования УВП характеризуются более низкими значениями величины Sm/Yb (рис. 14). На диаграмме в координатах $La/Sm-Sm/Yb$ их составы находятся вблизи модельного тренда, отвечающего плавлению пироксенитового субстрата при давлении 12 кбар и температуре 1250°C (рис. 14), что указывает на существенную роль последнего в их образовании.

На диаграмме CMAF (рис. 12) составы базальтов поздне-миоценового–плейстоценового этапов развития УВП тяготеют к линии Са–чермакит–энстатит, определяющую границу области стабильности граната для перидотитового и пироксенитового субстрата (O'Naga, 1968) и отвечающую, соответственно, малым глубинам плавления. Следует отметить, что малая степень вариации значений отношения Sm/Yb в первичных расплавах для позднемиоценовых–плейстоценовых базальтов может быть связана не столько с одноуровневым плавлением, сколько с эффектом сегрегации разноуровневых расплавов в единой магматической камере.

Таким образом, особенности химического состава и состава редких элементов в базальтах УВП указывают на то, что среднемиоценовые расплавы формировались за счет плавления CO_2 -содержащего перидотита в нижних частях или в основании литосферы. Образовавшиеся расплавы при этом выводились на поверхность без существенной сегрегации и кристаллизационной дифференциации. Начиная с позднемиоценового этапа, область плавления переместилась на более высокий уровень. При этом в формировании расплавов возросла роль пироксенитового источника (20–40% пироксенита). В качестве пироксенитового источника могли выступать пироксенитовые жилы, развитые в пределах литосферной мантии региона, на что указывают многочисленные находки пироксенитов в пределах Витимской и Удоканской вулканических областей (Литасов и др., 1999; Ashchepkov et al., 2011). С позднемиоценового этапа развития УВП в пределах литосферы началось формирование магматических камер, в которых происходила сегрегация разноглубинных расплавов и их дальнейшая кристаллизационная дифференциация. При этом глубины зарождения расплавов, согласно модельным оценкам на основе соотношений редкоземельных элементов (рис. 14), могли достигать 100 и более км (>30 кбар) для базальтов среднемиоценового этапа и порядка 40 км (<15 кбар) для пород последующих этапов. Особенности химического состава вулканитов, вместе с $P-T$ оценками по минералам из них, указывают на то, что кристаллизационная дифференциация расплавов в ходе формирования УВП протекала на двух уровнях. На более глубинном уровне (12.2–15.5 кбар) происходила кристаллизационная дифференциация расплавов

пород малого эволюционного тренда. На менее глубинном уровне (8.3–10 кбар) происходило формирование расплавов, сформировавших породы главного эволюционного тренда.

Изотопные составы магматических пород УВП на графике $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ смещены относительно состава деплетированной мантии и прослеживаются вдоль тренда, продолжение которого, как было показано выше, задается составами трахитов, сформированными при участии корового компонента. Этот тренд укладывается в поле изотопных составов базальтов позднекайнозойской вулканической провинции Востока Азии (рис. 6). Конфигурация этого поля предполагает участие в формировании изотопных составов пород провинции трех компонентов: А – отвечающего умеренно деплетированной мантии (близкого к PREMA), Б – обогащенного радиогенным стронцием (EMI) и В – обедненного радиогенным неодимом (EMI). Компоненты Б и В соответствуют различным литосферным источникам, участвующим в магнообразовании, их изотопные составы Sr и Nd, как правило, зависят от возраста литосферного блока (Hunt et al., 2012; Perepelov et al., 2021). Мантийный компонент А является общим для всех вулканических областей позднекайнозойской вулканической провинции Центральной Азии и, очевидно, не зависит от того, в пределах каких литосферных блоков они формировались. Это указывает на его независимое от литосферы (сублитосферное) происхождение. Базиты УВП преимущественно соответствуют этому компоненту, что указывает на явное доминирование подлитосферной мантии с характеристиками OIB-типа в их образовании. С этим выводом хорошо согласуется положение составов пород УВП на диаграммах $La/Th-Nb/Th$ и $Nb/Yb-Th/Yb$ (рис. 15), на которых они отвечают мантийной последовательности вокруг состава OIB.

Важную характеристику источника магм УВП несут данные по изотопному составу свинца (рис. 7). Совместно с составами базальтов других областей позднекайнозойской провинции, породы УВП образуют компактную группу в пределах поля составов базальтов океанических островов. Положение Удоканских лав на графике определяется участком пересечения трендов вариации составов свинца в породах Южно-Байкальской (Perepelov et al., 2021) и Южно-Хангайской (Hunt et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2015) вулканических областей, отвечая тем самым общему мантийному источнику магм, участвовавшему в образовании вулканической провинции.

Таким образом, изотопные характеристики базальтов УВП находятся в наилучшем соответствии с составом мантийного источника, общего для базальтов различных областей позднекайнозойской вулканической провинции Центральной

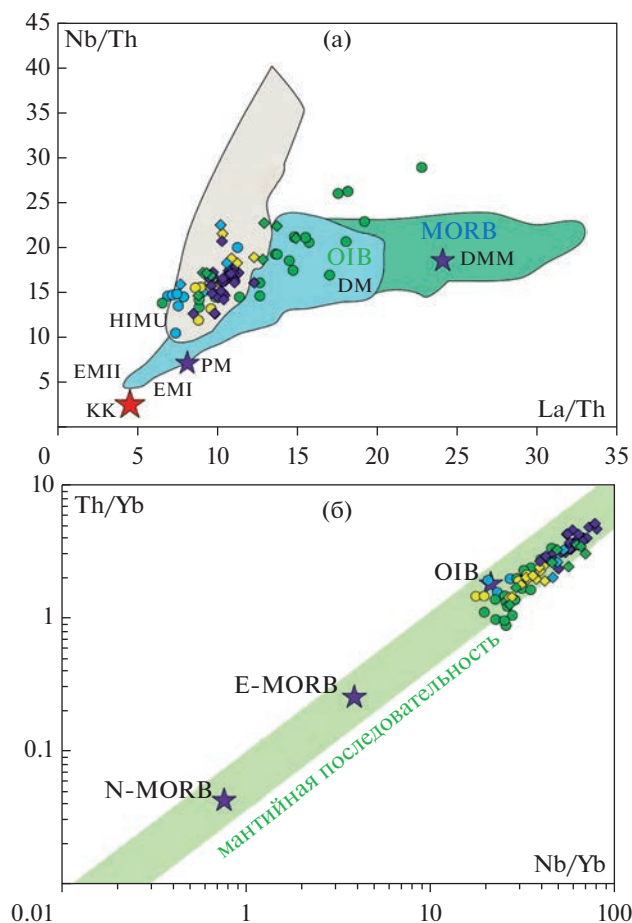


Рис. 15. Диаграммы в координатах La/Th–Nb/Th (а) и Nb/Yb–Th/Yb (б) с данными для базальтов УВП. КК – средний состав континентальной коры, согласно (Rudnick, Gao, 2003). Параметры мантийных источников, согласно (Hoffmann, 2014): DM – деплетированная мантия, EMI, EMII – обогащенная мантия I и II типов соответственно, HIMU – мантийный источник с высоким отношением U/Pb. PM – состав примитивной мантии, согласно (Palme, O'Neill, 2014); DMM – состав деплетированной MORB-мантии, согласно (Workman, Hart, 2005). Тренд мантийной последовательности, средние составы E-MORB, N-MORB и OIB на рис. (б), согласно (Pearce, 2008). Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 6.

Азии. Его параметры можно оценить следующими значениями: $\epsilon_{\text{Sr}} = -8 \pm 3$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70506$), $\epsilon_{\text{Nd}} = 2.5 \pm 1.5$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.9–18.2$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.46–15.5$. Подобные характеристики отличают этот источник от состава деплетированной мантии. По геохимическим параметрам (рис. 15а) он также выделяется как общий компонент, участвовавший в магматизме провинции и близкий по составу к примитивной мантии. Среди пород УВП ему в наибольшей степени отвечают основные породы среднего и позднего миоцена. Базиты плиоцена и плейстоцена демонстрируют разброс составов с трендом от поля примитивной

мантии в область повышенных отношений La/Th и Nb/Th, отвечающих параметрам деплетированной мантии.

Вывод о том, что в образовании пород УВП ведущую роль сыграла примитивная мантия, сталкивается с определенными трудностями при объяснении ряда геохимических особенностей базальтов УВП. Последние характеризуются повышенными содержаниями K, Sr и Ba, которые не содержатся в минералах мантийного перидотита (гранате, клинопироксене и оливине). Однако они могут содержаться в амфиболе и флогопите, которые образуются в метасоматизированной литосферной мантии. На рис. 16 приведены диаграммы вариаций несовместимых элементов относительно Nb в наиболее примитивных по составу базальтах УВП. Явно выраженная обратная корреляция для отношений Sr/Nb, Zr/Nb относительно концентрации Nb может быть обусловлена буферным эффектом амфибола в источнике плавления, для которого коэффициент распределения для Sr и Zr является выше, чем для Nb (Bedard, 2006). Аналогично, обратная корреляция между величиной Ba/Nb и содержанием Nb объясняется буферным эффектом для флогопита (Bedard, 2006), а обратная корреляция между величиной Y/Nb и содержанием Nb – буферным эффектом граната (Bedard, 2006). На проявление метасоматических процессов в мантии УВП указывает керсутит, зафиксированный в составе мегакристовой ассоциации, вынесенной лавами на поверхность (Расказов, Чувашова, 2018; Литасов и др., 2006). Это позволяет предполагать участие такой мантии в образовании исходных магм УВП.

Метасоматоз мантии обычно связывается с инфильтрацией флюидов или расплавов (O'Reilly, Griffin, 2013). Как правило, обогащение литосферной мантии водой происходит в результате субдукционных процессов. Формирующиеся при этом флюиды бедны Nb и Ta (McCulloch, Gamble, 1991), поэтому продукты субдукционного магматизма обеднены ими. Удоканские лавы обогащены Nb и Ta, и это исключает участие субдукционных флюидов в метасоматозе литосферной мантии вулканической области. Скорее всего, соответствующие процессы протекали при инфильтрации продуктов плавления астеносферной мантии, порожденных плюмами и выделяющих летучие по мере подъема через литосферу (McKenzie, 1989; Ionov, 2002; Pilet et al., 2008). Это могло приводить либо к рефertilизации деплетированной литосферной мантии, либо к формированию жил, обогащенных несовместимыми элементами, а также легкими РЗЭ, которые в дальнейшем могли вовлекаться в плавление (Литасов и др., 1999; Ashchepkov et al., 2011; Ionov et al., 2005). Учитывая, что вклад этого компонента не вызвал изменений в изотопном составе магм, следует полагать, что метасоматоз непосредственно предшествовал или

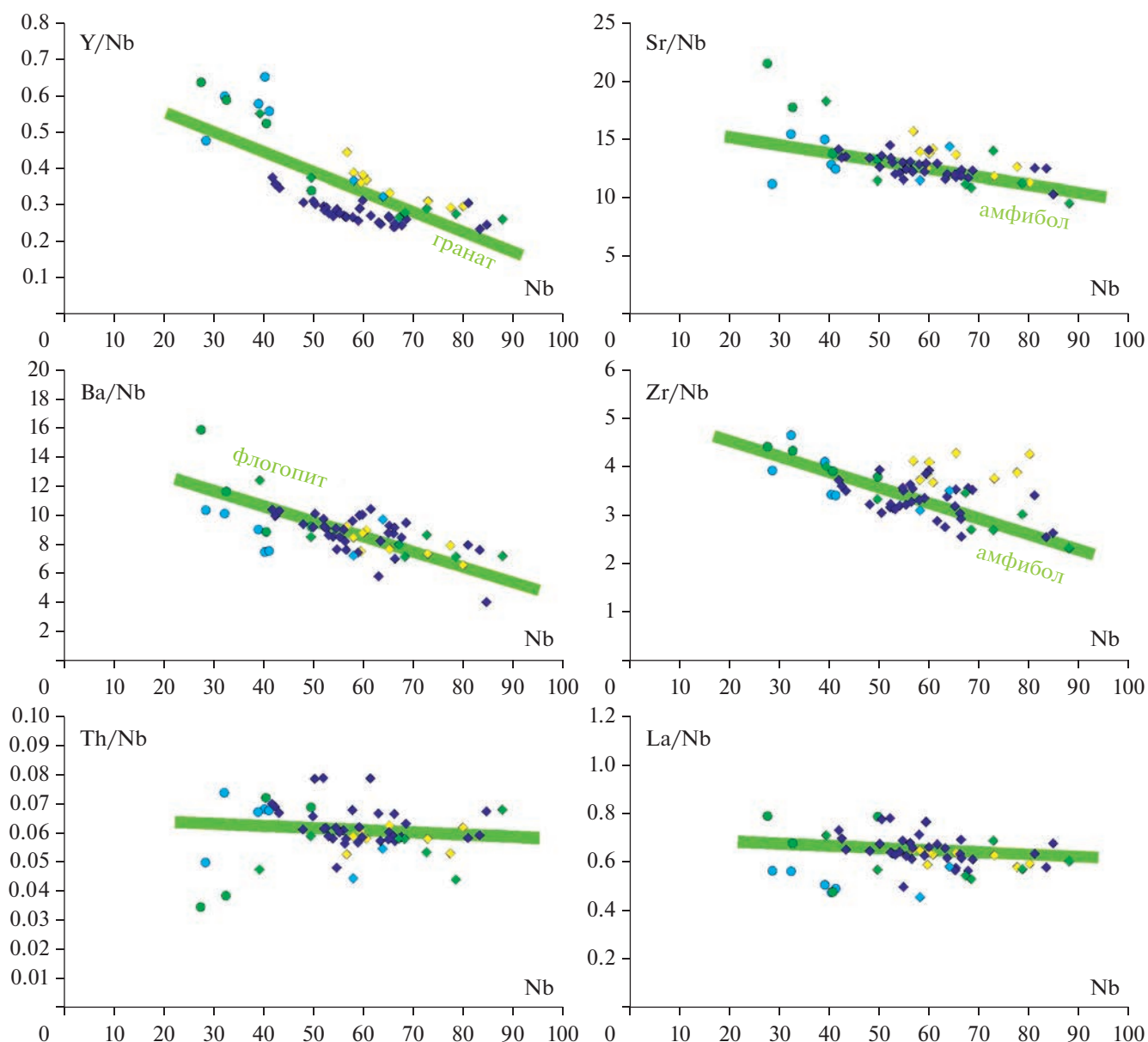


Рис. 16. Диаграммы вариации отношений высоконесовместимых элементов относительно Nb в наименее дифференцированных базальтах УВП.

протекал одновременно с внедрением мантийных расплавов.

Отсутствие заметной вариации в изотопных составах Sr, Nd и Pb в базальтах УВП в отличие от базальтов Южно-Хангайской (ЮХВО) и Южно-Байкальской (ЮБВО) вулканических областей также может объясняться меньшей долей экологитового компонента, участвовавшего в формировании исходных расплавов УВП. Химизм базальтов ЮХВО и ЮБВО отличается преобладанием в ассоциации вулканических комплексов трахиандезибазальтов, тогда как в базитовой ассоциации УВП существенную долю составляют базаниты и

трахибазальты. Большую долю сиалической составляющей в базальтах ЮХВО и ЮБВО можно объяснить более значительным участием экологитового источника в их образовании. С этим согласуется и большая степень дисперсии изотопных составов Sr, Nd и Pb в базальтах этих областей. Малая доля экологитового материала, которая могла присутствовать или привносится в область формирования базальтовых расплавов УВП, практически полностью вовлекалась через плавление в метасоматическую реакцию с перидотитовой мантией, формируя кремний-дефицитный гранатовый перидотит. При этом различия в изотопных составах Sr, Nd и Pb между мантией и рециклированным

эклогитом снижались в ходе метасоматического взаимодействия. В итоге продукты метасоматоза вовлекались в плавление, влияя тем самым на геохимические характеристики расплавов, но, существенно не нарушая их изотопного состава.

*Геодинамическая обстановка
позднекайнозойского вулканизма УВП*

Вопрос о природе позднекайнозойского магматизма в пределах Восточной и Центральной Азии служит предметом дискуссий. Прежде всего, возникает вопрос об источнике тепла, который обеспечивал мантийное плавление. Предлагаются разные модели, предусматривающие появление такого источника в основании вулканических областей провинции — деламинация нижней части литосферы и подъем астеносферы к основанию коры (Barry et al., 2003; Cunningham, 2005), влияние мантийной конвекции, мантийные плюмы типа “finger-plume” (Ярмолук и др., 2011; Зорин, Турутанов, 2004, 2005; Добрецов и др., 2019). Участие мантийных плюмов подтверждается геофизическими данными, выявившими в основании вулканических областей подъема астеносферной мантии до глубин менее 50 км (Зорин и др., 2006). Показано, что этим выступам астеносферы соответствуют узкие низкоскоростные аномалии, которые прослеживаются до основания верхней мантии и в более глубокие горизонты мантии (Мордвинова и др., 2016; Chen et al., 2015). Показано также, что отдельные мантийные плюмы позднекайнозойской вулканической провинции объединены общим горячим полем мантии, которое выделяется в гравитационных полях поднятием подошвы литосферы до глубин менее 100 км (Зорин, Турутанов, 2004; Диденко и др., 2010). Предлагаются разные объяснения появления подобных плюмов в основании региона в позднем кайнозое. Согласно моделям Д. Жао (Zhao, 2009), Ю.А. Зорина (Зорин и др., 2006) и Л.И. Лобковского (Лобковский и др., 2021), мантийные плюмы возникают в результате плавления стагнированных фрагментов субдупцированных слэбов, глубоко проникших под восточную окраину Азиатского континента (Togtokh et al., 2019). Другое объяснение образования позднекайнозойских вулканических областей в Центральной Азии связывается с реакцией астеносферы и метасоматизированной литосферной мантии региона на столкновение Индии и Евразии (Wang et al., 2016). Предполагается, что в результате его мантия литосферы Азии была раздроблена на ряд микроплит, вращение которых способствовало процессам мантийного апвеллинга и декомпрессионного плавления в основании вулканических областей (Perepelov et al., 2020).

Эти модели сталкиваются с рядом трудностей, не позволяющих распространить их на все вулкани-

ческие области Центральной Азии. Так, стагнированные слэбы не прослеживаются под Азиатским континентом далее проекции на переходный слой мантии западной границы Великой Китайской равнины (Zhao, 2009), и поэтому они не могли повлиять на образование вулканических областей западной части вулканической провинции, удаленных от этой границы вглубь континента более чем на 2000 км. С другой точки зрения, проявления внутриплитной вулканической активности в ЮБВО, ЗЗВО и ВМО происходили в палеоцене и олигоцене до того, как возникла Индо-Азиатская коллизия (Ярмолук, Иванов, 2000; Ярмолук и др., 2007).

Имеются серьезные основания считать, что вулканические области западной части вулканической провинции были связаны с мантийными плюмами глубокого заложения, уходящими корнями в нижнюю мантию. Действительно, в основании этих областей выявлены гравитационные и сейсмические аномалии (Ярмолук и др., 2011; Зорин, Турутанов, 2004, 2005; Добрецов и др., 2019), которые связываются с мантийными струями (Chen et al., 2015), восходящими от границы верхней и нижней мантии, а изотопный состав Sr, Nd и Pb и геохимические особенности пород вулканических областей свидетельствует об общем для их исходных магм мантийном источнике

В соответствии с изотопными и геохимическими данными основные породы Удоканской вулканической области в наибольшей степени соответствуют глубинному мантийному источнику. Эти данные позволяют предложить следующую модель развития области. Мантийный плюм, зафиксированный в основании УВП аномалиями гравитационного поля (Зорин, Турутанов, 2004, 2005; Диденко и др., 2010; Добрецов и др., 2019), появился в мантии региона около 15 млн лет назад. Его первичный подъем, скорее всего, ограничивался достаточно большими глубинами (>75 км) и невысокими степенями плавления (1–2%) преимущественно CO₂-содержащего перидотита. В плавление также были вовлечены фрагменты литосферной мантии, представленные кремний-дефицитным пироксенитом, метасоматизированные под влиянием плюма. Продуктами этого плавления стали обогащенные K и Ba пикробазальты и низкокремнеземистые базаниты, которые дифференцировали в узком диапазоне составов.

Следующий импульс магматизма пришелся на конец миоцена и, очевидно, сопровождался последовательным подъемом плюма на более высокие уровни мантии. Примерно на тех же глубинах, что и в среднем миоцене, произошло его начальное плавление низких степеней. При этом происходило увеличение доли пироксенитового компонента в источнике плавления. Более масштабное плавление протекало на меньших глуби-

нах (<60 км) и сопровождалось образованием достаточно больших объемов расплавов, которые послужили основой для образования дифференцированной базанит → трахибазальт → трахиандезит → трахитовой серии пород вулканического чехла. По близкому сценарию, очевидно, протекали плиоценовая и плейстоценовая вспышки активности. При этом глубокая дифференциация расплавов, вероятнее всего, протекала в периферических камерах на более высоких уровнях коры в области стабильности плагиоклаза, на что указывает резкий Sr-минимум и слабый Eu-минимум на спектрах редких элементов трахитов. К такому же выводу приводят данные об облегченном изотопном составе кислорода в лавах (Покровский, 1991), формирование которого связывается с воздействием на расплавы метеорных вод, что возможно только в условиях верхней коры. В подобных периферических камерах протекала глубокая дифференциация магм вплоть до щелочно-трахитовых составов. Ей способствовали не только высокая щелочность расплавов, но и их высокая флюидонасыщенность, проявившаяся в высокой эксплозивной активности вулканизма (Ступак и др., 2012; Покровский, 1991).

Определенную роль в эволюции расплавов вулканической области на этих этапах сыграли также процессы контаминации, на что указывают отклонения изотопного (Sr, Nd) состава трахитов от состава одновозрастных с ними базальтоидов. В целом вклад корового компонента был несущественным и, с учетом изотопного состава пород фундамента ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.720$, $\epsilon_{\text{Nd}} < -15$), составлял, согласно оценкам, сделанным в работе (Покровский, 1991), <2–4%. Нарушение изотопного состава Sr и Nd в трахитах, вероятно, было свойственно порциям расплавов, которые ассимилировали коровые ксенолиты, захваченные при извержениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вулканические породы УВП характеризуются повышенной щелочностью и петрохимической вариативностью. Диапазон составов пород варьирует от щелочных пикробазальтов и базанитов до щелочных трахитов. Фоидитовые пикробазальты формировались из расплавов низких степеней плавления, возникших в условиях повышенных давлений и температур (12.2–15.5 кбар и 1262–1337°C, соответственно). Базальтовые расплавы образовались на меньших глубинах и при меньших температурах (8.3–10.0 кбар и 1162–1253°C, соответственно). Дифференциация этих расплавов до трахитовых составов, по-видимому, протекала в периферических магматических камерах при незначительном участии коровой контаминации.

2. Геохимические характеристики основных пород УВП сближают их с базальтами ОВБ-типа. Близки они и по изотопному составу Sr, Nd, Pb, отвечая параметрам умеренно деплетированной мантии мантийных плюмов. Соответствующий мантийный компонент присутствует в составе источников других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной Азии, что указывает на его ведущее участие в магматизме провинции.

3. В отличие от базальтов ОВБ-типа, магматические породы УВП обогащены Ba, K и Sr, хотя и не несут геологических, петрологических и/или изотопных свидетельств участия субдукционных процессов в их образовании. Предполагается, что эти элементы заимствовались из метасоматически измененной литосферной мантии, содержащей флогопит и амфиболы. Метасоматоз, по-видимому, протекал на фронте поднимавшейся магматической колоны и поэтому связанные с ним изменения состава вмещающей среды не отразились на изотопном составе пород.

4. Формирование УВП было связано с мантийным плюмом, действовавшим на литосферу краевой части Сибирского кратона. По-видимому, особенности региональной литосферы, более холодной, чем литосфера складчатых структур Центрально-Азиатского орогенного пояса, стали причиной меньшего участия литосферного материала в магматизме области. Это позволило глубинному мантийному источнику, инициировавшему образование Центрально-Азиатской позднекайнозойской вулканической провинции, проявиться в пределах УВП в менее измененном виде, чем в других вулканических областях провинции.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.А. Воронцову и А.Б. Перелову, конструктивные замечания которых способствовали более четкому изложению ряда позиций настоящей работы.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 22-17-00033).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К. и др. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 1. С. 62–92.
- Грачев А. Ф. Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*. 1998. № 3. С. 3–28.
- Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н. Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их от-

- ражение в гравитационных полях // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 301–317.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1248–1258.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1060–1074.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 164 с.
- Литасов К.Д., Добрецов Н.Л., Соболев А.В. Свидетельства реакционного просачивания расплава в верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского и Удоканского вулканических полей Забайкалья // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 4. С. 525–529.
- Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Иванов А.В. и др. Удоканское вулканическое поле: строение верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов в позднекайнозойских базальтоидах // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 132–152.
- Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мелкайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3.
<https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0533>
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В. и др. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа–Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеизмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 85–103.
- Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. В 8 томах. Пред. ред. кол. Н.П. Лавров. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. 280 с.
- Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 198 с.
- Покровский Б.Г. Изотопные характеристики щелочных эффузивов Удоканского хребта // Геохимия. 1991. № 7. С. 995–1003.
- Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука СО, 1985. 142 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансформация на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: “ГЕО”, 2018. 374 с.
- Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 115–136.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: “ГЕО”, 2012. 351 с.
- Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука, 1987. 169 с.
- Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. Этапы и ареалы позднекайнозойского вулканизма хребта Удокан (Забайкалье) по данным геохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 35–45.
- Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. Структурно-вещественные комплексы позднекайнозойского Удоканского лавового плато: закономерности распределения и ассоциации пород // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 46–58.
- Ярмолук В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутрплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой–раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
- Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341–362.
- Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 14–37.
- Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet/hercynite and hydrous basaltic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152 P. 1–17.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatised lithospheric mantle sources // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 55–91.
- Be'dard J.H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 1188–1214.
- Carlson R.W., Ionov D.A. Compositional characteristics of the MORB mantle and bulk silicate earth based on spinel peridotites from the Tariat Region, Mongolia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2019. V. 257. P. 206–223.
- Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J. Mantle-driven uplift of Hangai Dome: New seismic constraints from adjoint tomography // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. № 17. P. 6967–6974.
- Cunningham D. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 436–444.

- DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 3. Iss. 12. P. 743–746.
- Hart S.R.* A large-scale isotope anomaly in the southern hemispheremantle // *Nature*. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Herzberg C., Asimow P.D.* Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q09001.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002057>
- Hirschmann M.M., Kogiso T., Baker M.B., Stolper E.M.* Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite // *Geology*. 2003. V. 31. № 6. P. 481–484.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al.* The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 489–518.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W. et al.* Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: Geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // *J. Petrol.* 2012. V. 53. P. 1913–1942.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M.* Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 33–45.
- Ionov D.* Mantle structure and rifting processes in the Baikal-Mongolia region: Geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 41–60.
- Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N.* Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 753–785.
- Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E.* The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // *Chemical Geol.* 2005. V. 217. P. 1–75.
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N. et al.* Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal Rift Zone // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 7. P. 1309–1344.
- Le Voyer M., Kelley K.A., Cottrell E., Hauri E.H.* Heterogeneity in mantle carbon content from CO_2 -undersaturated basalts // *Nature*. 2017. P. 1–8.
- McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 102. P. 358–374.
- McKenzie D.* Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 95. P. 53–72.
- McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science*. 1978. V. 200. P. 1003–1011.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // *Mineral. Mag.* 1988. V. 52. P. 535–550.
- Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al.* Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): Geochemical and isotopic study // *Precamb. Res.* 1993. V. 62. Iss. 4. P. 453–472.
- O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // *Earth-Sci. Rev.* 1968. V. 4. P. 69–133.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Mantle Metasomatism // *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock SE-8*. Eds. D.E. Harlov, A. Håkon. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 471–533.
- Palme H., O'Neill H.S.C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on Geochemistry*. 2-nd ed. 2014. V. 3. P. 1–39.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1>
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S. et al.* Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul volcanic centers in Northern Mongolia: Mineralogy, geochemistry, and magma sources // *Minerals*. 2020. V. 10. № 7.
<https://doi.org/10.3390/min10070612>
- Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M.* Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*. 2008. V. 320. P. 916–919.
- Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Rhodes J.M., Dungan M.A., Blanchard D.P., Long P.E.* Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the mid-Atlantic ridge // *Tectonophysics*. 1979. V. 55. P. 5–61.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Ed. R.L. Rudnick. *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Oxford. 2003. V. 3. P. 1–64.
- Smith P.M., Asimow P.* Adibat-1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. P. 1525–2027.
<https://doi.org/10.1029/2004GC000816>
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. P. 412–417.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London. 1989. Special Publ. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell, 1985. V. 312.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F. et al.* Major, trace element, and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geol. J.* 2019. V. 54. P. 3660–3680.
- Wang C., Liu Y., Min N. et al.* Paleo-Asian oceanic subduction-related modification of the lithospheric mantle under the North China Craton: Evidence from peridotite xenoliths in the Datong basalts // *Lithos*. 2016. V. 261. P. 109–127.
- Wang E.C.* Timing of the initial collision between the Indian and Asian continents // *Sci. China Earth Sci.* 2017. V. 60. P. 626–634.
- Willbold M., Stracke A.* Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and

upper and lower continental crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. Q04004.
<https://doi.org/10.1029/2005GC001005>

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72

Yang G., Li Y., Safonova I. et al. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: Implications for a supra-subduction system // *Int. Geol. Rev.* 2014. V. 56. P. 823–844.

Yang Z.F., Li J., Jiang Q.B. et al. Using major element logratios to recognize compositional patterns of basalt: Implications for source lithological and compositional heterogeneities // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2019. V. 124. P. 3458–3490.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. et al. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central

Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 111. P. 604–623.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.008>

Zhang Y., Yuan C., Sun M. et al. Recycled oceanic crust in the form of pyroxenite contributing to the Cenozoic continental basalts in Central Asia: New perspectives from olivine chemistry and whole-rock B–Mo isotopes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. P. 1–22.

Zhao D. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 297–323.

Zhao D., Lei J., Tang R. Origin of the Changbai intra-plate volcanism in Northeast China: Evidence from seismic tomography // *Chinese Sci. Bull.* 2004. V. 49. № 13. P. 1401–1408.

Conditions of Rock Formation and Magma Sources of the Late Cenozoic Udokan Volcanic Plateau

V. V. Yarmolyuk¹, V. M. Savatenkov², A. M. Kozlovsky¹,
 F. M. Stupak¹, M. V. Kuznetsov², and L. V. Shpakovich²

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

² *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia*

The Udokan volcanic plateau (UVP), like other areas of the Late Cenozoic volcanic province of Central Asia, formed in the interval from the Middle Miocene to the Pleistocene. Its products have high alkalinity and vary in composition from alkaline picobasalts and basanites to alkaline trachytes. Compositional changes were controlled by two differentiation trends, which corresponded to different conditions of the original magmas generation. Rocks with low SiO₂ contents (<45 wt. %) were formed from melts of low melting degrees that arose under conditions of elevated pressures and temperatures. Formation of rocks corresponding to the composition range 45–61 wt. % SiO₂ was associated with the differentiation of basalt melts, which arose at shallower depths and at lower temperatures. The geochemical characteristics of the UVP basaltoids make them similar to OIB-type basalts. They are also close in Sr, Nd, and Pb isotopic composition, corresponding to the parameters of a moderately depleted mantle, which is close to the composition of oceanic basalt sources corresponding to the mantle of deep mantle plumes. The corresponding mantle component is present in the sources of other volcanic regions of the Late Cenozoic intraplate volcanic province of Central Asia, which indicates the involvement of the lower mantle plume in the formation of these regions.

Keywords: Udokan volcanic plateau, Cenozoic, basalts, geochemistry, Sr-Nd-Pb isotopes

УДК 552.1+552.16

СТАВРОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАБАЗИТЫ: *P-T*-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ В НИХ КАК КРИТЕРИЙ ПОЯВЛЕНИЯ СТАВРОЛИТА

© 2023 г. Е. Б. Борисова^{a, b, *}, Ш. К. Балтыбаев^{a, b, **}, Дж. Коннолли^c

^a Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^b Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

^c Earth Sciences Department, ETH, Zurich, Switzerland

*e-mail: jenyaborisova98@gmail.com

**e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2022 г.

После доработки 12.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Помимо широко распространенного железо-магнезиального ставролита, характерного для средне-температурных высокоглиноземистых метapelитов, существует ряд находок магнезиального ставролита в метаморфизованных породах основного состава — metabazитах. На основе термодинамического моделирования и анализа закономерностей минералообразования выявлены наиболее значимые факторы, влияющие на образования ставролита в metabazитах. Для образования ставролита в metabazитах, в отличие от ставролита в низко- и среднебарических метapelитах, необходимы средне- и высокobarические условия метаморфизма. Увеличение доли углекислоты в составе водно-углекислотного флюида практически не влияет на *St*-образующие минеральные реакции, но приводит к их смещению в область более низких температур и повышенных давлений. Критическими петрогенными компонентами породы для образования магнезиального ставролита являются Al, Fe, Mg, Ca, содержания и соотношения которых в первую очередь определяют стабильность ставролита в metabazитах. Для понимания закономерностей минералообразования целесообразно разделить metabazиты на подгруппы преимущественно магнезиальных, железо-магнезиальных и железистых протолитов. Исходя из этого деления, предложено три петрохимических модуля в виде соотношения порообразующих компонентов: MgO/CaO , CaO/FM , Al_2O_3/FM , ориентируясь на которые можно прогнозировать появление ставролита в породе основного состава при достижении соответствующих *P-T* условий метаморфизма.

Ключевые слова: ставролит, петрохимический модуль, метаморфизм, минеральный парагенезис, термодинамическое моделирование, флюид, metabазит

DOI: 10.31857/S086959032301003X, **EDN:** BAAPSY

ВВЕДЕНИЕ

Применение петрохимических модулей Al_2O_3/SiO_2 , CaO/FM ¹, K_2O/FM , Na_2O/FM в виде соотношения главных компонентов породы позволяет определить потенциальную возможность образования железо-магнезиального ставролита в метapelитах в заданном интервале температур и давлений (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Наряду с широко распространенным железо-магнезиальным ставролитом, характерным для среднетемпературных высокоглиноземистых метapelитов, существует ряд находок магнезиального ставролита в метаморфизованных породах основного состава — metabazитах (Ríos et al., 2014

и ссылки в ней). Metabazиты амфиболитовой фации метаморфизма состоят в основном из роговой обманки, плагиоклаза и $\pm$ кварца, однако они могут также содержать хлорит, гранат, минералы группы эпидота и, что более необычно, ставролит. В амфиболитах, богатых железом, обычно преобладают минеральные ассоциации ставролита с гранатом, тогда как более богатые магнием их аналоги содержат хлорит и кордиерит. Иногда ставролит в виде акцессорного минерала присутствует совместно с кианитом в корундовых амфиболитах.

Поскольку петрохимические модули в метapelитах показали свою перспективность в прогнозировании ставролитовых минеральных парагенезисов в определенных диапазонах температур и

¹ $FM = FeO + MgO$

давлений, естественным образом возник вопрос об использовании подобных модулей для прогнозирования ставролита в породах базитового состава. В настоящей работе путем термодинамического моделирования анализируется появление ставролита в метабазах при изменении состава метаморфического флюида и вариациях содержания петрогенных оксидов в протолите. На основе анализа P - T - X (давление–температура–состав) условий ставролитового минералообразования предлагаются количественные соотношения петрогенных элементов в породе (петрохимические модули), благоприятные для появления преимущественно магнезиального ставролита в метабазах.

Анализ литературных данных позволяет выделить ряд факторов, необходимых для образования в природных условиях ставролита в метабазах.

Ставролит образуется как первичный минерал в богатых алюминием метабазах амфиболитовой фации. Формирование ставролита и кианита (силлиманита) с роговой обманкой интерпретируется как результат особого валового состава породы (Spear, 1982; Purtscheller, Mogessie, 1984; Selverstone et al., 1984; Ward, 1984; Grew, Standiford, 1985) или специфических P - T условий минералообразования (Selverstone et al., 1984; Helms et al., 1987). Ставролит может развиваться как вторичный минерал в высокobarических ассоциациях метабазов по хлоритоиду, корунду или гранат-кианитовому парагенезису. Встречен он также в виде мелких включений в гранате (например, Enami, Zang, 1988).

Ставролитсодержащие амфиболиты могут образовываться как следствие метасоматического обмена на контакте пелитовых и известково-силикатных пород (Thompson, 1975; López, Soto, 1991; Ríos et al., 2008; Ríos, Castellanos, 2014). Также ставролитовые метабазы могут быть связаны с существенно глиноземистыми и кремнистыми породами, о чем свидетельствуют минеральные ассоциации с кианитом, ставролитом и роговой обманкой в толщах, где диагностируются глинистые или богатые кальцием метаморфизованные осадки (Spear, 1982; Selverstone et al., 1984; Ward, 1984; Humphreys, 1993; Kuhns et al., 1994).

Учитывая множественность факторов, контролирующих появление ставролита, целью настоящей работы является выявление наиболее значимых петрогенных компонентов породы, определяющих образование магнезиального ставролита, а также уточнение P - T - X условий кристаллизации этого минерала в метаморфических породах основного состава. Предпринятое термодинамическое моделирование образования ставролита и вывод петрохимических модулей базируются на природных объектах, достаточно разносторонне и полно охарактеризованных в геологической литературе.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным методом анализа парагенезисов ставролита является компьютерное моделирование минералообразования методом минимизации энергии Гиббса с помощью программы PERPLEX v.6.91 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2021 г. www.perplex.ethz.ch). В расчетах используется база термодинамических данных минералов и твердых растворов hp62ver.dat (Holland, Powell, 2011), которая включает актуальные термодинамические параметры плагиоклаза, амфиболов, биотита, граната, шпинели, оливина, ортопироксена, омфациита, талька, хлоритов, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в системе MnNCKFMASH ($\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$).

Для выявления составов метабазов, потенциально благоприятных для появления ставролита, были использованы амфиболиты (шесть образцов), в которых однозначно диагностирован ставролит (Purtscheller, Mogessie, 1984; Enami, Zang, 1988; Gil Ibarguchi et al., 1991; Tsujimori, Liou, 2004; Faryad, Hoinkes, 2006) и около 150 дополнительных составов, расширяющих диапазон реальных образцов амфиболитов (рис. 1). Эти дополнительные составы позволяют точно установить пороговые значения содержаний различных петрогенных компонентов, критичных для образования ставролита в тестируемой породе. Применимость такого подхода была апробирована нами ранее (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Несмотря на то, что имеется большое количество публикаций, где отмечено присутствие ставролита в метабазах, мы ограничили свой выбор породами, строго отвечающим понятию “метабазит”, т.е. химический состав должен отвечать составу основных пород, в которых содержание $\text{SiO}_2 < 52$ мас. %, $\text{CaO} > 5$ мас. %. Эти составы мы назвали “базовыми”.

Для установления диапазона составов протолитов метабазов, в которых может образоваться ставролит, выбранные нами базовые составы модифицировались поочередным увеличением и уменьшением в них содержаний порообразующих элементов с переменным шагом до отклонения на 20% от их исходных значений. Для всех базовых и модифицированных составов пород моделировались псевдосечения в области $T = 500-800^\circ\text{C}$ при $P = 1-38$ кбар. Термодинамическое моделирование минералообразования с использованием широкого спектра химических составов образцов позволило выявить предельные содержания петрогенных компонентов, определяющих образование ставролитовых и бесставролитовых минеральных парагенезисов в заданной P - T области.

При моделировании фазовых минеральных равновесий с помощью программы PERPLEX (Con-

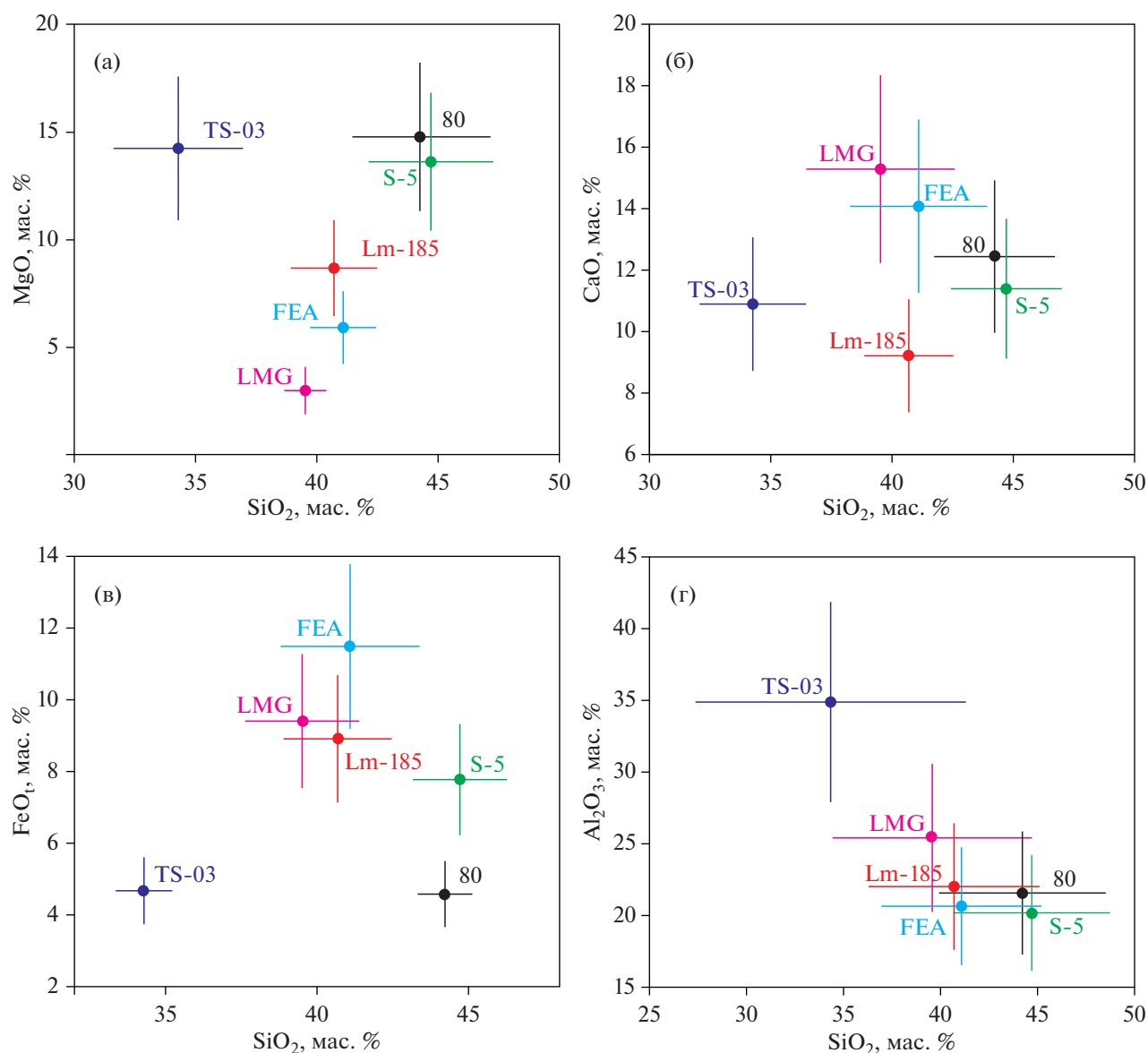


Рис. 1. Составы ставролитсодержащих метабазитов на диаграммах: (а) MgO–SiO₂, (б) CaO–SiO₂, (в) FeO_t–SiO₂, (г) Al₂O₃–SiO₂. Точки соответствуют составам реальных пород, на основе которых получены теоретические составы, их диапазон показан вертикальными и горизонтальными линиями.

nolly, 1990) входными данными служили результаты химических анализов метабазитов (табл. 1). При решении прямой задачи моделирования, т.е. воспроизведения наблюдаемых в природе минеральных парагенезисов при заданном составе породы и P - T параметрах, предполагалось, что система содержит как чисто водный флюид, так и смесь воды и углекислоты. Во втором случае производились контрольные пересчеты фазовых диаграмм при пошаговом (по 0.2) добавлении CO₂ во флюид до максимальной мольной доли углекислоты 0.8. Выше этого значения ($X_{\text{CO}_2} > 0.8$) ставролит перестает образовываться в породах всего спектра изученных составов.

Характеристика пород

Ниже дается описание метабазитов, составы которых приняты как базовые. Отметим, что из литературных данных использованы составы амфиболитов, в которых присутствие ставролита установлено прямыми наблюдениями и подтверждается термодинамическим моделированием минералообразования. Разнообразие тектонических обстановок, в которых были обнаружены ставролитовые метабазиты, определило большой P - T диапазон их формирования.

Обр. Lm-185 (Faryad, Hoinkes, 2006) — высокоглиноземистый амфиболит из комплекса Спейк в

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (в мас. %) в породах группы метабазитов

Оксиды	Составы природных ставролитсодержащих метабазитов			Теоретические составы			
	1 группа (Fe/Mg $\leq$ 1)	2 группа (Fe/Mg $\sim$ 1)	3 группа (Fe/Mg $\geq$ 1)	все	макс мин	только <i>St</i> -содержащие	макс мин
SiO ₂	<u>42.55</u> 4.13	<u>40.88</u> 0.20	<u>43.80</u> 4.29	<u>40.73</u> 3.09	<u>48.73</u> 27.31	<u>40.88</u> 3.06	<u>48.73</u> 30.79
Al ₂ O ₃	<u>22.67</u> 6.10	<u>21.31</u> 0.68	<u>23.84</u> 1.63	<u>24.11</u> 4.17	<u>41.84</u> 16.14	<u>24.20</u> 4.11	<u>38.36</u> 16.14
FeOt	<u>6.19</u> 1.57	<u>10.21</u> 1.29	<u>10.19</u> 0.79	<u>7.80</u> 2.18	<u>13.80</u> 3.66	<u>7.60</u> 2.16	<u>11.50</u> 3.66
MnO	<u>0.15</u> 0.05	<u>0.21</u> 0.05	<u>0.18</u> 0.07	<u>0.16</u> 0.05	<u>0.25</u> 0.07	<u>0.16</u> 0.05	<u>0.25</u> 0.07
MgO	<u>13.61</u> 0.46	<u>7.84</u> 1.10	<u>3.49</u> 0.89	<u>9.95</u> 3.33	<u>16.60</u> 3.50	<u>10.05</u> 3.29	<u>15.21</u> 3.50
CaO	<u>12.06</u> 0.91	<u>11.64</u> 2.44	<u>9.91</u> 5.38	<u>12.22</u> 1.81	<u>18.35</u> 7.36	<u>12.14</u> 1.83	<u>18.35</u> 7.36
Na ₂ O	<u>0.90</u> 0.42	<u>1.52</u> 0.32	<u>0.83</u> 0.08	<u>1.12</u> 0.45	<u>2.21</u> 0.12	<u>1.08</u> 0.43	<u>2.21</u> 0.12
K ₂ O	<u>0.19</u> 0.15	<u>0.68</u> 0.32	<u>0.61</u> 0.03	<u>0.46</u> 0.24	<u>1.89</u> 0.00	<u>0.47</u> 0.26	<u>1.89</u> 0.00
P ₂ O ₅	<u>0.11</u> 0.11	<u>0.08</u> 0.03	<u>0.04</u> 0.03	<u>0.10</u> 0.08	<u>0.33</u> 0.00	<u>0.11</u> 0.08	<u>0.33</u> 0.00
TiO ₂	<u>0.32</u> 0.27	<u>0.77</u> 0.01	<u>0.76</u> 0.26	<u>0.45</u> 0.27	<u>0.78</u> 0.02	<u>0.44</u> 0.28	<u>0.78</u> 0.02
Число проб	4	2	2	144		90	

Примечание. Для образцов в числителе дается среднее арифметическое значение, а в знаменателе — среднеквадратичное отклонение; для теоретических (“расширенных”) составов курсивом дается в числителе максимальное содержание компонента, в знаменателе — минимальное.

Восточных Альпах, содержащий сосуществующие кианит, ставролит, гранат и кальциевый амфибол. Структурные особенности минералов, минеральная термобарометрия и термодинамическое моделирование указывают на проградный метаморфизм амфиболитовой фации высоких давлений ($P = 11\text{--}12$ кбар, $T = 580^\circ\text{C}$) с дальнейшей декомпрессией до 5 кбар. Эта порода была обнаружена в средней части метабазитового пояса комплекса Спейк, но неясно, имеет ли высокое содержание алюминия ее первичное происхождение или это результат гидротермального изменения породы до метаморфизма амфиболитовой фации. Если предполагать магматическое происхождение породы, то она соответствует составу габбро. Это крупнозернистая порода с крупными гранатовыми порфиробластами; в местах сдвиговых деформаций гранат отсутствует. Порода состоит из амфибола (около 58 об. %), граната (14 об. %), клиноцоизита (6 об. %), плагиоклаза (5 об. %),

маргарита + мусковита (8 об. %), хлорита (5 об. %), кианита (4 об. %) и акцессорного ставролита и других минералов в виде включений в гранате. Структурные взаимоотношения свидетельствуют о четырех стадиях минералообразования, одна из них проградная ($Grt^2 + Ky + St + Kfs? + Rt + Tur + Ap + Amp + Ep + Ms?$), остальные три — ретроградные. Отсутствие кордиерита в этой породе указывает на то, что максимальная температура при декомпрессии до 6.5 кбар была ниже 590°C (Faryad, Hoinkes, 2006).

Ставролит, обнаруженный в амфиболите, богат железом с $X_{\text{Mg}} = 0.21\text{--}0.24$. Содержание ZnO очень низкое, от 0.13 до 0.47 мас. %, что соответствует 0.013–0.046 а.е.м³. Всегда присутствуют Mn и Ti в незначительных количествах, не превышающих 0.4 мас. %.

² Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

³ а.е.м. — атомных единиц массы.

Обр. S-5 (Purttscheller, Mogessie, 1984) – ставролитсодержащий гранатовый амфиболит ($St + Hbl + Grt + Ky$) из пород Эцтальских Альп, подверженных герцинскому метаморфизму при $P = 3-4$ кбар, $T = 670^\circ\text{C}$. Считается, что протолит этих пород однозначно имел магматическое происхождение. В породе ставролит представлен мелкими игольчатыми кристаллами (2–10 нм) в виде включений как в роговой обманке, так и в гранате, но преимущественно на границе этих двух минералов. Магнезиальность ($X_{Mg} = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) ставролита 0.32, что выше, чем у метапелитовых ставролитов ($X_{Mg} = 0.21$). По остальным характеристикам химического состава ставролиты из метабазитов и метапелитов не различаются. Хотя у нас существует сомнение, что авторы цитируемой статьи достоверно определили условия метаморфизма рассматриваемой породы, но состав данного образца используется для максимального охвата возможных составов протолитов, при метаморфизме которых возможно появление ставролита.

Обр. TS-03 (Enami, Zang, 1988) – гранат-корундовая порода, содержащая магнезиальный ставролит ($X_{Mg} = 0.68-0.74$), наблюдается в виде отдельных блоков в комплексе ультрамафических пород, интрузирующих докембрийские пелитовые гнейсы в районе Дунхай провинции Цзянсу в Восточном Китае. Порода преимущественно состоит из граната, корунда, некоторого количества цоизита и натриевого флогопита, а также вторичных: Mg-ставролита, хлорита, глиноземистого паргасита, клиноцоизита и магнезиального алланита. В корунде отмечают включения мелкокристаллических агрегатов диаспора, маргарита, доломита и кальцита (<0.03 мм). Для первичной ассоциации равновесные условия определяются в $T = 800-850^\circ\text{C}$, $P = 11-30$ кбар. Mg-ставролит представляет собой игольчатые и/или призматические кристаллы и образует псевдоморфозы по гранату и корунду с хлоритом по реакции $Grt + Crd + H_2O = Mg-St + Chl$. Для ставролита равновесное давление составляет более чем 11 кбар, тогда как равновесная температура чуть ниже, чем у первичного парганизиса.

Химический состав породы характеризуется очень высоким соотношением Al_2O_3/SiO_2 , низким содержанием FeO_t (4.7 мас. %), что делает этот состав близким к составу диаспорового боксита. Также в породе довольно высокие содержания MgO и CaO , которые авторы связывают с доломитами и известняками, ассоциирующими с бокситами. Рассматриваемые гранат-корундовые породы считаются метаморфизованными смесями бокситов и карбонатных пород. Химический состав данного образца так же, как и предыдущего, используется для максимального охвата воз-

можных составов протолитов, при метаморфизме которых возможно появление ставролита.

Обр. LMG, FEA (Tsujimori, Liou, 2004) – кианит-ставролитсодержащие эпидотовые амфиболиты из толщи метакумулята перевала Фуко пояса Оэяма, юго-запад Японии. Породы представляют собой лейкократовое метагаббро, преимущественно состоящее из клиноцоизита и кианита с подчиненным количеством роговой обманки, маргарита, паргонита, ставролита, рутила, хлорита, цоизита и мусковита, в качестве аксессуаров встречается ильменит и апатит. Для этих пород выделяют три стадии метаморфизма: реликтовая гранулитовая фация $Cpx + Pl + Spl \pm Opx$ (M1), высокобарическая эпидот-амфиболитовая фация $Hbl + Czo + Ky + St + Pg + Rt \pm Ab \pm Crn$ (M2), регрессивная, которая характеризуется псевдоморфозами маргарита, паргонита, мусковита, хлорита и иногда плагиоклаза (M3). Для M2 пик метаморфизма определяется при $P = 11-19$ кбар, $T = 550-800^\circ\text{C}$. Крупнокристаллический клиноцоизит (до 15 мм) содержит все минералы M2 в виде включений. Ставролит имеет $X_{Mg} = 0.16-0.29$ и содержание $ZnO = 0.9-2.0$ мас. %. Образец FEA отличается от LMG большей рассланцованностью.

Обр. 80 (Gil Ibarguchi et al., 1991) – кианит-ставролитсодержащие ультрамафические породы найдены в виде линз размером до 10×1 м в эклогитах (состав близок к N-MORB) из комплекса Кабо Ортегал на северо-западе Испании. Условия метаморфизма эклогитовой фации оцениваются в $T = 800^\circ\text{C}$, $P > 17$ кбар. Кианит-ставролитсодержащие породы имеют минеральную линейность, характеризующуюся удлинёнными кристаллами амфибола, цоизита и кианита, совпадающую с линейностью (удлинённые зерна омфациита) в эклогитах. Кроме роговой обманки, цоизита и кианита, в качестве первичных фаз выделяются гранат, ставролит и шпинель. Необычно, что в этой породе кианит и ставролит обогащены Sr – до 4.35 и до 6.4 мас. % соответственно. Магнезиальность ставролита варьирует от 0.58 до 0.74.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПО РЕАЛЬНЫМ И ТЕОРЕТИЧЕСКИМ СОСТАВАМ МЕТАБАЗИТОВ

Оценка влияния состава исходных пород

Результаты моделирования показали сильную зависимость минерального состава метабазитовых пород от исходного химического состава протолита. Выявлены различия как по количеству моделируемых P - T областей парагенезисов со ставролитом, так и по конфигурациям и размерам этих областей. С целью обобщения результатов и выявления главных закономерностей минералообразования составы метабазитов были сгруппи-

рованы по содержанию ключевых петрогенных компонентов, влияющих на устойчивость ставролита. Наиболее информативными оказались составы образцов 80, LMG, Lm-185, заметно отличающихся друг от друга соотношениями FeO_i/MgO , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$. Ниже приводятся сведения об особенностях минералообразования как для исходных составов пород, так и для различных модификаций этих составов.

Обр. 80. Для исходного состава обр. 80 моделируются три области ставролитсодержащих минеральных парагенезисов (рис. 2, поля серого цвета): 1) первая область — самая высокобарическая — $P = 26\text{--}29$ кбар ($T = 630\text{--}690^\circ\text{C}$), характеризуется наличием таких высокобарных минералов, как омфациит и лавсонит, включая акцессорный рутил: $St + Grt + Amp + Cpx + Bt \pm Tlc \pm Chl \pm Ky \pm Lws \pm Zo \pm Rt$; 2) вторая область — сильно вытянута вдоль оси давления — $P = 11\text{--}20$ кбар ($T = 670\text{--}700^\circ\text{C}$), характеризуется преобладанием в составе талька и отсутствием высокобарных минералов, но появляется мусковит: $St + Grt + Amp + Zo \pm Bt \pm Tlc \pm Chl \pm Ms \pm Ky$; 3) третья область — наименьшая по площади — $P = 8\text{--}10$ кбар ($T = 690\text{--}730^\circ\text{C}$), характеризуется наличием плагиоклаза: $St + Grt + Amp + Pl \pm Chl \pm Ms$.

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 2а). В точке $P = 27$ кбар, $T = 660^\circ\text{C}$ при исходном составе породы больше всего граната и клинопироксена, подчиненное количество ставролита, кианита, биотита и цоизита (в об. %): $St\ 4.92$, $Grt\ 53.79$, $Cpx\ 30.38$, $Ky\ 4.73$, $Bt\ 4.43$, $Zo\ 1.94$. Ставролит преимущественно магнезиальный ($X_{\text{Mg-St}} = 0.89$), железистая компонента составляет $X_{\text{Fe-St}} = 0.06$, марганцовистая часть во всех ставролитах намного меньше 0.001. Гранат представлен пиропом с высоким содержанием гроссуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($Prp_{0.55}Grs_{0.29}Alm_{0.15}Sps_{0.002}$). Клинопироксен преимущественно представлен диопсидом (Ca-Mg пироксен) $X_{Di} = 0.71$ и в меньшей степени жадеитом (Na-Al пироксен) $X_{Jd} = 0.21$, геденбергитовой (Ca-Fe-Cpx) компоненты крайне мало $X_{Hed} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом ($X_{Phl} = 0.77$) с небольшим содержанием истонита ($X_{Eas} = 0.08$), титанистого биотита ($X_{Ti-Bt} = 0.07$), еще меньше аннита ($X_{Ann} = 0.02$) и железо-магнезиального биотита ($X_{\text{Fe-Mg}}^{2+} = 0.04$).

При увеличении содержания Al_2O_3 (от -10Al до $+20\text{Al}$) области стабильности ставролита сильно расширяются и объединяются в одну, при фиксированных параметрах ($P = 27$ кбар, $T = 660^\circ\text{C}$) в породе растет содержание граната (от 49 до 57 об. %), ставролита (до 7.4 об. %), уменьшается количество клинопироксена с 34 об. % до полного исчезновения с образованием амфибола (до 23 об. %), исчезает кианит и появляются цоизит и хлорит.

Увеличивается магнезиальность ставролита⁴ ($X_{\text{Mg-St}} = 0.81\text{--}0.92$), в гранате, наоборот, уменьшается (до $Prp_{0.45}$). При уменьшении содержания Al_2O_3 на 10% от исходного состава область стабильности ставролитсодержащих парагенезисов сильно уменьшается и при дальнейшем уменьшении ставролит не образуется.

Таким образом, изменение содержания Al_2O_3 резко влияет на конфигурацию P - T области устойчивости ставролита в породе базитового состава и является важнейшим критерием стабильности ставролита.

Влияние FeO в породе на устойчивость ставролита (рис. 2б). В точке $P = 27.15$ кбар, $T = 635^\circ\text{C}$ при исходном составе породы в высокобарической области большую часть минералов образуют гранат и клинопироксен, много биотита, талька, цоизита и хлорита. Ставролита достаточно много (в об. %): $St\ 7.99$, $Grt\ 44.48$, $Cpx\ 25.61$, $Bt\ 4.32$, $Tlc\ 5.42$, $Zo\ 9.71$, $Chl\ 2.48$. Ставролит магнезиальный — $X_{\text{Mg-St}} = 0.89$, $X_{\text{Fe-St}} = 0.07$. Гранат представлен пиропом с высоким содержанием гроссуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($Prp_{0.52}Grs_{0.30}Alm_{0.18}Sps_{0.003}$). Клинопироксен преимущественно Ca-Mg состава $X_{Di} = 0.61$, $X_{Jd} = 0.19$, $X_{Hed} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом $X_{Phl} = 0.80$, $X_{Eas} = 0.06$, $X_{Ann} = 0.02$.

Увеличение железистости породы приводит к уменьшению количества ставролита в высокобарической области (от 8 до 3 об. %) с небольшим уменьшением его магнезиальности ($X_{\text{Mg-St}}$ от 0.89 до 0.85). Количество граната, наоборот, возрастает с 44 до 53 об. % без заметного изменения его состава. При $+10\text{Fe}$ появляется хлоритоид и при увеличении содержания FeO_i возрастает его содержание в породе (до 7.8 об. %).

При уменьшении железистости породы количество ставролита в породе остается около 8 об. %, тогда как при уменьшении FeO_i на 20% его количество резко уменьшается до 1.5 об. %, при этом магнезиальность ставролита также резко снижается от 0.89 до 0.83. Количество граната плавно уменьшается от 44 до 30 об. % при его неизменном составе. То же самое происходит с клинопироксеном, его количество уменьшается от 26 до 15 об. %, растет содержание магнезиального талька от 5 до 23 об. %, а также цоизита от 10 до 24 об. %. Также при -20Fe , видимо за счет освободившейся глинозема, появляется кианит.

С уменьшением железистости породы снижается количество ставролита при $P = 11\text{--}20$ кбар (до полного исчезновения), граната от 17 до 7 об. %, амфибола от 57 до 44 об. %, исчезает биотит. При этом растет содержание талька, цоизита, появля-

⁴ Особенности сопряженного изменения магнезиальности минералов будут рассмотрены ниже.

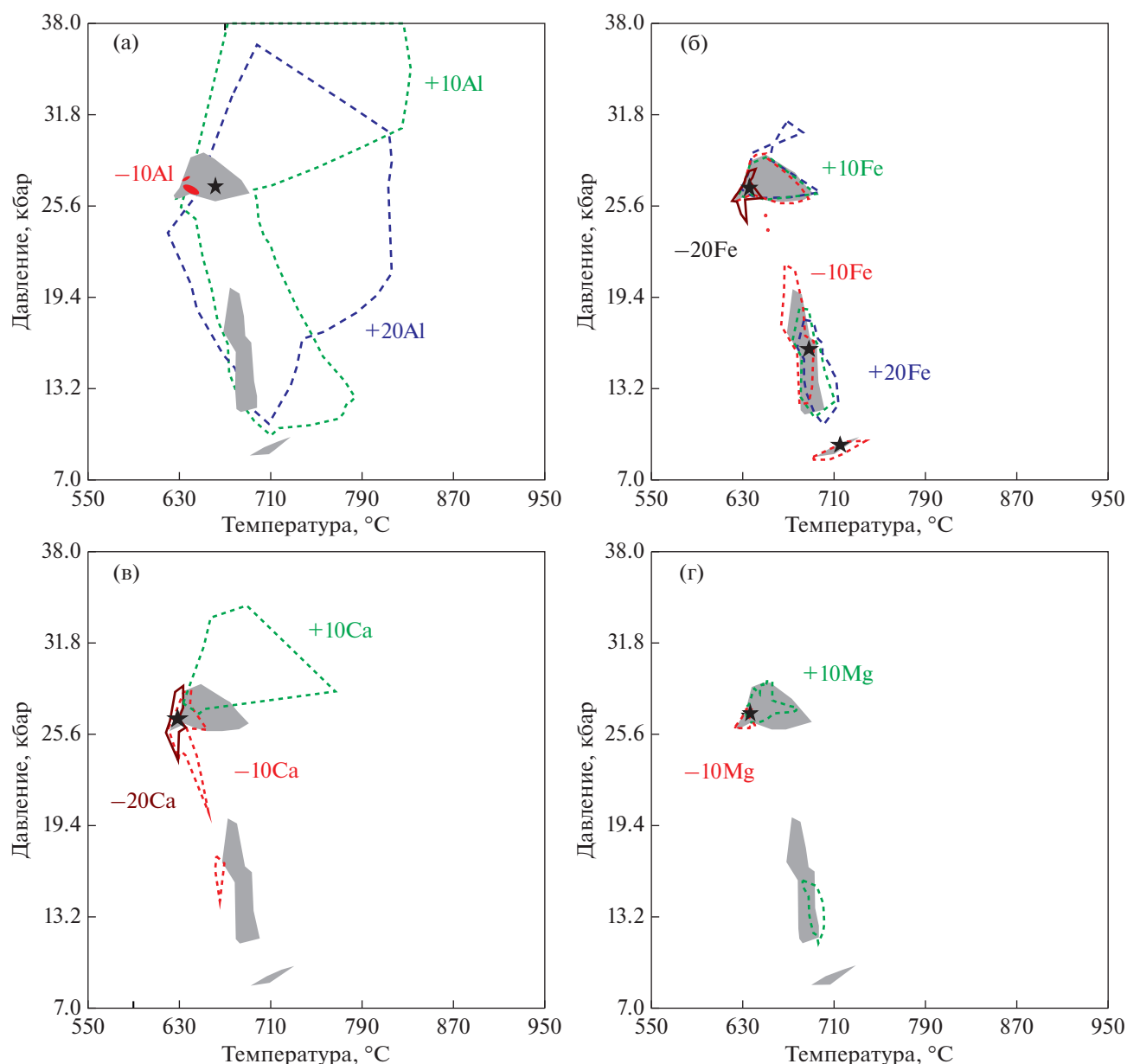


Рис. 2. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. 80. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO , (в) – CaO , (г) – MgO . Где “+10”, “+20”, “–10”, “–20” означают увеличение или уменьшение соответствующего компонента на 10 или 20% от исходного состава породы соответственно. Серым цветом показаны St -области при исходном составе породы, зелеными линиями оконтурены поля при добавлении 10% компонента, синими – 20%, красными – при убавлении компонента на 10%, коричневыми – на 20%.

ются мусковит, кианит и кварц. В гранате уменьшается содержание Prp .

При $P = 8$ – 10 кбар парагенезис состоит из амфибола с подавляющим количеством плагиоклаза (анортита), граната и ставролита. Ставролит заметно железистый ($X_{\text{Mg-St}} = 0.76$). При уменьшении FeO_t на 10% появляется мусковит.

С увеличением содержания FeO_t (от -10Fe до $+20\text{Fe}$) от высоких значений давления к средним

St -области испытывают небольшое смещение относительно исходных положений, а при низких давлениях ставролит исчезает при $+10\text{Fe}$. В целом изменение содержания FeO_t на положение и размеры областей устойчивости ставролита не так сильно сказывается в сравнении с изменением содержания глинозема.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 2в). В точке $P = 28.5$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе породы развит следующий

парагенезис (в об. %): *St* 3.64, *Grt* 55.43, *Cpx* 24.00, *Lws* 12.07, *Bt* 4.32, *Tlc* 0.54.

При увеличении содержания CaO на 10% в парагенезисе исчезают тальк и лавсонит, появляются хлорит и цоизит. Сильно уменьшается содержание ставролита от 3.4 до 0.4 об. %, состав становится менее магнезиальным с 0.88 до 0.84. Увеличивается количество граната, при этом возрастает содержаниеgrossуляровой компоненты от 0.28 до 0.36. Уменьшается содержание клинопироксена от 24 до 17 об. %, сильно уменьшается диопсидовая составляющая от 0.57 до 0.29.

При уменьшении содержания CaO на 10% количество ставролита снижается от 3.6 до 1.1 об. %, также уменьшается его магнезиальность от 0.88 до 0.82. Количество граната и омфациита тоже снижается, возрастает количество лавсонита и талька.

В целом изменение содержания в породе CaO заметно сказывается на конфигурации областей устойчивости ставролита. При незначительном увеличении содержания кальция *St*-область расширяется в интервале высоких давлений, но с определенного порога содержания кальция ставролит перестает образовываться. Снижение содержания кальция менее критично для изменения устойчивости ставролита, хотя намечается тенденция к исчезновению *St* в низкобарической части P – T диаграммы.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 2г). В точке $P = 27.3$ кбар, $T = 635^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы составляют гранат и клинопироксен, значительную роль играют биотит, тальк, цоизит. Ставролита образуется достаточно много (в об. %): *St* 11.11, *Grt* 45.50, *Cpx* 30.14, *Bt* 4.37, *Tlc* 3.68, *Zo* 5.20. Ставролит магнезиальный с $X_{\text{Mg-St}} = 0.90$, $X_{\text{Fe-St}} = 0.06$. Гранат представлен пиропом с высоким содержаниемgrossуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($\text{Prp}_{0.52}\text{Gr}_{0.30}\text{Alm}_{0.18}\text{Sp}_{0.003}$). Клинопироксен преимущественно Ca-Mg состава $X_{\text{Di}} = 0.70$, $X_{\text{Jd}} = 0.20$, $X_{\text{Hed}} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом $X_{\text{Phl}} = 0.80$, $X_{\text{Eas}} = 0.07$, $X_{\text{Ann}} = 0.02$.

При увеличении содержания MgO на 10% сильно снижается количество ставролита в породе: от 11 до 3 об. %, при этом падает его магнезиальность от 0.9 до 0.86. Также уменьшается количество клинопироксена, исчезает тальк, за счет повышенной магнезиальности развивается хлорит до 16 об. %. При дальнейшем увеличении MgO ставролит не образуется, уменьшается количество граната и омфациита, количество хлорита сильно возрастает до 32 об. %. При этом уменьшается магнезиальность граната, содержание *Prp* снижается от 0.51 до 0.39, также сильно уменьшается диопсидовая составляющая в клинопироксене от 0.50 до 0.24.

При уменьшении содержания MgO на 10% количество ставролита резко падает от 11 до 0.6 об. %, также сильно уменьшается его магнезиальность до 0.81. Со снижением количества клинопироксена в парагенезисе появляется лавсонит. Количество и состав граната практически не изменяется. При дальнейшем уменьшении MgO в породе ставролит не образуется, уменьшается количество граната от 42 до 32 об. %, а количество лавсонита возрастает до 31 об. %, появляется мусковит. Содержание пироповой компоненты в гранате снижается от 0.51 до 0.46.

В целом и уменьшение и увеличение содержания MgO в породе на 10% приводит к заметному уменьшению областей стабильности ставролита и его количественного содержания. При -20Mg , $+20\text{Mg}$ ставролит в породе не образуется.

Обр. LMG. Для состава образца амфиболита LMG (Tsujimori, Liou, 2004) область ставролитсодержащих минеральных парагенезисов наблюдается при высоких давлениях ($P = 25\text{--}37$ кбар, $T = 610\text{--}720^\circ\text{C}$), она характеризуется наличием таких высокобарных минералов как омфациит, лавсонит и кианит: $St + Grt + Cpx + Ms + Rt \pm Bt \pm Lws \pm Amp \pm Crn \pm Zo \pm Ky$ (рис. 3а–3г).

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 3а). В точке $P = 30$ кбар, $T = 670^\circ\text{C}$ при исходном составе породы большую часть породы составляют гранат и цоизит, в меньшем количестве присутствуют клинопироксен, мусковит, ставролит (в об. %): *St* 3.96, *Grt* 61.19, *Zo* 19.65, *Cpx* 8.00, *Ms* 6.78, *Rt* 0.42. В ставролите магнезиальная часть преобладает над железистой $X_{\text{Mg-St}} = 0.68$, $X_{\text{Fe-St}} = 0.23$. Гранат представлен grossуляром, в меньшей степени альмандином и пиропом, спессартина практически нет ($\text{Prp}_{0.23}\text{Gr}_{0.46}\text{Alm}_{0.31}\text{Sp}_{0.003}$). Клинопироксен представлен жадеитом $X_{\text{Jd}} = 0.80$, диопсидовой составляющей сильно меньше $X_{\text{Di}} = 0.11$.

Увеличение содержания Al_2O_3 на 10% от исходного состава породы приводит к увеличению содержания ставролита в породе от 4 до 7 об. % и появлению корунда. При этом не наблюдается изменений состава минералов в парагенезисе. При дальнейшем увеличении Al_2O_3 ставролит в породе не образуется, также исчезает мусковит, вместо них развиваются биотит и корунд. Уменьшение содержания Al_2O_3 на 10% приводит к исчезновению ставролита, при этом в породе появляются лавсонит и козсит.

Влияние FeO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3б). В точке $P = 29.5$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе породы развит следующий парагенезис, где большую часть занимает гранат и цоизит (в об. %): *St* 4.06, *Grt* 61.16, *Zo* 19.60, *Cpx* 8.01, *Ms* 6.73, *Rt* 0.42, *Bt* 0.01. Гранат преимущественно представлен grossуляром с меньшим количеством альмандина и пироба. Ставролит магнези-

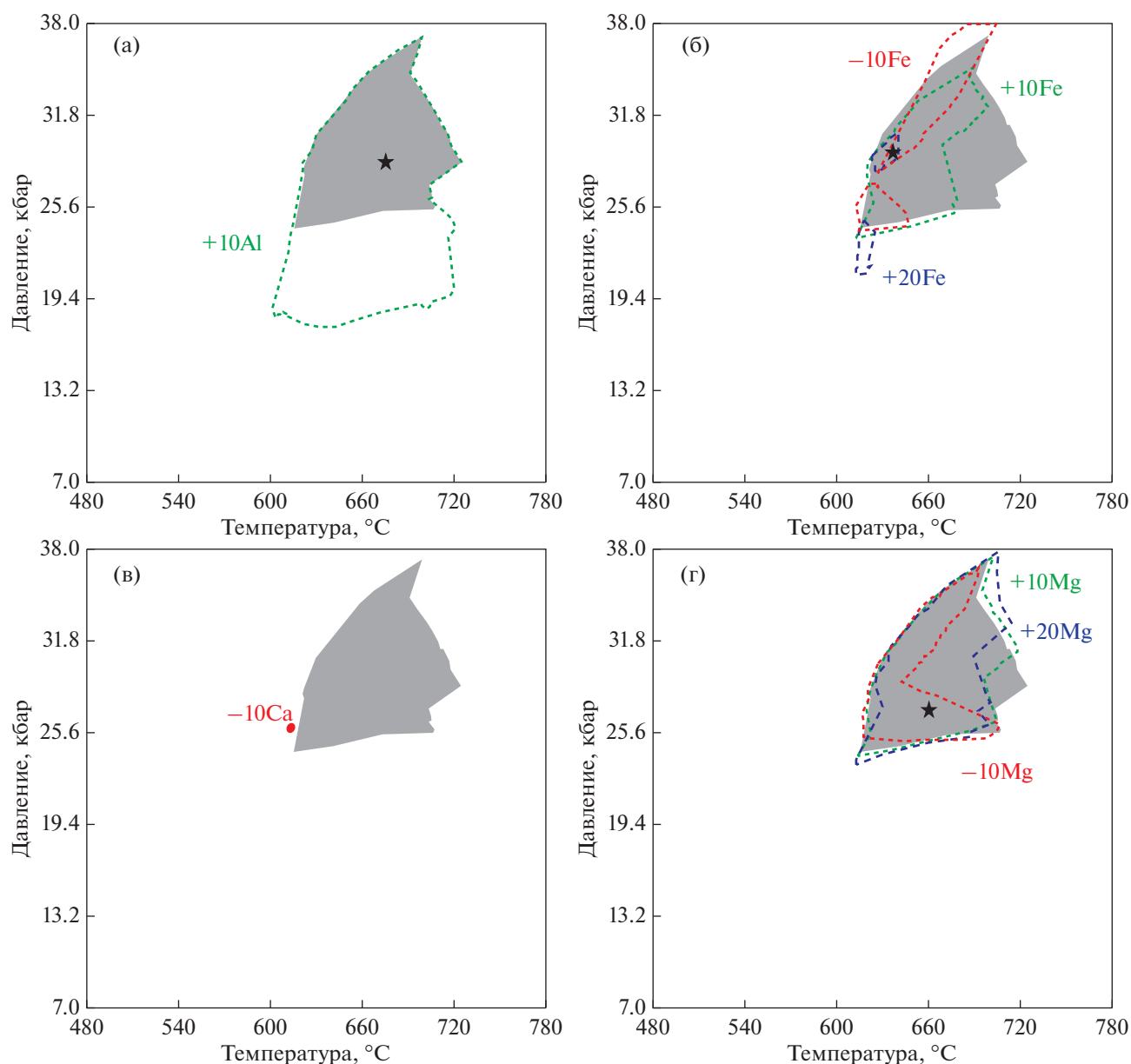


Рис. 3. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. LMG. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO_t , (в) – CaO , (г) – MgO . Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

альный – $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.69$. Клинопироксен представлен жадеитом.

Увеличение содержания FeO_t на 10% приводит к увеличению количества ставролита от 4 до 6.5 об. %, при этом уменьшается его магнезиальность от 0.69 до 0.63. Практически до полного исчезновения уменьшается количество биотита, но при этом появляется корунд. В гранате снижается содержание пироба (от 0.23 до 0.18), увеличивается доляgrossуляра (от 0.46 до 0.49) и алмандина (от 0.31 до 0.33). В пироксене уменьшается количество диопсидовой составляющей, возрастает жадеито-

вая. При дальнейшем увеличении содержания FeO_t на 20% количество ставролита сильно уменьшается до 0.12 об. %, но увеличивается количество граната до 70 об. %. Других критических качественных и количественных изменений в парагенезисе нет.

При уменьшении содержания FeO_t на 10% количество ставролита в породе снижается от 4 до 0.6 об. %, также уменьшается количество граната, исчезает биотит и появляется лавсонит. Магнезиальность ставролита и граната немного возрастает.

При дальнейшем уменьшении содержания FeO_t в породе ставролит не образуется.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3в). При увеличении содержания CaO на 10% (от 15.3 до 16.8 мас. %) ставролит не образуется, в точке $P = 30.6$ кбар, $T = 650^\circ\text{C}$ развит следующий бесставролитовый парагенезис (в об. %): Grt (66.1) + Cpx (7.8) + Bt (6.7) + Zo (31.1) + Rt (0.4) + Crn (3.1). Здесь возрастает количество цоизита и содержание кальция в гранате, также вместо мусковита образуется биотит.

При уменьшении содержания CaO на 10% (до 13.76 мас. %) ставролит практически исчезает из породы, остается только “точка” со следующим парагенезисом: $\text{St} + \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Ms} + \text{Rt} \pm \text{Bt} + \text{Lws} + \text{Zo}$ при $P = 25.8$ кбар, $T = 610^\circ\text{C}$. При дальнейшем уменьшении известковистости породы ставролит не образуется.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3г). В точке $P = 26.6$ кбар, $T = 660^\circ\text{C}$ при исходном составе развит парагенезис, где большую часть занимает гранат и цоизит (в об. %): St 2.25, Grt 53.22, Zo 29.15, Cpx 8.15, Ms 3.95, Rt 0.38, Bt 2.90. Гранат преимущественно представлен гроссуляром с меньшим количеством альмандина и пироба. Ставролит магнезиальный — $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.69$. Клинопироксен представлен жадеитом.

Увеличение содержания MgO на 10% приводит к небольшому увеличению количества ставролита до 3.7 об. %, уменьшению количества биотита и исчезновению мусковита. Изменений в составе минералов практически нет. При увеличении MgO на 20% от исходного также немного возрастает количество ставролита, появляется амфибол, в клинопироксене становится больше жадеитовой компоненты.

Обр. Lm-185. Для состава образца метабазита Lm-185 моделируется область ставролитосодержащих парагенезисов при $P = 25\text{--}32$ кбар, $T = 610\text{--}680^\circ\text{C}$. В точке $P = 26$ кбар, $T = 630^\circ\text{C}$, приблизительно отвечающей центральной части St -области, наблюдается (в об. %): St (2.3) + Grt (63.3) + Cpx (18.5) + Ms (12.2) + Ky (2.5) + Rt (<1) (рис. 4а–4г).

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 4а). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы составляют гранат, клинопироксен и мусковит, в меньшем количестве присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): St 1.04, Grt 65.38, Cpx 17.47, Ms 12.24, Ky 3.17, Rt 0.69. Ставролит преимущественно магнезиальный ($X_{\text{Mg-Sr}} = 0.76$), в гранате больше пироба, гроссуляровой и альмандиновой компонент примерно: $\text{Prp}_{0.42}\text{Grs}_{0.30}\text{Alm}_{0.28}\text{Sps}_{0.008}$. Клинопироксен имеет состав $X_{\text{Di}} = 0.06$, $X_{\text{Jd}} = 0.19$, $X_{\text{Hed}} = 0.008$, $X_{\text{Om}} = 0.67$. Слюда представлена преимущественно мусковитом $X_{\text{Ms}} = 0.65$, $X_{\text{Pg}} = 0.33$, $X_{\text{Cel}} = 0.23$.

При увеличении содержания Al_2O_3 на 10% в породе сильно возрастает количество ставролита, появляется биотит и исчезает кианит (в об. %): St 13.92, Grt 57.64, Cpx 16.08, Bt 8.17, Ms 3.68, Rt 0.51. Гранат становится менее магнезиальным: $\text{Prp}_{0.34}\text{Grs}_{0.35}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.009}$, в ставролите магнезиальность также немного снижается $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.74$. При дальнейшем увеличении глинозема на 20% в породе становится еще больше ставролита, сильно уменьшается содержание омфациита за счет развития амфибола, исчезает мусковит (в об. %): St 17.37, Grt 52.19, Cpx 4.23, Amp 14.41, Bt 11.37, Rt 0.43. Продолжает уменьшаться магнезиальность ставролита и граната: $\text{Prp}_{0.27}\text{Grs}_{0.41}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.01}$, $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.72$, биотит преимущественно магнезиальный $X_{\text{Phl}} = 0.50$, $X_{\text{Eas}} = 0.23$, $X_{\text{Ann}} = 0.06$.

При уменьшении содержания Al_2O_3 от исходного состава на 10% ставролит не образуется, вместо этого развиваются тальк, лавсонит, появляется кварц (в об. %): Grt (49.85) + Cpx (18.85) + Ms (11.73) + Lws (11.0) + Tlc (6.39) + Ky (0.66) + Qz (0.84), Rt (0.67).

В целом при увеличении содержания Al_2O_3 в породе сильно растет содержание ставролита (от 1 до 17.4 об. %), содержание граната и клинопироксена, наоборот, уменьшается, исчезает кианит и появляется биотит. При дальнейшем росте Al_2O_3 в породе исчезает мусковит, но при этом образуется амфибол. Уменьшается магнезиальность ставролита ($X_{\text{Mg-Sr}} = 0.76\text{--}0.72$) и граната ($\text{Prp} = 0.42\text{--}0.27$). При уменьшении содержания Al_2O_3 в породе ставролит не образуется, вместе с лавсонитом и тальком появляется кварц.

Влияние FeO_t в породе на устойчивость ставролита (рис. 4а). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы составляют гранат, клинопироксен и мусковит, в меньшем количестве присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): St 1.04, Grt 65.38, Cpx 17.47, Ms 12.24, Ky 3.17, Rt 0.69. Гранат имеет состав $\text{Prp}_{0.42}\text{Grs}_{0.30}\text{Alm}_{0.28}\text{Sps}_{0.008}$, а магнезиальность ставролита: $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.76$.

При увеличении содержания FeO_t на 10% образуется большее количество ставролита, при этом уменьшается количество мусковита и исчезает кианит (в об. %): St 5.47, Grt 65.37, Cpx 16.48, Ms 8.87, Rt 0.63. Немного уменьшается магнезиальность граната и ставролита: $\text{Prp}_{0.38}\text{Grs}_{0.31}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.008}$, $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.74$. При дальнейшем увеличении содержания FeO_t продолжает возрастать количество ставролита, при уменьшении клинопироксена и мусковита появляется биотит (в об. %): St 7.13, Grt 64.80, Cpx 15.52, Bt 8.17, Ms 3.83, Rt 0.56. Тенденция к уменьшению магнезиальности граната и ставролита сохраняется: $\text{Prp}_{0.35}\text{Grs}_{0.32}\text{Alm}_{0.32}\text{Sps}_{0.008}$, $X_{\text{Mg-Sr}} = 0.73$. Биотит в основном магнезиальный: $X_{\text{Phl}} = 0.59$, $X_{\text{Eas}} = 0.14$, $X_{\text{Ann}} = 0.05$, $X_{\text{Ti-Bt}} = 0.09$.

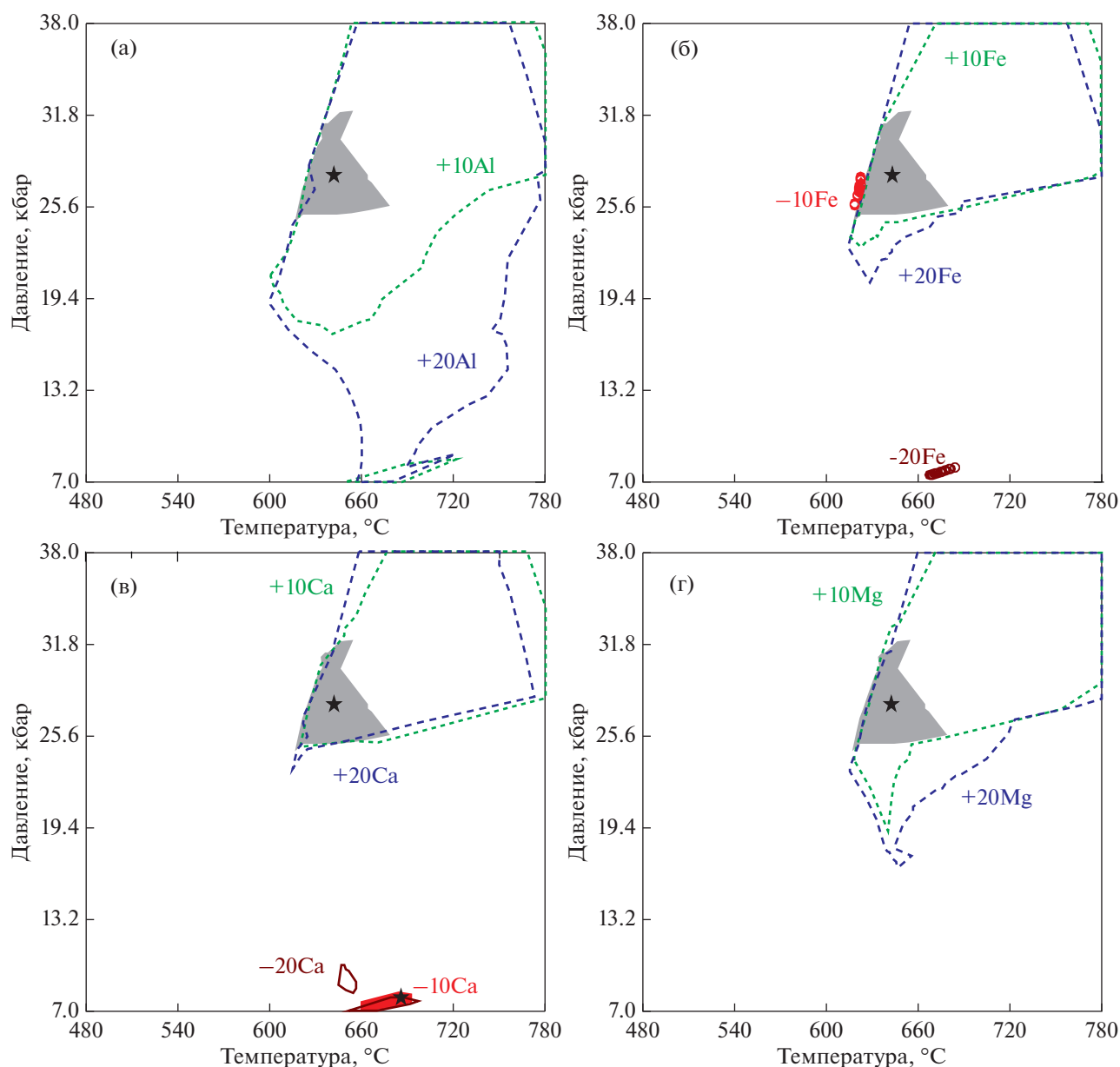


Рис. 4. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. Lm-185. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO_t , (в) – CaO , (г) – MgO . Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Таким образом, при увеличении в породе содержания FeO_t увеличивается количество ставролита (от 1 до 7 об. %) за счет исчезновения кианита и уменьшения доли мусковита. Также немного уменьшается магнезиальность граната и ставролита. При значительном увеличении FeO_t в породе развивается биотит. При уменьшении FeO_t область ставролитсодержащих парагенезисов сильно уменьшается, развивается амфибол, появляются плагиоклаз и кварц.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 4в). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$

при исходном составе большую часть породы составляют гранат, клинопироксен и мусковит и меньшую ставролит, кианит и рутил (в об. %): St 1.04, Grt 65.38, Cpx 17.47, Ms 12.24, Ky 3.17, Rt 0.69. Состав граната $Prp_{0.42}Grs_{0.30}Alm_{0.28}Sps_{0.008}$, с ним равновесен ставролит с $X_{Mg-St} = 0.76$.

При увеличении содержания CaO в породе на 10% увеличивается количество ставролита, исчезает кианит и появляется биотит (в об. %): St 6.11, Grt 64.30, Cpx 16.98, Ms 7.73, Bt 4.27, Rt 0.61. Гранат становится менее пироповым, а состав ставролита не меняется $Prp_{0.37}Grs_{0.35}Alm_{0.28}Sps_{0.008}$, $X_{Mg-St} = 0.76$.

При дальнейшем повышении содержания СаО в породе на 20% немного увеличивается количество ставролита, исчезает мусковит и появляется цоизит (в об. %): *St* 7.79, *Grt* 61.22, *Cpx* 16.13, *Bt* 11.75, *Zo* 2.60, *Rt* 0.50. Гранат становится менее магнезиальным так же, как и ставролит $Prp_{0.32}Grs_{0.39}Alm_{0.28}Sps_{0.009}$, $X_{Mg-St} = 0.74$.

Таким образом, при увеличении содержания СаО увеличивается область стабильности парагенезисов и увеличивается количество ставролита от 1 до 7.8 об. %, исчезает кианит, биотит и появляется цоизит. Ставролит становится менее магнезиальным, в гранате уменьшается количество пироба за счет увеличения гроссуляра. При уменьшении содержания СаО область ставролитсодержащих парагенезисов стабильна при низких давлениях, где развиты парагенезисы с преимущественным содержанием амфибола и плагиоклаза (анортита) и меньшим содержанием граната. Ставролит в низкобарической области заметно более железистый: $X_{Mg-St} = 0.46$.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 4г). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы составляют гранат, клинопироксен и мусковит, вместе с которыми присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): *St* 1.04, *Grt* 65.38, *Cpx* 17.47, *Ms* 12.24, *Ky* 3.17, *Rt* 0.69. Гранат имеет состав $Prp_{0.42}Grs_{0.30}Alm_{0.28}Sps_{0.008}$, ставролит состава: $X_{Mg-St} = 0.76$.

При увеличении содержания MgO в породе на 10% увеличивается количество ставролита, исчезает кианит и появляется биотит (в об. %): *St* 6.76, *Grt* 63.42, *Cpx* 17.29, *Ms* 6.41, *Bt* 5.53, *Rt* 0.58. В гранате немного уменьшается количество пироба, составы остальных минералов практически не меняются. При увеличении содержания MgO на 20% от исходного исчезает мусковит, но при этом развивается хлоритоид (в об. %): *St* 5.02, *Grt* 60.84, *Cpx* 16.38, *Ctd* 5.57, *Bt* 11.66, *Rt* 0.53. За счет повышенной магнезиальности породы магнезиальность хлоритоида $X_{Mg-Ctd} = 0.86$, хотя в гранате немного уменьшается пироповая компонента: $Prp_{0.38}Grs_{0.33}Alm_{0.28}Sps_{0.009}$. В ставролите слегка увеличивается магнезиальность $X_{Mg-St} = 0.77$. Биотит также магнезиальный $X_{Phl} = 0.64$, $X_{Eas} = 0.13$, $X_{Ann} = 0.04$, $X_{Ti-Bt} = 0.09$. При уменьшении содержания MgO в породе на 10% ставролит не образуется, но появляются лавсонит и тальк.

Таким образом, при увеличении содержания MgO в породе увеличивается количество ставролита (от 1 до 5–6 об. %), исчезает кианит, появляются биотит и, что существенно, — магнезиальный хлоритоид (до 5.6 об. %). Уменьшается содержание пироба в гранате, а состав ставролита практически не меняется. При уменьшении содержания MgO в породе ставролит не образуется.

Минеральные парагенезисы, последовательность минералообразования и изменение магнезиальности минералов

Общая характеристика минеральных парагенезисов и их смены с изменением температуры и давления приведена ниже на примере состава амфиболита, в котором содержания железа и магния примерно равны (обр. Lm-185, рис. 5а–5в). Смена минеральных парагенезисов рассмотрена для P - T диапазона, проходящего через ставролитовую область (рис. 5б). Для данного псевдосечения моделируется появление фазы ставролита после исчезновения таких Fe-Mg минералов, как хлорит, амфибол. Несколько раньше исчезает тальк, что затем знаменуется появлением кианита. При этом в ставролитовом парагенезисе присутствует значительное количество граната, мусковита (рис. 5б).

Характерно, что магнезиальность ставролита выше, чем у граната (рис. 5в), что соответствует ранее приведенным данным о таком соотношении при высоких давлениях (Koch-Müller, 1997). Отмечается слабая отрицательная корреляционная зависимость между магнезиальностью ставролита и магнезиальностью клинопироксена и граната, а также содержанием селадонитовой молекулы в мусковите (рис. 5в).

Таким образом, из рассмотренного примера следует, что повышенная магнезиальность ставролита в амфиболитах закономерно наследуется от высокомагнезиальных минералов, разложение которых привело к его появлению.

Оценка влияния состава метаморфического флюида на образование ставролитовых парагенезисов

Для оценки влияния состава флюида было произведено термодинамическое моделирование минералообразования при разном соотношении H_2O и CO_2 во флюиде. Состав флюида менялся от чистого водного до водно-углекислотного путем добавления CO_2 с шагом 0.2: $X_{\text{CO}_2} = 0.0$ –0.8. При этом анализе использовались составы образцов метабазитов: 80 (Gil Ibarguchi et al., 1991), LMG (Tsuji-mori, Liou, 2004) и Lm-185 (Faryad, Hoinkes, 2006), которые, кроме высокого содержания глинозема, существенно отличаются друг от друга значением отношения Fe/Mg, что оказалось критичным для образования ставролита.

Для обр. 80 минеральные парагенезисы с участием чистого водного флюида были охарактеризованы выше (см. рис. 2). С повышением во флюиде доли углекислоты до 0.8 области стабильности ставролитсодержащих парагенезисов сильно расширяются и смещаются в сторону низких температур и давлений (рис. 6а). Например, при повышении X_{CO_2} на 0.2 происходит смещение границ St -областей на 20–30 $^\circ\text{C}$ и ~1 кбар. Стоит отме-

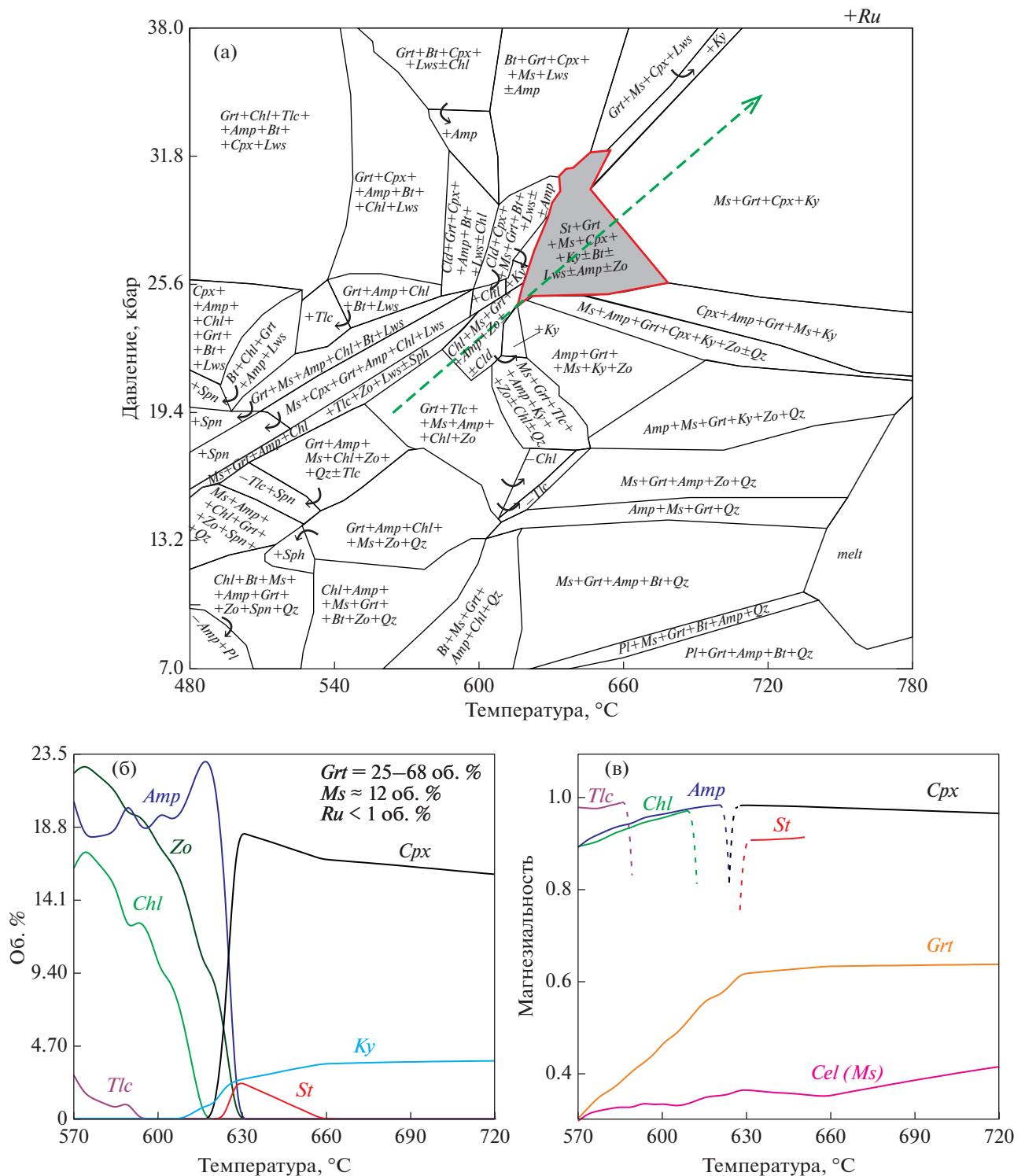
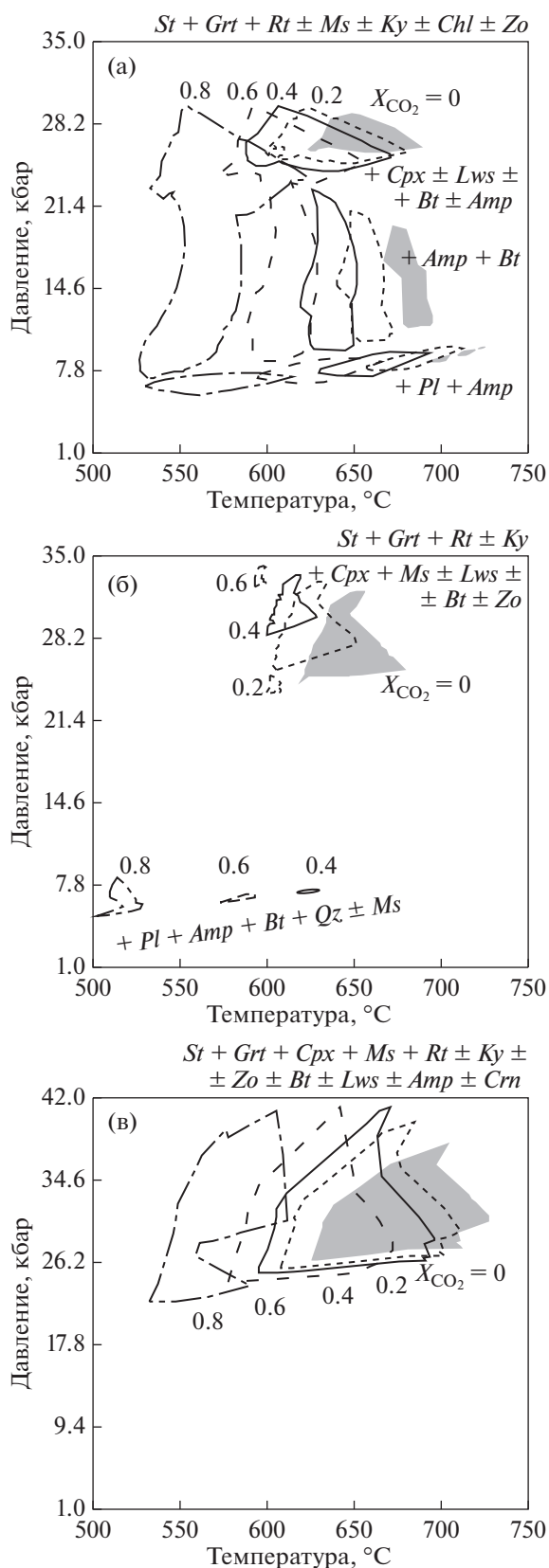


Рис. 5. Диаграммы, характеризующие минеральные парагенезисы, последовательность минералообразования и изменение магнетиальности минералов для выбранного P - T диапазона и тренда.

(а) — P - T диаграмма (псевдосечение) полей устойчивости минералов для состава обр. Lm-185. Красной линией очерчена St -область. Знаками “+” и “-” показано наличие или отсутствие минеральной фазы в указанной стрелкой области. Зеленой пунктирной линией показан P - T тренд, по которому анализируется изменение содержания минералов и их магнетиальность (рис. 5б, 5в); (б) — содержание минералов (об. %) в породе для выбранного P - T тренда; (в) — изменение магнетиальности железо-магнетиальных минералов по указанному P - T тренду.



тять, что при $X_{CO_2} = 0.6$ высокобарическая и среднебарическая области сливаются в одну, которая максимально расширяется при $X_{CO_2} = 0.8$ в точке $P = 7.6\text{--}30$ кбар, $T = 530\text{--}630^\circ\text{C}$. Качественных минеральных изменений при этом не наблюдается.

Для образца амфиболита LMG, в котором при водном флюиде моделируется довольно широкая P - T область ставролитсодержащих минеральных парагенезисов (рис. 6б), при повышении доли X_{CO_2} St -область смещается в сторону более низких температур, расширяясь по оси давления. При $X_{CO_2} = 0.8$ ставролит стабилен в диапазоне $P = 20\text{--}41$ кбар, $T = 520\text{--}610^\circ\text{C}$, однако при $P = 23\text{--}26$ кбар область сильно сужается по оси температуры: $T = 540\text{--}560^\circ\text{C}$. Качественных минеральных изменений не наблюдается.

Для обр. Lm-185 наблюдается сильная разница между положением областей устойчивости ставролитсодержащих парагенезисов при чистом водном флюиде и водно-углекислотном (рис. 6в). При $X_{CO_2} = 0.2$ область стабильности ставролитсодержащих парагенезисов смещается на ~ 1.5 кбар в сторону более высоких давлений и на $\sim 20^\circ\text{C}$ в сторону низких температур. При $X_{CO_2} = 0.4$ высокобарическая область уменьшается и смещается в сторону более высоких давлений и низких температур. Также появляется небольшая низкобарическая область при $P = 6\text{--}6.5$ кбар, $T = 620\text{--}635^\circ\text{C}$, где развиты парагенезисы ставролита с амфиболом, плагиоклазом и кварцем. При $X_{CO_2} = 0.6$ высокобарическая St -область сильно уменьшается и смещается в сторону высоких давлений $P = 32\text{--}34$ кбар и низких температур $T = 580\text{--}600^\circ\text{C}$. Низкобарическая область, наоборот, расширяется и смещается в сторону более низких P и T . При $X_{CO_2} = 0.8$ остается только низкобарическая область, которая расширяется и смещается в сторону низких температур: $P = 4.5\text{--}8$ кбар, $T = 500\text{--}530^\circ\text{C}$.

Таким образом, с повышением доли углекислоты в водно-углекислотном флюиде области стабильности ставролитовых парагенезисов систематически смещаются в сторону более низких температур. Для части метабазитов (обр. 80 и LMG) с увеличением X_{CO_2} области стабильности ставролита расширяются как по оси давления, так и по оси температуры, тогда как в случае с обр. Lm-185 высокобарическая область, наоборот, уменьшается, сильно смещаясь вверх по оси дав-

Рис. 6. Изменение конфигурации полей стабильности ставролитовых парагенезисов в зависимости от доли CO_2 в водно-углекислотном флюиде. Серым цветом показано положение St -области при чистом водном флюиде, различными линиями — при вариации X_{CO_2} во флюиде от 0.2 до 0.8. (а) — моделирование для состава обр. 80, (б) — для обр. Lm-185, (в) — для обр. LMG.

ления. Низкобарическая область, где развиты парагенезисы ставролита с *Amp*, *Pl*, *Qz*, появляется только при $X_{\text{CO}_2} = 0.4$, а при дальнейшем увеличении доли углекислоты во флюиде расширяется.

Отмеченные особенности изменения конфигурации ставролитовых областей при разном содержании CO_2 во флюиде можно объяснить изменением активности воды во флюиде, уменьшение которой с ростом X_{CO_2} приводит к сокращению температурной стабильности водосодержащих минералов, вместо которых образуются “сухие” минеральные виды, включая ставролит.

Оценка влияния $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в породе на стабильность ставролита

Ранее при моделировании процессов минералообразования было выявлено (White et al., 2000), что при анализе устойчивости ставролита необходимо учитывать содержание трехвалентного железа в породе. Хотя часто затруднительно достоверно судить о величине $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в породе на этапе минералообразования, но если предположить, что $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в базитах было равным 0.15 (Brooks, 1976) или 0.20–0.25 (Hughes, Hussey, 1979), то выявляется некоторое небольшое увеличение области стабильного существования ставролита по сравнению с составом, где $\text{FeO}_t = \text{FeO}$. Однако, учитывая слабую изученность термодинамических свойств силикатов, содержащих трехвалентное железо, следует с осторожностью относиться к результатам таких расчетов. По этой причине мы придерживались схемы расчетов без учета Fe^{3+} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МОДУЛЕЙ

Широкое разнообразие природных минеральных ассоциаций в метабазитах указывает на сильную зависимость числа фаз и их соотношений от P - T условий, валового химического состава горных пород и состава флюида (рис. 6а–6в, рис. 7). Содержание Al в породе имеет решающее значение и контролирует возникновение роговой обманки и ставролита. Такой вывод согласуется с данными Дж. Арнольда с соавторами (Arnold et al., 2000) о том, что в породе с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 35$ мас. % от общего количества $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, ставролит образуется при температурах выше 550°C , а роговая обманка — выше 595°C . При этом X_{Mg} ставролита находится в диапазоне от 0.2 до 0.7. Термодинамическое моделирование в программе THERMOCALC (Powell, Holland, 1988) показало, что парагенезисы со ставролитом и роговой обманкой могут возникать в диапазоне давлений 4–10 кбар при темпе-

ратурах 560 – 650°C . В таких породах, за исключением более глиноземистых и богатых железом составов, ставролитовые парагенезисы занимают узкое окно давления–температуры (Arnold et al., 2000). Аналогично, Т. Цуджимори и Ж. Лиу (Tsuji-mori, Liou, 2004) считают, что ассоциация $\text{Hbl} + \text{Czo} + \text{Ky} \pm \text{St} + \text{Pg} + \text{Ab} \pm \text{Crn}$ в богатых алюминием метабазитах характерна для метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации высокого давления.

Хотя присутствие ставролита в “типичных” амфиболитах может указывать на метаморфизм при относительно высоком давлении, в более глиноземистых составах их интерпретация менее однозначна. Из-за высокой вариативности ставролитсодержащих ассоциаций последовательность формирования минералов во время метаморфизма неясна (Arnold et al., 2000; Faryad, Hoinkes, 2006).

Затруднения с определением места ставролита в минеральных парагенезисах метабазитов связаны с тем, что этот минерал описан в них много реже, чем в метапелитах. Одним из объяснений (Purtscheller, Mogessie, 1984) этого является сложность идентификации *St*-фазы в амфиболитах из-за небольшого размера зерен.

Хотя ставролит и кианит встречаются в породах амфиболитовой фации и обычно ассоциируются с парагонитом и гранатом, однако амфибол может отсутствовать в некоторых богатых Al метабазитах (Faryad, Hoinkes, 2006). Присутствие ставролита задокументировано в метабазитовых породах, содержащих ортоамфибол — жедрит (Spear, 1977, 1978, 1980).

Из сказанного выше следует, что появление *St* в породах метабазитового состава контролируется многими факторами, а не только высокой глиноземистостью. На образование ставролита и кианита сильно влияет содержание в породе Fe и Mg (Arnold et al., 2000; Faryad, Hoinkes, 2006). Иногда заметную роль играет и K_2O . Низкое содержание K_2O сдерживает образование калиевого полевого шпата, в таком случае, при наличии избыточного Al , который ограниченно входит в состав плагиоклаза, при высоком содержании Fe возникают условия, благоприятные для появления ставролита.

Данные из работы (Faryad, Hoinkes, 2006) показывают, что ставролит в высокоглиноземистых метабазитах может образовываться при $T = 570^\circ\text{C}$, $P > 10$ кбар с клиноцоизитом или при $T = 540$ – 450°C , $P = 7$ – 8 кбар с плагиоклазом. Отсутствие хлоритоидов в изученных авторами образцах предполагает либо его полное замещение, либо P - T тренд прогрессивного метаморфизма вне поля хлоритоидов (Faryad, Hoinkes, 2006).

Для метабазитов характерен более магнезиальный ставролит по сравнению со ставролитами из метапелитов. В 1980-х годах в метаморфических

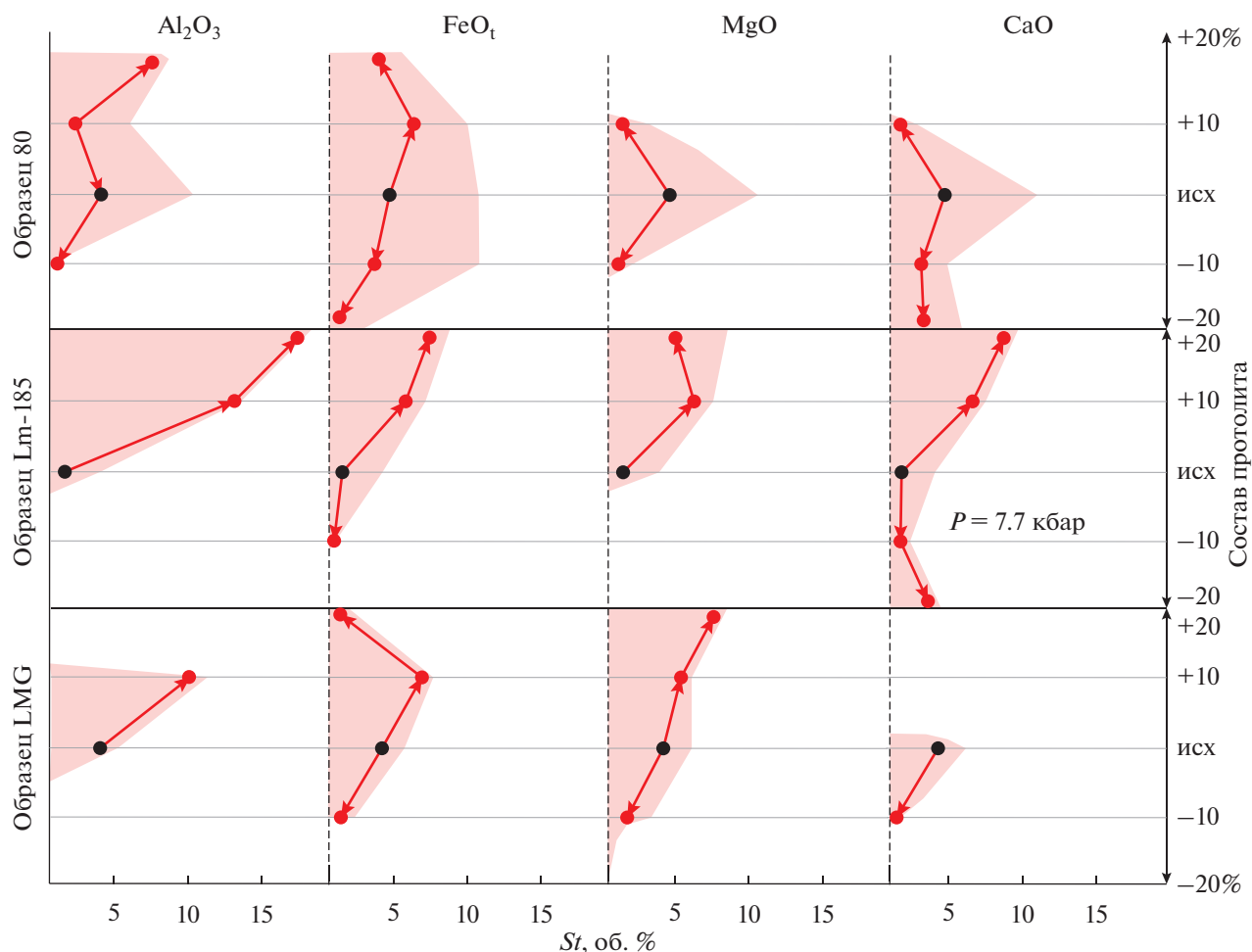


Рис. 7. Изменение содержания ставролита (об. %) в метабазитах в зависимости от изменения содержания петрогенных компонентов (Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO) на ± 10 и $\pm 20\%$ для различных исходных составов протолита.

породах высокого давления впервые был обнаружен ставролит, в котором значительное количество Fe^{2+} замещается магнием (Schreyer et al., 1984). Затем были выявлены и другие находки магнезиального ставролита в метабазитовых породах (например, Enami, Zang 1988; Gil Ibarguchi et al., 1991). Один из первых исследованных магнезиальных ставролитов ($X_{\text{Mg}} = 0.965$) из массива Дора-Майра в Западных Альпах (Simon et al., 1997; Simon, Chopin, 2001) характеризуется высоким содержанием H^+ , и считается, что он был образован при метаморфизме сверхвысокого давления при $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 30$ кбар (Simon et al., 1997; Simon, Chopin 2001).

Ставролиты с X_{Mg} до ~ 0.4 – 0.6 были обнаружены в различных типах пород, метаморфизованных при высоких давлениях (Schreyer et al., 1984; Ward, 1984; Grew, Sandiford, 1984; Nicollet, 1986). Часто богатые магнием ставролиты сосуществуют с корундом. Это указывает на то, что недонасыщенная кремнеземом среда является одним из факторов

образования богатых магнием ставролитов (например, Schreyer, 1967; Grew, Sandiford, 1985). Однако важно учесть, что эти наблюдения магнезиального ставролита относятся к специфическим по составу метапелитам, недосыщенным калием (см. Кориковский, 1979), в которых вместе со ставролитом устойчивы амфиболы ряда жедрит–антофиллит, Al_2SiO_5 , кордиерит, гранат, ортопироксен и другие минералы. Установлено, что магнезиальность ставролита нелинейно зависит от изменения величины давления, о чем дополнительно будет сказано ниже. Следует иметь в виду, что детальное изучение ставролита позволило выявить, что изоморфные замещения железа у этого минерала возможны не только магнием, но и кобальтом, цинком, марганцем и, предположительно, кальцием (Федькин, 1975). Как такие изоморфные примеси влияют на устойчивость ставролита методами термодинамического моделирования пока невозможно установить в силу слабой изученности свойств таких ставролитов.

Таблица 2. Петрохимические модули для трех групп метабазитов, отличающихся по соотношению FeO/MgO

Метабазиты	FeO/MgO	MgO/CaO	CaO/FM*	Al ₂ O ₃ /FM	
1 группа	≥1	0.33	1.11	2.07	max
		0.29	0.97	1.77	min
2 группа	~1	1.21	0.52	1.37	max
		0.97	0.45	1.23	min
3 группа	≤1	1.31	0.67	1.22	max
		1.11	0.58	1.21	min

Примечание. * FM = FeO_i + MgO.

В. Шрейер (Schreyer, 1967) предположил, что отсутствие природного магнезиального ставролита в верхней мантии, где достигаются *P-T* условия, необходимые для образования магнезиального ставролита (т.е. выше 11 кбар), связано с отсутствием высокоглиноземистых пород. Он также предположил, что магнезиальный ставролит и кварц несовместимы из-за появления кианита или других силикатов магния. Действительно, кианит и другие глиноземистые минералы типичны для эклогитов высокого давления (например, Dawson, 1980), а разрушение этих минералов при понижении температуры может привести к образованию богатого магнием ставролита.

Обсуждая проблему источника высокой глиноземистости пород на мантийном уровне, высказано предположение, что ставролит может появляться при высокобарическом метаморфизме в основных породах с примесью материала субдцированных толщ коры, отличающихся богатым содержанием глинозема (Hellman, Green, 1979).

Экспериментально доказано (Hellman, Green, 1979) образование ставролита в породе основного состава при высоком давлении в водной среде. Эксперименты по определению устойчивости Mg-ставролита в системе MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (Fockenberg, 1995) при разном давлении воды показали стабильность минерала при *P* = 12–66 кбар и *T* = 608–918°C. Как правило, содержание водорода в Mg-ставролите увеличивается с увеличением давления (Holdaway et al., 1995; Fockenberg, 1995).

Есть немногочисленные примеры образования Mg-ставролита при весьма высоких температурах (>900–1000°C), как, например, в центральной зоне комплекса Лимпопо в Южной Африке (Schreyer et al., 1984; Tsunogae, Van Reenen, 2010), где магнезиальный ($X_{Mg} = 0.44–0.58$) ставролит встречается в парагенезисе с сапфирином и кварцем. Другая находка сделана на юге Индии (Tsunogae, Santosh, 2003; Santosh et al., 2004; Shimpо et al., 2006), где вместе с магнезиальным ($X_{Mg} \sim 0.58$) акцессорным ставролитом в породе встречаются гранат, жедрит, сапфирин, корунд, шпинель и рутил.

Ставролит может иметь X_{Mg} меньше 0.3, что оказывается ниже, чем у сосуществующих силикатных минералов: (например, Deer et al., 1982; Enami, 1988). Однако хорошо известно, что K_D^{Fe-Mg} у ставролита, например, в паре с гранатом имеет точку инверсии с ростом давления (Koch-Müller, 1997). Ставролитсодержащие породы, бедные калием (без мусковита и калиевого полевого шпата), иногда характеризуются специфическими парагенезисами с жедритом и кордиеритом, в них предельная магнезиальность *St*, *Grt* при тех же *P-T*, что и в окружающих *Ms*-содержащих метапелитах значительно повышена. Также известно из наблюдений, что реакции проградного образования и разложения *St* совершенно иные: например, наблюдаются кордиеритовые каймы вокруг ставролита (Mezger, Passchier, 2003).

Магнезиальный ставролит был синтезирован при *T* = 700–950°C и *P* > 11 кбар (Schreyer, 1967; Schreyer Seifert, 1969). Богатый магнием ставролит ($X_{Mg} = 0.53–0.57$) экспериментально получен из оливинового толеита при *T* = 740–760°C и *P* = 24–26 кбар (Hellman, Green, 1979).

Эти и другие экспериментальные работы предполагают, что богатый Mg ставролит может встречаться в богатых Mg и Al метаморфических породах, которые образовывались при высокой температуре и давлении, что согласуется с результатами нашего моделирования.

Таким образом, составы метабазитов, благоприятных для образования ставролита, наиболее полно характеризуют количество в них Al₂O₃, MgO, FeO_i, CaO, а так как содержания других петрогенных компонентов меньше или близки к единице, их вариации практически не влияют на образование ставролита. Исходя из этого, в качестве петрохимических модулей авторы выбрали следующие соотношения: MgO/CaO, CaO/FM, Al₂O₃/FM. Учитывая особенности полей устойчивости ставролита в протолитах разной железистости, эти петрохимические модули рассчитаны отдельно для трех групп составов метабазитов, контрастно отличающихся по величине FeO/MgO (табл. 2, рис. 8).

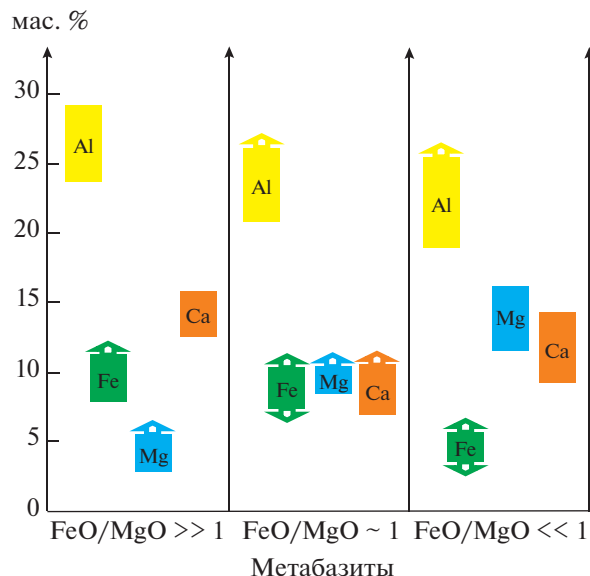


Рис. 8. Диапазоны содержаний компонентов (Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO) базитовых протолитов, в которых можно ожидать образование ставролита при метаморфизме средних и высоких давлений.

По величине предложенных петрохимических модулей можно ориентировочно спрогнозировать возможность появления ставролита по базитовому протолиту при метаморфизме средних и высоких давлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большое разнообразие в метабазитах минеральных ассоциаций со ставролитом указывает на то, что на образование его парагенезисов влияет множество факторов: P - T условия метаморфизма, валовый химический состав протолитов и состав флюида. Для понимания общих закономерностей формирования ставролита в группе метабазитов следует выделять подгруппы пород с различными диапазонами содержаний Fe, Mg, Ca, Al, так как соотношение этих компонентов по-разному влияет на конфигурацию и количество P - T областей, в которых устойчив ставролит. Эта особенность характерна для метабазитов и не свойственна для метапелитов.

Ключевые факторы и условия появления ставролита следующие:

1. Ставролит наиболее характерен для метабазитов средне- и высокобарического уровня метаморфизма.
2. Содержание глинозема в метабазитах имеет решающее значение для возникновения парагенезисов со ставролитом, оно также прямо контролирует конфигурацию области(ей) устойчивости ставролита в P - T пространстве.

3. Увеличение содержания FeO_t в породе закономерно снижает магнезиальность ставролита. При значительном уменьшении FeO_t вместо ставролита развиваются амфибол и/или биотит.

4. Изменение содержания CaO заметно меняет конфигурацию ставролитовых областей: при незначительном увеличении CaO ставролитовая область расширяется в высокобарическую сторону. Существует предельное количество кальция в породе, когда ставролит перестает образовываться. С ростом содержания CaO магнезиальность ставролита уменьшается, что обычно определяется доминированием более магнезиального по сравнению со ставролитом амфибола и/или клинопироксена, а в ряде случаев — биотита. Снижение содержания кальция в породе менее критично для устойчивости ставролита: при низких давлениях развиваются его парагенезисы с амфиболом и плагиоклазом с подчиненным количеством графита.

5. Роль количества магния в метабазитах проявляется в том, что при уменьшении содержания MgO количество ставролита резко снижается, также одновременно уменьшается его магнезиальность.

6. Увеличение мольной доли CO_2 в водно-углекислотном флюиде приводит к смещению ставролитовых областей на P - T диаграммах в область более низких температур и повышенных давлений.

Благодарности. Авторы весьма признательны рецензентам И.И. Лиханову и К.А. Савко за тщательное рецензирование статьи и советы по ее улучшению и дополнению.

Источник финансирования. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0002 Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 536–551.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Федькин В.В. Ставролит. Состав, свойства, парагенезисы и условия образования. М.: Наука, 1975. 271 с.
- Arnold J., Powell R., Sandiford M. Amphibolites with staurolite and other aluminous minerals: Calculated mineral equilibria in NCFMASH // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. № 1. P. 23–40.
- Brooks C.K. The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio of basaltic analyses: An appeal for a standardized procedure // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1976. 25. P. 117–120.
- Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams — an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.

- Dawson J.B.* Kimberlites and Their Xenoliths. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1980. 252 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* Rock-forming Minerals. Vol. 1a: Orthosilicates. N.Y.: Halsted Press, 1982. P. 1–936.
- Enami M., Zang Q.* Magnesian staurolite in garnet-corundum rocks and eclogite from the Donghoi district, Jiangsu Province, East China // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 48–58.
- Faryad S.W., Hoinkes G.* Reaction textures in Al-rich metabasite; implication for metamorphic evolution of the Eastern border of the Middle // *Lithos.* 2006. V. 90. P. 145–157.
- Fockenberg T.* Synthesis and chemical variability of Mg-staurolite in the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ as a function of water pressure // *Eur. J. Mineral.* 1995. V. 7. P. 1373–1380.
- Gil Ibarra J.I., Mendia M.* Mg- and Cr-rich staurolite and Cr-rich kyanite in high-pressure ultrabasic rocks (Cabo Ortegal, northwestern Spain) // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 501–511.
- Grew E.S., Sandiford M.* Staurolite in a garnet-hornblende-biotite schist from the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica // *Neues Jahrbuch für Mineralogie.* 1985. V. 9. P. 396–410.
- Hellman P.L., Green T.H.* The high-pressure experimental crystallization of staurolite in hydrous mafic compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. P. 369–372.
- Helms T.S., McSweeney H.Y., Laolka T.C., Jarosewich F.E.* Petrology of a Georgia Blue Ridge amphibolite unit with hornblende-gedrite-kyanite-staurolite // *Amer. Mineral.* 1987. V. 72. P. 1086–1096.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B.* Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite $\text{H}_2\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_8\text{O}_{48}$ and $\text{H}_6\text{Fe}_2\text{Al}_{18}\text{Si}_8\text{O}_{48}$ // *Amer. Mineral.* 1995. V. 80. P. 520–533.
- Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383.
- Hughes C.J., Hussey E.M.* Standardized procedure for presenting corrected $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios in analyses of fine-grained mafic rocks // *N. Jb. Mineral. Mh.* 1979. V. 12. P. 570–572.
- Humphreys H.S.* Metamorphic evolution of amphibole-bearing aluminous gneisses from the Eastern-Namaqua Province, South Africa // *Amer. Mineral.* 1993. V. 78. P. 1041–1055.
- Koch-Müller M.* Experimentally determined Fe-Mg exchange between synthetic staurolite and garnet in the system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // *Lithos.* 1997. V. 41. P. 185–212.
- Kuhns R.J., Sawkin F.J., Ito E.* Magmatism, metamorphism and deformation at Helmo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the golden mine // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 720–756.
- López V., Soto J.* Metamorphism of calc-silicate rocks from the Alboran Basement // *Eds. R. Zahn, M. Comas, A. Klaus. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1991. V. 161. P. 251–259.
- Mezger J.E., Passchier C.W.* Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-Crondierite schist of the Bossost Dome: Indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees // *Geol. Mag.* 2003. V. 140. № 5. P. 595–612.
- Nicollet C.* Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar // *Bull. Mineral.* 1986. V. 109. P. 599–612.
- Powell R., Holland T.J.B., Worley B.* Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 577–588.
- Purtscheller F., Mogessie A.* Staurolite in garnet amphibolite from Sölden, Ötztal Old Crystalline Basement, Austria // *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.* 1984. V. 32. P. 223–233.
- Ríos C.A., Castellanos O.M.* First report and significance of the staurolite metabasites associated to a sequence of calc-silicate rocks from the Silgará Formation at the central Santander Massif, Colombia // *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.* 2014. V. 38. № 149. P. 418–429.
- Ríos C.A., Castellanos O.M., Gómez S.I., Avila G.* Petrogenesis of the metacarbonate and related rocks of the Silgará Formation, central Santander Massif, Colombian Andes: An overview of a “reaction calcic exoscar” // *Earth Sci. Res. J.* 2008. V. 12. P. 72–106.
- Santosh M., Tsunogae T., Koshimoto S.* First report of sapphirine-bearing rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone System, Southern India // *Gondwana Res.* 2004. V. 7. P. 620–626.
- Schreyer W., Seifert F.* High-pressure phases in the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267-A. P. 407–443.
- Schreyer W.* A reconnaissance study of the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at pressures between 10 and 25 kb // *Carnegie Inst. Wash. Year Book.* 1967. V. 6. P. 380–392.
- Schreyer W., Horrocks P.C., Abraham K.* High-magnesium staurolite in a sapphirine-garnet rock from the Limpopo Belt, Southern Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 200–207.
- Selverstone J., Spear F.S., Franz G., Morteau G.* P-T-t paths for hornblende + kyanite + staurolite gabbros: High-pressure metamorphism in the western Tauern Window, Austria // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 501–531.
- Shimpo M., Tsunogae T., Santosh M.* First report of garnet-corundum rocks from Southern India: Implications for prograde high-pressure (eclogite-facies?) metamorphism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 242. P. 111–129.
- Simon G., Chopin C.* Enstatite-sapphirine crack-related assemblages in ultrahigh-pressure pyrope megablasts, Dora-Maira massif, western Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 422–440.
- Simon G., Chopin C., Schenck V.* Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira massif, western Alps // *Lithos.* 1997. V. 41. P. 37–57.
- Spear F.S.* Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Vermont // *Carnegie Inst. Wash. Year Book.* 1977. V. 76. P. 613–619.
- Spear F.S.* Petrogenetic grid for amphibolites from the Post Pond and Ammonoosuc Volcanics // *Carnegie Inst. Wash. Year Book.* 1978. V. 77. P. 805–808.
- Spear F.S.* The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont // *Amer. Mineral.* 1980. V. 65. № 11–12. P. 1103–1118.

- Spear F.S.* Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Mt. Cube quadrangle, Vermont // *J. Petrol.* 1982. V. 23. P. 383–426.
- Thompson A.* Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist // *J. Petrol.* 1975. V. 16. P. 314–346.
- Tsujimori T., Liou J.G.* Metamorphic evolution of kyanite-staurolite-bearing epidote-amphibolite from the Early Palaeozoic Oeyama belt, SW Japan // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. P. 301–313.
- Tsunogae T., Santosh M.* Sapphirine and corundum-bearing granulites from Karur, Madurai Block, Southern India // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. P. 925–930.
- Tsunogae T., van Reenen D.D.* High-pressure and ultrahigh-temperature metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Complex, southern Africa // *Geol. Soc. Amer.* 2010. [https://doi.org/10.1130/2011.1207\(07\)](https://doi.org/10.1130/2011.1207(07))
- Ward C.M.* Magnesium staurolite and green chromian staurolite from Fiordland, New Zealand // *Amer. Mineral.* 1984. V. 69. P. 531–540.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A.* The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 497–511.

Staurolite in Metabasites: *P-T-X* Conditions and the Ratios of Petrogenic Components as a Criterion of the Appearance of Staurolite

E. B. Borisova^{1, 2}, Sh. K. Baltybaev^{1, 2}, and J. A. D. Connolly³

¹ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

² *St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

³ *Earth Sciences Department, ETH, Zurich, Switzerland*

In addition to the widespread Fe-Mg staurolite, typical for medium-temperature high-alumina metapelites, there are a number of finds of magnesian staurolite in metamorphosed mafic rocks — metabasites. Based on thermodynamic modeling and analysis of the mineral formation patterns, the most significant factors of the staurolite formation in metabasites have been revealed. For the formation of staurolite in metabasites, in contrast to staurolite in low- and medium-pressure metapelites, medium- and high-pressure conditions of metamorphism are necessary. An increase in the proportion of carbon dioxide in the composition of the water-carbon dioxide fluid has practically no effect on staurolite-forming mineral reactions, but leads to their shift to lower temperatures and higher pressures. Al, Fe, Mg, Ca are critical petrogenic rock components for the formation of magnesian staurolite, the contents and ratios of which primarily determine the stability of staurolite in metabasites. To understand the regularities of mineral formation, it seems appropriate to divide metabasites into subgroups of predominantly magnesian, iron-magnesian, and ferruginous protoliths. Based on this division, three petrochemical modules are proposed in the form of the ratio of rock-forming components: MgO/CaO , CaO/FM , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FM}$, based on which it is possible to predict the appearance of staurolite in the basic rock when the corresponding *P-T* conditions of metamorphism are reached.

Keywords: staurolite, petrochemical module, metamorphism, mineral paragenesis, thermodynamic modeling, fluid, metabasite

УДК 551.72;551.24.056

СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ГАРЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

© 2023 г. И. И. Лиханов*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

**e-mail: likh@igm.nsc.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2022 г.

После доработки 30.04.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинента Родиния. По результатам минералогическим, геохимическим и изотопно-геохронологическим исследований получены данные по особенностям петрогенезиса, геотектоническим обстановкам и термодинамическим условиям формирования, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород гаревского метаморфического комплекса. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования. Установлены два импульса неопротерозойской эндогенной активности на западной окраине Сибирского кратона, связанные со становлением суперконтинента Родиния (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между этими кратонами и их вхождение в состав Родинии.

Ключевые слова: геохимия, геотермобарометрия, тектонические обстановки и модели, U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст, Lu-Hf изотопная систематика цирконов, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0869590323010053, **EDN:** BANWYS

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза (например, Ярмолюк и др., 2005а, 2005б). Гренвильский пояс в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, служит опорным для любых палеореконструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднемезопротерозойского океана: ее заключительные деформации, связанные с процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, имели возраст 1.2–0.9 млрд лет

(Богданова и др., 2009; Ernst et al., 2008). Образованный в ходе этих событий гренвильский пояс протягивался по периферии большинства палеоконтинентов от Западной Австралии до Сибири на расстояние более 10000 км (Dalziel, 1997; Torsvik, 2003; Лиханов и др., 2014). Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген (Cawood et al., 2004, 2010), расположенный вдоль ее арктической окраины и включающий северные территории Лаврентии, Балтики, Гренландии и Свальбарда. По времени эти деформационно-метаморфические события (интенсивная складчатость, тектоническое утолщение коры, связанный с надвигами коллизионный метаморфизм, магматизм) охватывают диапазон гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет) соответственно. Его формирование происходило в результате текто-

нических событий, связанных с утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии на структуры пограничных кратонов.

Однако существуют представления, что интервал геологической эволюции Земли между 1.8 и 0.75 млрд лет назад, известный в литературе как скучный миллиард (*boring billion*) (Buick et al., 1995), характеризуется низкой эндогенной активностью наряду со снижением изотопных отношений Rb-Sr в карбонатных осадках и калиевости гранитов и песчаников, что, вероятно, было связано с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии и что контрастирует с драматическими изменениями в предыдущие и последующие эпохи (Santosh et al., 2009). Так, синтез полученных геохронологических данных позволил установить наличие в докембрийской истории развития южной части Сибирского кратона глобального по своей продолжительности перерыва (1.8–0.75 млрд лет) в проявлении эндогенной активности и процессов осадконакопления (Gladkochub et al., 2010). Выявленный феномен в совокупности с выполненными межкратонными корреляциями позволил авторам обосновать возможность существования на Земле долгоживущего (транспротерозойского) суперконтинента, объединявшего в своей структуре целый ряд древних кратонов: Сибирь, Лаврентию, Балтику и др. Причина этого явления до настоящего времени остается предметом дискуссий.

Некоторые геодинамические модели развития Енисейского кряжа базируются на предположениях о минимуме магматической активности в регионе в возрастном диапазоне более 1 млрд лет — со времени внедрения таракских гранитоидов (1900–1750 млн лет), прорывающих палеопротерозойские гранулиты и амфиболиты Ангаро-Канского террейна, до среднего неопротерозоя (~750 млн лет) (например, Верниковский и др., 2009). На основании этого в ряде работ был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже мезопротерозойских, в том числе гренвильских коллизионных событий, что приводит к противоречивой трактовке целого ряда ключевых вопросов геологии региона.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом еще далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Наименее изученной в этом отношении является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в Заангарье по-

родами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти интенсивно метаморфизованные толщи составляют инфраструктуру (наиболее глубинные уровни) коллизионной системы, и расшифровка их эволюции является ключевой проблемой для понимания процессов коллизионного тектогенеза в целом. Из-за отсутствия согласованных петрологических, геохимических и геохронологических данных между магматическими и метаморфическими событиями вопрос о возрасте и тектонической позиции этого кристаллического комплекса является предметом дискуссий. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящей статье, в которой обсуждаются особенности происхождения пород ГМК и геохронологические свидетельства раннепротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для выяснения тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов и решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния (например, Li et al., 2008).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1б). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении коры и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму (Старосельцев и др., 2003; Лиханов и др., 2006а). Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км (Сальников, 2009). Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени (Хераскова и др., 2009). Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопротерозойских формаций (Козлов и др., 2020).

В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Северо-Енисейский и Южно-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а, 2016б). К югу от этого разлома

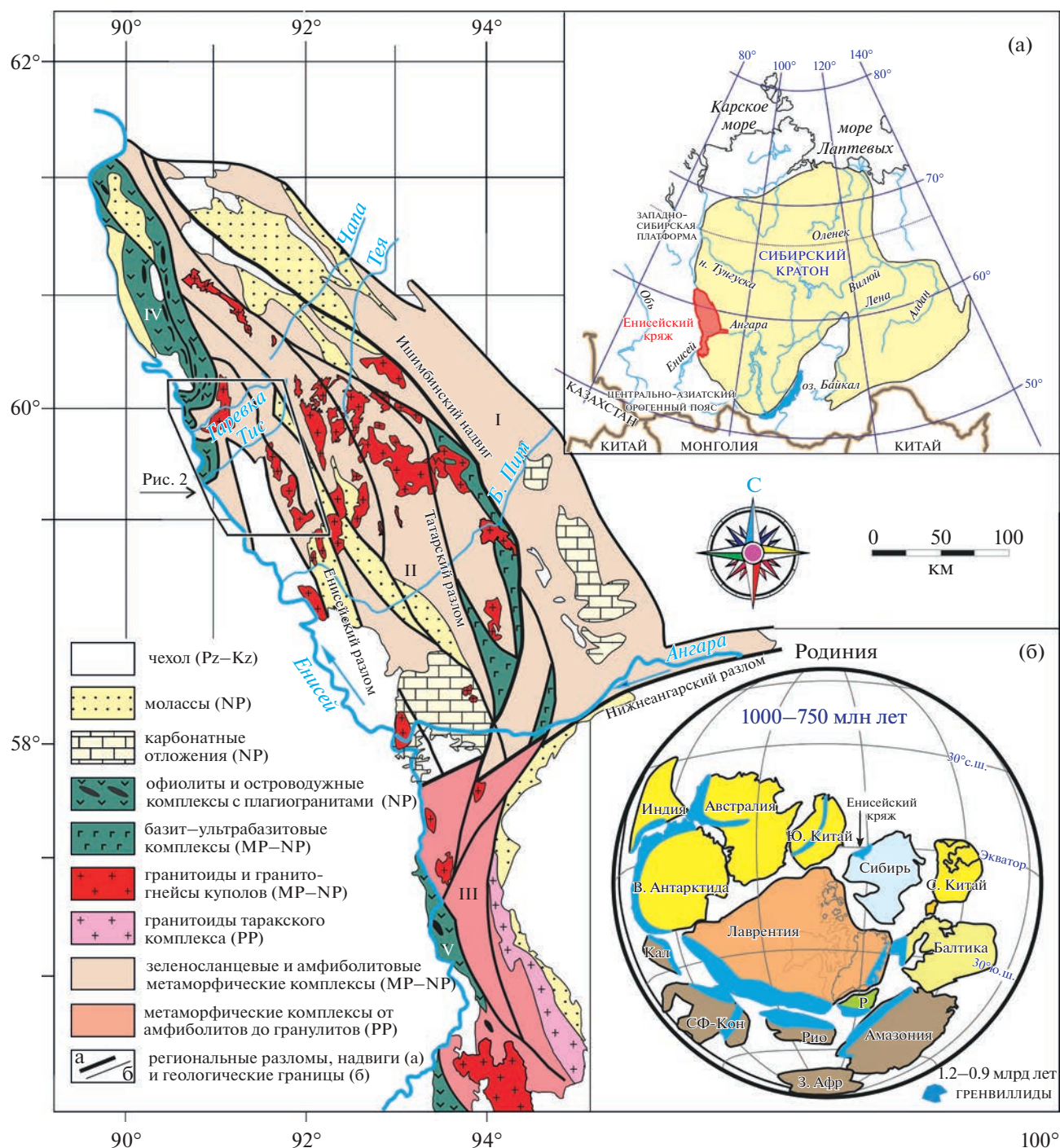


Рис. 1. Местоположение района исследований на схематической тектонической карте Енисейского кряжа. Тектонические блоки: I – Восточный (приплатформенный) и II – Центральный Заангарского сегмента; III – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, IV – Исаковский и V – Предивинский островодужные террейны. (а) – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона; (б) – конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренильской складчатости показаны голубым цветом по (Rino et al., 2008) с модификацией (Ernst et al., 2008) в период ее стабилизации. Положение Сибирского кратона по (Метелкин и др., 2012). Символы для малых кратонов: С – Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З. Афр – Западная Африка, Р – Рокол.

выделяются два структурных элемента — палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предривинский террейн (Попов и др., 2020; Лиханов и др., 2016) (рис. 1). К северу от Нижнеангарского разлома Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами — системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением (Лиханов и др., 2013а). Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов — бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания (Лиханов и др., 2013б). Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2006а, 2008б; Likhanov et al., 2004, 2015).

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в регионе в диапазоне времени 1.54–0.6 млрд лет (Лиханов и др., 2015). Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах (Лиханов и др., 2014, 2018, 2021). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны участки гаревского метаморфического комплекса (ГМК) Северо-Енисейского кряжа (рис. 2). Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль Приенисейской системы разломов. Эти зоны представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов (Likhanov, 2019). Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеamentные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является гаревский метаморфический комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Качевский, Зуев, 2005). Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается палеопротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серий дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому, а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн (Likhanov et al., 2018).

Согласно легенды Енисейской серии и Геологической карты М 1 : 1 000 000 (Качевский, Зуев, 2005), биотитовые плагиогнейсы (серые гнейсы?), характерные для немтихинской толщи, широко распространены в Центральном блоке Енисейского кряжа. Плагиогнейсы, обнаруженные в бассейнах рек Чиримбы, Еруды и Панимбы, широко варьируют по составу и соответствуют кварцевым диоритам, гранодиоритам, тоналитам, трондьемитам и низкощелочным гранитам. Они характеризуются низкой щелочностью натриевого, калиево-натриевого типа и высокой глиноземистостью (более 16 мас. %) (Стороженко и др., 1999). В строении этого комплекса также принимают участие биотитовые плагиогнейсы аноро-

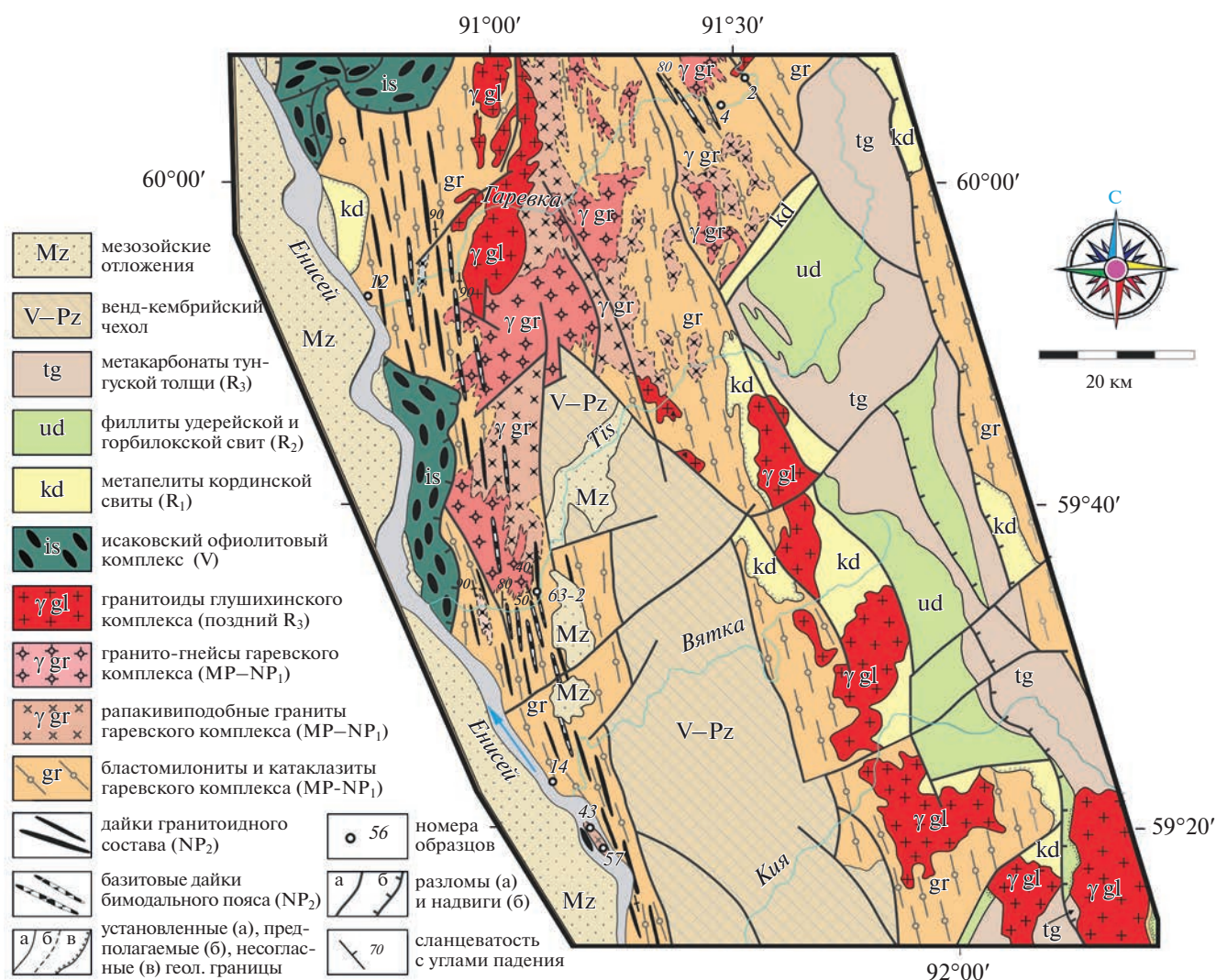


Рис. 2. Схема геологического строения правобережья р. Енисей в пределах гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа, составленная с использованием (Качевский и др., 1998) с дополнениями авторов. Показано расположение отбора продатированных образцов.

генной природы с возрастом — 1360–1380 млн лет, обнаженные в бассейне р. Чапа и ее правого притока р. Колоромо. Эти оценки связывают с завершающим этапом мезопротерозойского рифтогенеза вдоль западной окраины Сибирского кратона (Попов и др., 2010; Likhanov, Santosh, 2019). Выше по разрезу эти породы сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранат-двуслюдяными кристаллическими сланцами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакивиоподобных гранитов, продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (гранат-кианитовых гнейсов, кварцитов, кальцифиров, мраморов) малогагаревской толщи. В приразломных зонах деформаций по биотитовым плагиогнейсам немтинской толщи, порфиробластическим плагиогней-

сам и кристаллическим сланцам малогагаревской толщи развиты комплексы blastsмилонитов.

В развитии ГМК ранее были выделены три основных этапа (Likhanov, 2019). Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается *in situ* U–Pb (SHRIMP-II) и ⁴⁰Ar–³⁹Ar датировками. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil*¹ типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2009; Лиханов, Ревердатто, 2014a).

¹ Здесь и далее символы минералов приводятся по (Whitney, Evans, 2010).

На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (798–802 млн лет) (Лиханов, 2020а) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа происходило в результате движений мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате коллизионно-аккреционных событий вальгальской складчатости. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2021). Декомпрессионное остывание пород гаревского комплекса с низким метаморфическим градиентом с движением “против часовой стрелки” связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (Лиханов, 2020б). Это доказывается тем, что заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного ассоциирующими анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, и связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния (Лиханов, Ревердатто, 2015; Лиханов и др., 2013б).

В пределах западной части ГМК были изучены участки в верхнем течении р. Гаревки, нижнем течении р. Тис и в береговых обнажениях р. Енисей ниже устья р. Гаревки и р. Вятки, а также острова “Островок” (рис. 2). В районе исследования наибольшим распространением пользуются *порфиробластические плагиогнейсы малогаревской толщи* — интенсивно бластомилонитизированные породы с отчетливо выраженной крупнозернистой порфиробластовой структурой и линзовидно-пятнистой текстурой за счет ориентированных в плоскости рассланцевания кристаллов ортоклаза (рис. 3а, 3б). В них четко фиксируются следы пластических деформаций; матрикс представлен раздробленным и перекристаллизованным *Pl-Qz-Bt-Ms* агрегатом с незначительными содержаниями *Grt*, *Ilm* и акцессорных минералов: апатита, турмалина, циркона и ортита. В толще этих плагиогнейсов встречаются участки с сохранившимися реликтовыми текстурами мигматитов, имевших постепенные переходы с вмещающими породами и нечеткие (расплывчатые) контакты с образованием зон гибридных пород (рис. 3в). *Мигматиты* характеризуются обилием жильного лейкократового мате-

риала, а также рассеянными глобулами (типа небулитов) среди более меланократового субстрата. *Гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи* с зональными зернами граната, деформированными в плоскости кристаллизационной сланцеватости, проявлены локально. Для них характерна субвертикальная и вертикальная сланцеватость и метаморфическая полосчатость, обусловленные *Bt-Ms* скоплениями. *Биотит-амфиболовые гранитогнейсы* гаревского комплекса образуют складчатые тела неправильной формы среди порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи. В районе исследования они представлены крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами преимущественно *Qz-Pl-Bt-Ms* состава с порфиробластами незонального граната.

В составе немтихинской толщи преобладают *биотитовые плагиогнейсы* (около 80 об. %); гораздо менее развиты двуслюдяные гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы с гранатом в подчиненном количестве. Детально исследованы биотитовые плагиогнейсы ниже устья р. Гаревки (обр. 12) и в 300–400 м ниже устья р. Вятки (обр. 14) в правобережье р. Енисей. Первые представлены массивными биотитовыми плагиогнейсами (рис. 4а), вторые более рассланцеванными разностями (рис. 4б), отобранными из зоны фронтальных бластомилонов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ).

Биотитовые плагиогнейсы в западной части ГМК, метаморфизованные в условиях *And-Sil* типа, слагают пластовые тела (мощностью от 20 см до 3–5 м) с субгоризонтальным и слабонаклонным залеганием с ярко проявленной поздней синколлизонной микроклинизацией, сопровождаемой зонами мелко- и крупноочковых гнейсов по плагиогнейсам, и кварц-микроклиновыми пегматитами (рис. 4а, 4б). В пределах пластов они представляют собой однородные по минеральному составу серые и темно-серые мелко-среднезернистые массивные породы лепидогранобластовой структуры, существенно *Bt-Pl-Qz* состава с примесью минералов группы эпидота. Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль ПРСЗ, располагаясь в тектоническом шве на сочленении палеоокеанического и палеоконтинентального блоков Енисейского края.

Ортоклазовые мигматизированные порфиробластические лейкогранитогнейсы образуют неоднородные по составу и структурно-текстурным особенностям тела субмеридианального простирания видимой мощностью не менее 150–200 м в мелкозернистых амфиболитах и кварцитах малогаревской толщи (рис. 5). Характерно неравномерное распределение порфиробластов голубовато-серого ортоклаза (размер от 1 до 2 см) — от единичных индивидов (рис. 5б) до 1% в полосчатых разностях (рис. 5в, 5г). Эти породы интенсивно бластоми-

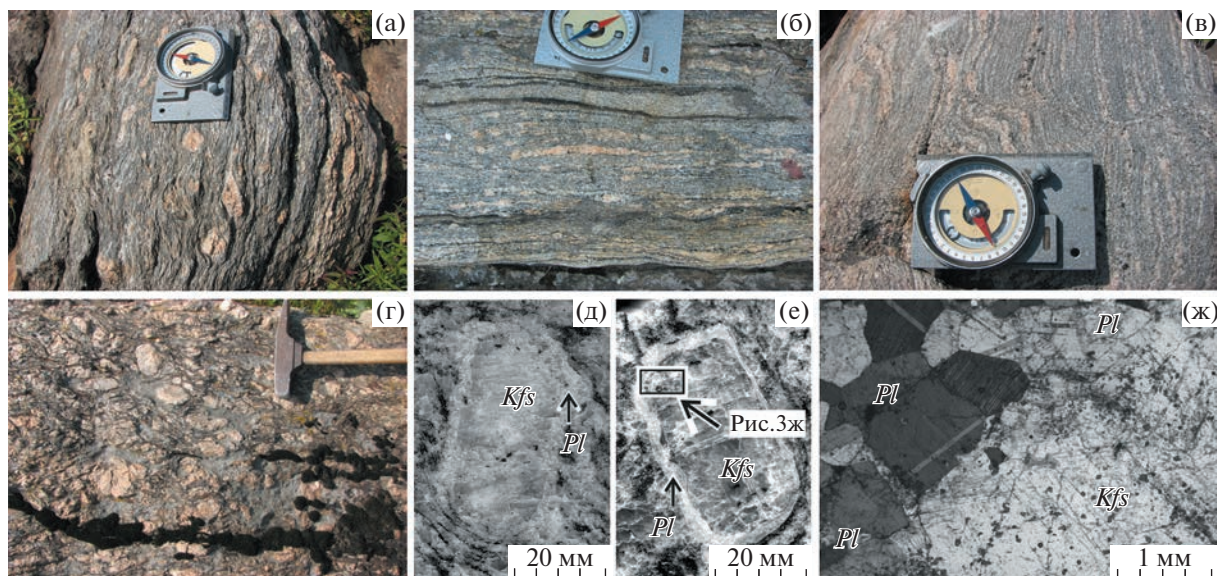


Рис. 3. Типичные породы малогаревской толщи гаревского комплекса: (а) порфиробластические гранито-гнейсы малогаревской толщи; (б) деформированные бластомилонитовые гранито-гнейсы; (в) мигматиты анатектической дифференциации; (г) метаморфизованные рапакивиоподобные граниты с (д–е) порфировыми овоидными сегрегациями ортоклаза, окруженными тонкой каймой из зерен плагиоклаза (маргинационная структура).

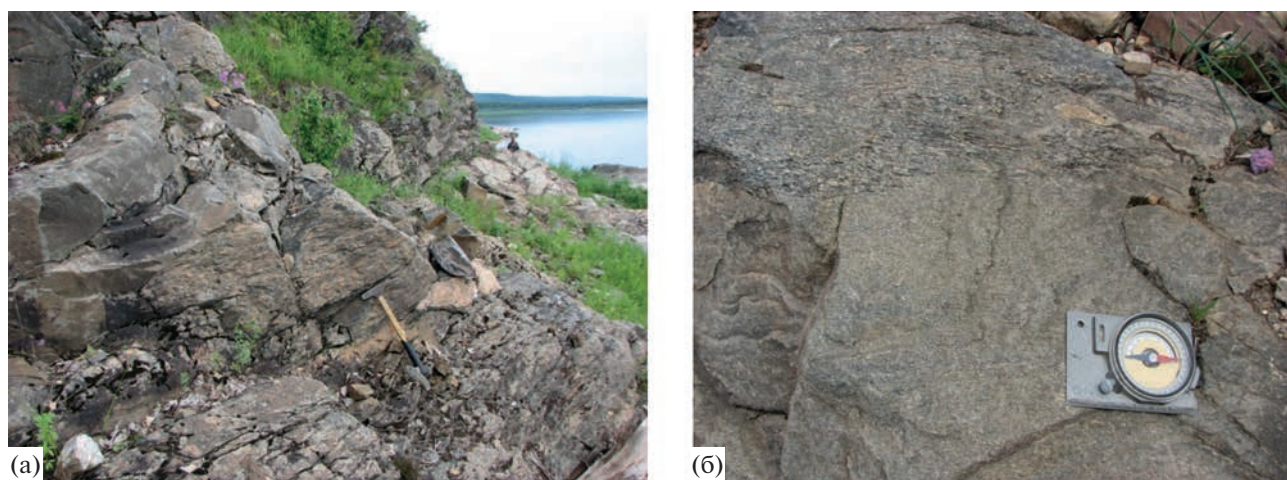


Рис. 4. Обнажения пластов массивных биотитовых плагиогнейсов немтихинской толщи: линзообразная форма с межпластовым развитием поздних микроклиновых пегматитов и крупно-очковых микроклиновых гнейсов (а) и среднезернистых микроклиновых гнейсов со следами пластических деформаций (б). Правый берег р. Енисей в 1.2–1.5 км ниже устья р. Гаревки. Фото П.С. Козлова.

лонитизированы с образованием зон ортобластомилонитов северо-западного простирания мощностью от 20–30 см до 3–4 м. Участками в гранито-гнейсах хорошо проявлено рассланцевание, связанное с процессами поздней бластомилонитизации, сопровождаемой микрогрануляцией кварца, ориентированным биотитом в парагенезисе с плагиоклазом, мирмекитом на контактах его с ортоклазом и решетчатым микроклином.

Среди мигматизированных гнейсов с порфиробластами микроклинизированного ортоклаза обнаружены мелкие будинированные массивы и

маломощные тела метаморфизованных *биотитовых гранитов рапакиви* (Лиханов и др., 2012б). В них сохраняются первичный минеральный состав, мегакристаллы карлсбадских двойников ортоклаза, маргинационная структура, крупноовоидная и слабо проявленная плоскопараллельная текстуры исходных магматических пород (рис. 3г). Наличие в гранитоидах кайм олигоклаза шириной 2–3 мм, обрамляющих овоидные мегакристы ортоклаза (от 5 до 10 см) (рис. 3д–3ж), и ассоциация с *микроклин-цоизитовыми ортоамфиболитами*, метаморфизованными аналогами мафических пород



Рис. 5. Мигматизированные порфиробластические гранито-гнейсы нижнего течения р. Тис: мигматиты (а), одиночные порфиробласты ортоклаза в массивных участках гранитов (б), субгоризонтально залегающие мигматизированные гранито-гнейсы с синдеформационной полосчатостью ортоклаза и линзами микроклинизированных пегматитов (в) и порфиробласты ортоклаза, развивающиеся по полосчатости (г). Фото П.С. Козлова.

(габбро и монцодиоритов), типичны для гранитов рапакиви (Лиханов, Ревердатто, 2014б; Dempster et al., 1994; Ramo, Naapala, 1995). Простирание будин этих пород согласуется с северо-западным направлением субвертикальных разломов, проникающего кливажа-сланцеватости и тонкой крутопадающей полосчатости бластомилонитов, согласных с общим простиранием ПРСЗ. Характерными признаками бластомилонитов, формирование которых связывается с тектоническими сбросо/взбросовыми и сдвиго/раздвиговыми деформациями в локальных сдвиговых зонах (Лиханов и др., 2021), являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакlastического и пластического течения, асимметрия слюдяных порфирокласт и внутрислойных складок, растяжение складок течения с

кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж мигматитов (Козлов и др., 2020).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализа-

торе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”). П.п.п. определены обычным методом при температуре 1000°C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитик Л.Д. Холодова). Измельченные пробы пород весом около 100 мг разлагали сплавлением с метаборатом лития при температуре 1000°C с последующим растворением в 5% азотной кислоте с коэффициентом разбавления исходной пробы, равным 6250. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (^{115}In), который добавлялся в разбавленный раствор. Внешний стандарт и “холостой” раствор измерялись последовательно через каждые пять аналитических процедур с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора и контроля очистки системы ввода раствора в прибор. В качестве внешнего стандарта использовались стандарты BCR-1 и JB-3 (Геологическая служба США и Японии). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа в среднем — 2–7 отн. %. Результаты представлены в табл. 1.

Химический состав минеральных фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН и приведен в работе (Козлов и др., 2012). Присутствие графита в метапелитах и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был достаточно низок и содержание Fe^{3+} в железосодержащих силикатах было незначительно (Likhanov, 1988). В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия. Подробная информация по химическим составам минералов основных разновидностей пород ГМК, для которых были построены *P-T* тренды эволюции метаморфизма, представлена в работе (Лиханов, Ревердатто, 2014а).

Температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов в ГМК были определены на основе равновесия (Watson, Harrison, 1983), учитывающего зависимость степени насыщения расплава цирконием от температуры и состава этого расплава.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем

и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитик А.Н. Ларионов) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora” (Williams, 1998; Lariouov et al., 2004). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Изучение Lu-Hf изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213 в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург, аналитик В.С. Червяковский). Выполнена оптимизация процедуры обработки с использованием стандартов циркона Mud Tank, GJ-1 (Jackson et al., 2004). Неопределенность единичного измерения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в виде 2SD — в интервале 0.005–0.008%, единичного определения значения ϵ_{Hf} в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9%. Параметры процесса лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения — 14 Дж/см², частота повторения импульсов — 20 Гц, диаметр кратера — 25 мкм. Результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных данных цирконов для основных разновидностей гранитоидов ГМК показаны в табл. 2 и 3.

Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проводились методом ступенчатого прогрева проб. Выделенные минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм совместно с навесками стандартных образцов биотита MCA-11 и LP-6 в качестве мониторов были упакованы в алюминиевую фольгу и после предварительной откачки воздуха запаивались в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Научно-исследовательского института ядерной физики при Томском политехническом университете. При облучении в охлаждаемом водой канале реактора температура ампул с образцами не подни-

Таблица 1. Содержания главных (мас. %), редких элементов (г/т) и их индикаторные элементные отношения в продатированных породах ГМК

Компоненты	4*	12	14	57	63-2	2	43	10
SiO ₂	68.65	65.82	70.74	72.34	81.97	70.24	70.29	48.01
TiO ₂	0.72	0.62	0.35	0.22	0.41	0.56	0.45	2.86
Al ₂ O ₃	13.40	14.04	16.88	14.28	6.75	14.85	14.16	16.70
Fe ₂ O ₃	5.55	6.99	2.15	2.26	3.36	4.30	5.01	10.54
MnO	0.07	0.13	0.03	0.05	0.04	0.09	0.07	0.21
MgO	1.13	1.09	0.54	0.41	0.63	1.20	0.48	6.89
CaO	2.17	1.76	1.40	1.47	3.41	0.47	1.49	10.63
Na ₂ O	1.92	2.87	2.06	3.23	1.75	2.09	2.48	1.76
K ₂ O	4.83	5.26	5.11	4.52	1.08	4.96	5.24	0.95
P ₂ O ₅	0.19	0.14	0.11	0.05	0.19	0.15	0.14	0.06
П.п.п.	1.31	0.74	0.40	1.18	0.35	1.15	0.13	2.03
Сумма	99.93	99.51	99.78	100.0	99.95	100.1	99.94	100.6
Rb	143	107	22	210	160	210	140	44
Sr	131	224	390	120	174	82	45	212
Y	24	6	12	21	12	45	69	19.7
Zr	169	173	172	164	145	168	249	63
Nb	13	9	11	18	14	17.3	46	7.6
Cs	2.67	1.33	0.36	6.2	1.71	4.2	12	1.55
Ba	752	737	544	572	787	540	725	129
La	33.32	81.34	66.49	27	30.07	42	89	7.1
Ce	103.51	129.00	124.94	57	58.57	107	168	13.7
Pr	8.54	14.19	15.46	6.9	8.20	11.5	20	2.3
Nd	28.53	45.25	47.33	26	27.75	42	73	9.6
Sm	5.58	5.70	7.71	5.6	5.80	8.9	14	2.4
Eu	0.95	1.27	0.94	0.92	0.59	1.32	1.4	1.02
Gd	7.02	5.27	7.71	4.5	7.10	9.3	14	2.9
Tb	0.96	0.61	1.00	0.76	0.96	1.38	2.2	0.53
Dy	5.83	2.52	4.62	3.8	5.20	8.0	13	3.2
Ho	1.25	0.50	0.79	0.77	0.96	1.57	2.5	0.69
Er	3.58	1.33	2.17	2.0	2.72	4.8	7.4	2.1
Tm	0.55	0.18	0.29	0.33	0.40	0.73	1.1	0.33
Yb	3.35	1.14	1.83	2.2	2.68	4.3	7.5	1.99
Lu	0.49	0.17	0.28	0.31	0.40	0.58	1.1	0.29
Hf	10.77	9.25	6.22	4.68	8.04	7.0	12.7	2.1
Ta	1.83	0.66	1.04	1.36	2.75	1.44	3.6	0.61
Th	33.86	31.82	15.23	16.0	35.04	24	35	2.7
U	3.79	2.03	4.72	2.7	6.00	4.2	4.8	0.57
V	43	45	37	32	21	38	18	409
Co	4	2	1	4.2	0	11.0	3.6	59
Ni	12	12	10	13	4	5	12	47
f	0.81	0.85	0.78	0.85	0.83	0.78	0.91	0.60
ASI	1.09	1.03	1.47	1.11	0.66	1.54	1.14	—
(La/Yb) _n	6.71	47.92	24.45	8.27	7.57	6.59	8.00	2.41
(Gd/Yb) _n	1.69	3.71	3.39	1.65	2.14	1.75	1.51	1.18
Eu/Eu*	0.46	0.69	0.37	0.54	0.28	0.44	0.30	1.18
LREE/HREE	7.83	23.62	14.06	8.35	6.42	6.94	7.49	2.92
Sr/Y	5.45	37.33	32.50	5.71	14.50	1.82	0.65	10.76
Yb _n	16.02	5.48	8.27	10.53	12.82	20.57	35.89	9.52
T, °C	780	758	777	763	752	791	822	—

Примечание. f = (FeO + 0.9Fe₂O₃)/(FeO + 0.9Fe₂O₃ + MgO); ASI (мол. кол-ва) = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O); LREE (La–Eu), HREE (Gd–Lu); Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n) × 0.5. T, °C – температура кристаллизации расплава.

* Номер образца.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные цирконов из порфирообластических гранито-гнейсов (обр. 2), рапакивиоподобных гранитов (обр. 43), мигматитов (обр. 57), порфирообластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4), алакитоподобных гранитов (обр. 12, 14) и порфирообластических лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) ГМК

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹					Rho	Возраст, млн лет		D	
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Обр. 2															
1.1	547	39	0.07	0.08	68.9	0.068	1.7	1.372	2.5	0.1463	1.8	0.725	880 ± 15	869 ± 35	-1
2.1	1895	49	0.03	0.01	243	0.06889	0.78	1.419	1.9	0.1493	1.7	0.911	897 ± 14	896 ± 16	0
3.1	614	107	0.18	0.05	78	0.06793	1.4	1.383	2.2	0.1477	1.8	0.792	888 ± 15	866 ± 28	-2
4.1	426	118	0.29	0.16	52.3	0.0671	1.9	1.32	2.6	0.1428	1.8	0.683	860 ± 14	840 ± 40	-2
5.1	478	30	0.07	0.37	60.1	0.068	2	1.368	2.7	0.1459	1.8	0.669	878 ± 15	868 ± 41	-1
6.1	1104	37	0.03	0.20	140	0.06889	1.2	1.397	2.1	0.147	1.7	0.812	884 ± 14	895 ± 26	1
7.1	657	61	0.10	0.10	83	0.06969	1.3	1.41	2.2	0.1468	1.8	0.799	883 ± 15	919 ± 27	4
7.2	748	43	0.06	0.18	93.8	0.068	2.1	1.365	2.7	0.1457	1.8	0.643	877 ± 14	868 ± 44	-1
8.1	282	39	0.14	0.05	34.4	0.0689	1.7	1.352	2.5	0.1423	1.8	0.727	858 ± 15	896 ± 36	5
9.1	897	50	0.06	2.35	119	0.0701	3.4	1.45	3.9	0.15	1.8	0.460	901 ± 15	932 ± 70	3
9.2	672	43	0.07	0.05	84.2	0.06839	1.2	1.376	2.2	0.1459	1.8	0.818	878 ± 15	880 ± 26	0
Обр. 4															
1.1	401	126	0.32	0.08	49.7	0.068	1.47	1.4	1.9	0.14	1.1	0.6	870 ± 9	874 ± 30	0
2.2	529	369	0.72	0.02	65.5	0.067	1.17	1.3	1.6	0.14	1.1	0.7	868 ± 9	831 ± 24	-5
3.1	914	90	0.10	0.03	114	0.067	0.96	1.3	1.4	0.14	1.1	0.7	872 ± 9	840 ± 20	-4
4.1	285	173	0.63	0.07	35.5	0.067	1.90	1.3	2.3	0.14	1.2	0.5	873 ± 10	829 ± 20	-6
5.1	2317	115	0.05	0.01	284	0.067	0.59	1.3	1.1	0.14	1.0	0.9	860 ± 8	851 ± 12	-1
5.2	183	88	0.50	0.54	22.7	0.067	3.70	1.3	3.9	0.14	1.4	0.3	867 ± 11	834 ± 77	-4
6.1	1766	139	0.08	0.00	212	0.068	0.70	1.3	1.2	0.14	1.0	0.8	842 ± 8	870 ± 14	+3
7.1	858	101	0.12	0.05	103	0.068	1.05	1.3	1.5	0.14	1.0	0.7	846 ± 8	855 ± 22	+1
8.2	939	132	0.15	0.50	112	0.067	1.71	1.3	2.0	0.14	1.1	0.5	840 ± 8	832 ± 36	-1
9.1	1478	95	0.07	0.07	178	0.067	0.83	1.3	1.3	0.14	1.0	0.8	846 ± 8	833 ± 17	-2
Обр. 43															
1.1	835	163	0.20	0.00	104	0.06791	0.77	1.354	1.8	0.1446	1.6	0.898	871 ± 13	866 ± 16	-1
1.2	6380	1170	0.19	0.03	823	0.06804	0.34	1.408	1.6	0.1501	1.6	0.977	902 ± 13	870 ± 7	-4
2.1	483	492	1.05	0.33	59.5	0.0678	1.6	1.335	2.2	0.1429	1.6	0.717	861 ± 13	862 ± 32	0
2.2	3698	185	0.05	0.01	460	0.06818	0.51	1.361	1.7	0.1448	1.6	0.953	872 ± 13	874 ± 10	0
3.1	598	473	0.82	0.10	74.7	0.06848	1.1	1.373	2	0.1454	1.7	0.845	875 ± 14	883 ± 22	1

Таблица 2. Продолжение

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹					<i>Rho</i>	Возраст, млн лет		<i>D</i>
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
3.2	578	253	0.45	0.10	73.6	0.06862	1.2	1.403	2	0.1482	1.7	891 ± 14	887 ± 24	0
4.1	1319	718	0.56	0.16	154	0.06824	0.92	1.275	1.8	0.1355	1.6	819 ± 12	876 ± 19	7
4.2	922	97	0.11	0.19	111	0.06766	1.1	1.308	1.9	0.1402	1.6	846 ± 13	858 ± 22	1
4.3	206	279	1.40	1.33	21.6	0.0677	4.6	1.124	4.9	0.1205	1.8	734 ± 12	858 ± 95	17
5.1	1217	234	0.20	0.56	142	0.06794	1.4	1.267	2.1	0.1353	1.6	818 ± 12	867 ± 29	6
4.4	184	80	0.45	0.00	23.2	0.06855	1.4	1.39	2.2	0.1471	1.7	885 ± 14	885 ± 29	0
Обр. 57														
1.1	171	58	0.35	1.25	21.5	0.0721	5.6	1.438	6.5	0.1447	3.2	871 ± 26	988 ± 110	13
1.2	6614	694	0.11	0.48	832	0.06762	0.94	1.358	3.2	0.1457	3	877 ± 25	857 ± 19	-2
2.1	915	331	0.37	3.59	114	0.0642	5.6	1.235	6.4	0.1395	3	842 ± 24	748 ± 120	-11
3.1	815	148	0.19	0.74	103	0.0658	2.1	1.322	3.7	0.1458	3	878 ± 25	799 ± 45	-9
3.2	2279	30	0.01	4.52	270	0.063	4.1	1.14	5.1	0.1314	3	796 ± 23	706 ± 86	-11
4.2	376	138	0.38	0.00	44.8	0.0686	1.6	1.313	3.4	0.1388	3.1	838 ± 25	888 ± 32	6
5.1	1297	168	0.13	0.99	149	0.0678	2.2	1.241	3.7	0.1328	3	804 ± 23	862 ± 45	7
6.1	317	161	0.53	0.84	39.5	0.0657	4.1	1.302	5.1	0.1438	3.1	866 ± 26	796 ± 86	-8
Обр. 12														
2.1	3359	49	0.02	0.25	378	0.06618	0.66	1.193	1.6	0.1307	1.5	792 ± 11	812 ± 14	3
3.1	2630	315	0.12	0.04	330	0.07004	0.58	1.411	1.6	0.1461	1.5	879 ± 12	930 ± 12	6
4.1	8326	1547	0.19	0.02	1330	0.07074	0.29	1.818	1.5	0.1864	1.5	1102 ± 15	950 ± 6	-14
5.1	1802	104	0.06	0.27	255	0.07057	0.87	1.598	1.7	0.1643	1.5	981 ± 14	945 ± 18	-4
6.1	2319	99	0.04	0.03	274	0.06831	0.77	1.297	1.7	0.1377	1.5	832 ± 12	878 ± 16	6
6.2	1555	26	0.02	0.03	167	0.06646	10	1.148	1.8	0.1253	1.5	761 ± 11	821 ± 21	8
7.1	4015	630	0.16	0.03	606	0.07116	0.5	1.722	1.6	0.1755	1.5	1042 ± 14	962 ± 10	-8
8.1	1583	18	0.01	0.10	200	0.07103	0.91	1.44	1.8	0.1471	1.5	885 ± 12	958 ± 19	8
9.1	1964	75	0.04	0.25	204	0.06531	1	1.086	1.8	0.1206	1.5	734 ± 10	784 ± 21	7
10.1	4572	311	0.07	0.53	677	0.06962	0.6	1.647	1.6	0.1716	1.5	1021 ± 14	917 ± 12	-10
11.1	2898	76	0.03	0.16	315	0.06561	0.86	1.144	1.7	0.1265	1.5	768 ± 11	794 ± 18	3
12.1	1454	27	0.02	0.44	172	0.07049	1.2	1.331	1.9	0.1369	1.5	827 ± 12	943 ± 24	14
13.1	6069	1231	0.21	0.02	880	0.07217	0.43	1.679	1.5	0.1687	1.5	1005 ± 14	991 ± 9	-1
14.1	2330	178	0.08	0.05	302	0.07034	0.77	1.462	1.7	0.1507	1.5	905 ± 13	938 ± 16	4

Таблица 2. Окончание

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹						Rho		Возраст, млн лет		D
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
15.1	5503	1048	0.20	0.08	817	0.06968	0.45	1.659	1.6	0.1726	1.5	1.0	1027 ± 14	919 ± 9	-11	
Обр. 14																
1.1	1938	32	0.02	0.19	254	0.06964	0.74	1.464	2.5	0.1524	2.3	.954	915 ± 20	918 ± 15	0	
2.1	1866	166	0.09	1.00	241	0.07027	1.4	1.441	2.7	0.1487	2.3	.855	894 ± 20	936 ± 29	5	
3.1	5609	1146	0.21	0.35	758	0.07048	0.95	1.523	2.7	0.1567	2.5	.933	938 ± 22	942 ± 20	0	
4.2	1754	31	0.02	0.09	221	0.06938	0.72	1.398	2.4	0.1462	2.3	.956	880 ± 19	910 ± 15	3	
5.1	2113	112	0.05	0.03	279	0.06904	0.57	1.46	2.6	0.1534	2.5	.975	920 ± 21	900 ± 12	-2	
7.2	1322	154	0.12	0.12	170	0.07067	0.76	1.459	2.5	0.1498	2.3	.951	900 ± 20	948 ± 16	-4	
8.1	2831	240	0.09	0.44	369	0.07012	0.7	1.462	2.4	0.1512	2.3	.958	908 ± 20	932 ± 14	3	
9.1	1757	55	0.03	0.06	253	0.07099	0.67	1.639	2.4	0.1674	2.3	.962	998 ± 22	957 ± 14	-4	
11.1	2083	41	0.02	0.05	276	0.07169	0.6	1.522	2.4	0.154	2.3	.969	923 ± 20	977 ± 12	6	
Обр. 63-2																
1.1	5158	949	0.19	0.06	776	0.07218	0.42	1.7423	0.52	0.17508	0.31	.595	1040 ± 3	991 ± 9	-5	
2.1	1935	142	0.08	0.06	285	0.07135	0.75	1.687	0.85	0.17145	0.4	.473	1020 ± 4	967 ± 15	-5	
3.1	3217	278	0.09	0.05	459	0.07145	0.77	1.635	0.84	0.16597	0.35	.416	990 ± 3	970 ± 16	-2	
4.1	3048	182	0.06	0.09	397	0.06954	0.59	1.453	0.69	0.15155	0.35	.510	910 ± 3	915 ± 12	1	
5.1	4427	540	0.13	0.05	638	0.0714	0.47	1.6517	0.57	0.16776	0.33	.571	1000 ± 3	969 ± 10	-3	
6.1	5414	1013	0.19	0.15	830	0.07224	0.45	1.776	0.55	0.1783	0.32	.576	1058 ± 3	993 ± 9	-6	
7.1	2840	294	0.11	0.08	412	0.07151	0.61	1.662	0.72	0.16854	0.37	.516	1004 ± 3	972 ± 13	-3	
8.1	2061	715	0.36	3.82	272	0.0681	2.9	1.387	2.9	0.14785	0.46	.159	889 ± 4	870 ± 59	-2	
9.1	3276	350	0.11	0.05	498	0.07113	0.54	1.734	0.64	0.17678	0.35	.538	1049 ± 3	961 ± 11	-8	
10.1	5001	715	0.15	0.01	742	0.07177	0.44	1.7098	0.55	0.17278	0.32	.593	1027 ± 3	979 ± 9	-5	
11.1	1727	19	0.01	0.06	232	0.06994	0.8	1.509	0.91	0.15648	0.43	.469	937 ± 4	927 ± 16	-1	
12.1	4978	769	0.16	0.02	778	0.0716	0.41	1.7952	0.52	0.18186	0.32	.612	1077 ± 3	975 ± 8	-10	
13.1	2155	231	0.11	0.10	308	0.07167	0.7	1.642	0.8	0.16613	0.39	.491	991 ± 4	977 ± 14	-1	
14.1	2120	100	0.05	0.07	287	0.06987	0.72	1.515	0.83	0.15729	0.4	.486	942 ± 3	924 ± 15	-2	
12.2	7389	1454	0.20	0.02	1140	0.0724	0.36	1.7979	0.47	0.1801	0.3	.646	1068 ± 3	997 ± 7	-7	

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.3–0.57%, D_i, % — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции отношений $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ и $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$. ¹ Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb .

Таблица 3. Lu–Hf изотопный состав ширкона из порфиروبластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4), рапакивиподобных гранитов (обр. 12, 14) и порфиروبластических лейкогранито-гнейсов (обр. 63–2) Гаревского комплекса

Точка анализа	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$	T (DM) ^c
Обр. 4													
1.1	870	0.063648	0.005804	0.001312	0.000032	0.282126	0.000032	1.467336	0.000080	0.282105	−4.4	1.1	2056
2.1	885	0.111039	0.000190	0.002393	0.000039	0.282016	0.000039	1.467228	0.000087	0.281976	−8.7	1.4	2390
2.2	868	0.079819	0.004475	0.001702	0.000038	0.282162	0.000038	1.467310	0.000084	0.282134	−3.7	1.3	2023
3.1	872	0.052459	0.001363	0.001074	0.000033	0.282080	0.000033	1.467349	0.000082	0.282062	−5.7	1.2	2141
4.1	873	0.055654	0.001041	0.001167	0.000041	0.282154	0.000041	1.467243	0.000096	0.282134	−3.0	1.4	1966
5.1	860	0.072561	0.000281	0.001438	0.000032	0.282105	0.000032	1.467217	0.000080	0.282082	−5.4	1.2	2123
5.2	867	0.088641	0.000400	0.001925	0.000043	0.282091	0.000043	1.467260	0.000090	0.282059	−5.7	1.5	2165
6.1	842	0.060792	0.001207	0.001103	0.000030	0.282097	0.000030	1.467234	0.000056	0.282079	−5.9	1.0	2129
7.1	846	0.081959	0.000436	0.001517	0.000041	0.282097	0.000041	1.467282	0.000075	0.282073	−6.0	1.4	2156
7.2	1466	0.020885	0.000733	0.000443	0.000033	0.281771	0.000033	1.467230	0.000095	0.281759	−3.4	1.1	2421
8.1	801	0.056737	0.000547	0.001161	0.000027	0.282066	0.000027	1.467373	0.000066	0.282048	−8.0	0.9	2235
8.2	840	0.100602	0.001850	0.002003	0.000026	0.282069	0.000026	1.467281	0.000068	0.282038	−7.4	0.9	2259
9.1	846	0.114821	0.000632	0.002291	0.000029	0.282051	0.000029	1.467365	0.000065	0.282014	−8.1	1.0	2323
Обр. 12													
5.1	981	0.070120	0.001782	0.001939	0.000079	0.282111	0.000079	1.467371	0.000201	0.282075	−3.0	2.8	2069
9.1	734	0.088927	0.002461	0.002149	0.000047	0.282061	0.000047	1.467236	0.000093	0.282031	−10.0	1.6	2357
11.1	768	0.088193	0.002471	0.002283	0.000038	0.282327	0.000038	1.467256	0.000118	0.282294	0.1	1.3	1719
13.1	1005	0.090386	0.001425	0.002157	0.000028	0.282186	0.000028	1.467213	0.000061	0.282145	−0.1	1.0	1908
14.1	905	0.116953	0.005039	0.002656	0.000057	0.282064	0.000057	1.467143	0.000121	0.282019	−7.0	1.9	2304
Обр. 14													
1.1	915	0.075892	0.002170	0.001887	0.000059	0.282226	0.000059	1.467148	0.000131	0.282194	−0.2	2.0	1838
4.1	794	0.054000	0.001084	0.001411	0.000039	0.282247	0.000039	1.467301	0.000142	0.282226	−1.8	1.4	1838
4.2	880	0.069739	0.002717	0.001736	0.000028	0.282091	0.000028	1.467234	0.000060	0.282062	−5.7	1.0	2163

Таблица 3. Окончание

Точка анализа	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$	T (DM) ^c
5.1	920	0.121001	0.007263	0.003384	0.000067	0.282163	0.000067	1.467275	0.000190	0.282105	-3.3	2.4	2085
6.1	838	0.073954	0.001859	0.001698	0.000054	0.282171	0.000054	1.467190	0.000144	0.282144	-4.0	1.8	2024
7.2	1011	0.104443	0.000558	0.002496	0.000037	0.282201	0.000037	1.467342	0.000076	0.282153	0.9	1.3	1853
8.1	908	0.111502	0.001375	0.002628	0.000028	0.282181	0.000028	1.467242	0.000056	0.282137	-2.4	1.0	2000
9.1	998	0.067254	0.001223	0.001822	0.000041	0.282168	0.000041	1.467259	0.000094	0.282134	-0.5	1.4	1916
11.1	923	0.068060	0.005419	0.001728	0.000068	0.282163	0.000068	1.467409	0.000123	0.282133	-2.2	2.3	1965
Обр. 63-2													
1.1	991	0.097990	0.001094	0.002154	0.000051	0.282180	0.000051	1.467428	0.000135	0.282140	-0.4	1.8	1916
2.1	967	0.106787	0.008365	0.002150	0.000043	0.282189	0.000043	1.467265	0.000071	0.282150	-0.6	1.5	1905
3.1	970	0.149836	0.004625	0.003114	0.000051	0.282219	0.000051	1.467328	0.000121	0.282163	-0.1	1.8	1902
4.1	915	0.094766	0.000834	0.002102	0.000036	0.282122	0.000036	1.467312	0.000071	0.282086	-3.8	1.3	2082
5.1	969	0.091316	0.000144	0.002120	0.000041	0.282056	0.000041	1.467216	0.000090	0.282018	-5.3	1.4	2218
6.1	993	0.153907	0.000771	0.002997	0.000032	0.282110	0.000032	1.467261	0.000070	0.282054	-3.5	1.1	2149
8.1	870	0.092272	0.000850	0.002381	0.000034	0.282152	0.000034	1.467313	0.000076	0.282113	-4.2	1.2	2081
10.1	979	0.119095	0.001497	0.002699	0.000028	0.282127	0.000028	1.467274	0.000062	0.282077	-2.9	1.0	2087
11.1	927	0.097647	0.001118	0.002153	0.000035	0.282154	0.000035	1.467415	0.000108	0.282116	-3.1	1.2	2045
13.1	977	0.173432	0.007052	0.003387	0.000032	0.282128	0.000032	1.467281	0.000080	0.282066	-3.4	1.1	2141
14.1	924	0.089458	0.001109	0.002198	0.000032	0.282175	0.000032	1.467380	0.000106	0.282137	-2.0	1.1	1972

Примечание. Первичное отношение изотопов тафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$); рассчитано с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$; 2σ – два стандартных отклонения; $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ рассчитано с использованием значений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$; T (DM)^c – модельный – возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

малась выше 100°C. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Двукратная очистка выделенного аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Argus фирмы "GV-Instruments" в Центре коллективного пользования изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным методикам (Likhanov et al., 1994; Лиханов и др., 2006б). Аналитические ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Петрогеохимическая характеристика и геохимическая типизация

Полученные петрохимические данные для наиболее распространенных пород кислого состава (порфиروبластических гранито-гнейсов и плагиогранито-гнейсов) ГМК показывают следующие вариации составов (мас. %): SiO_2 62.2–74.2, Fe_2O_3 1.2–8.2, MgO 0.2–3.3, CaO 0.47–2.99 при умеренном содержании суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.8\text{--}8.8$) и относительно высокой железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.7\text{--}0.9$), где $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (Лиханов, Ревердатто, 2014б). Вариации содержаний других главных компонентов менее существенны. Ортоамфиболиты существенно обеднены SiO_2 (48.0–57.0 мас. %), концентрация суммы щелочей пониженная (2.7–5.2 мас. %), железистость низкая (0.4–0.6) и отличаются повышенными содержаниями MgO (6.9–8.3 мас. %) и CaO (10.1–10.6 мас. %). По содержанию редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов породы немтихинской и малогаревской толщ ГМК близки к таковым в тейском гранито-гнейсовом куполе (Ножкин и др., 1999). По сравнению с ортоамфиболитами их редкоэлементный состав характеризуется повышенными концентрациями литофильных (Rb, Cs, Ba), высокозарядных (Th, U, Ta, Nb) и большинства РЗЭ и пониженными содержаниями транзитных (Ni, Co, V, Sc) элементов. Основные разновидности гранитоидов ГМК по своему петрохимическому составу соответствуют преимущественно гранитам. Лишь мезопротерозойские (1380–1360 млн лет) биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи Na-серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 2$), химические составы которых приведены в (Лиханов и др., 2012а), полностью располагаются в поле гранодиоритов (рис. 6а).

Граниты рапакиви А-типа, согласно классификации (Frost et al., 2001), относятся к железистым образованиям ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0.91\text{--}0.95$), что

подтверждается высокой железистостью Fe-Mg силикатов. На диаграмме в координатах железистость–калиевоность (Великославинский, 1995) все точки составов пород локализованы в поле эталонных гранитов рапакиви. В целом по совокупности минеральных признаков, структурных и петрогеохимических данных изученные граниты рапакиви схожи с типичными гранитами рапакиви Фенноскандинавского щита – выборгитами (Ларин, 2009).

Среди других разновидностей анорогенных гранитоидов ранее были изучены гранитоиды бимодального пояса Чернореченского массива и Островка, по составу соответствующие гранитам с умеренно-повышенными содержаниями SiO_2 (68–76 мас. %) (Middlemost, 1985) и существенно варьирующими концентрациями Al_2O_3 (12–18 мас. %). Эти породы также более обогащены железом (до 0.95 мас. %) по сравнению с порфиروبластическими гранито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами, формирующимися в синколлизионных условиях (Лиханов и др., 2014б). В целом эти железистые лейкограниты представляют собой перглиноземистые ($\text{ASI} = 1.1\text{--}1.4$) субщелочные и высококалиевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 10.9 мас. % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}3$) щелочно-известковой, реже щелочной, серии, происхождение которых обычно связывается с неистощенным магматическим источником или фракционной кристаллизацией коровых расплавов. Практически все остальные гранитоиды являются более магнезиальными (0.66–0.87) (рис. 6б). В целом гранитоиды ГМК представляют собой перглиноземистые ($\text{ASI} = 0.98\text{--}1.52$) высококалиевые породы преимущественно щелочно-известковой и, в меньшей мере, известково-щелочной серии, в отличие от гранитоидов Na-серии, принадлежащих существенно известковым образованиям (рис. 6в).

По сравнению с другими гранитоидами ГМК анорогенные гранитоиды отличаются более выраженными европиевыми аномалиями ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29\text{--}0.35$), повышенными содержаниями K_2O , FeO, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, REE и пониженными концентрациями транзитных элементов (V, Ni), наряду с высокими значениями La/Sc , La/Th и низким Co/Th и слабофракционированным спектром распределения REE с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.8\text{--}10$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.1\text{--}1.8$ (рис. 7). Более высокий уровень содержания большинства несовместимых элементов в гранитах Чернореченского массива, по-видимому, связан с более глубокой дифференциацией этих магм по сравнению с другими кислыми породами ГМК. Метабазиты ГМК обогащены элементами, имеющими геохимическое родство с плагиоклазом (Sr и Eu), а также Ni, V, Co и Sc, и обеднены всеми другими совместимыми и несовместимыми элементами. Для их REE-спектров свойственна очень слабая отрицатель-

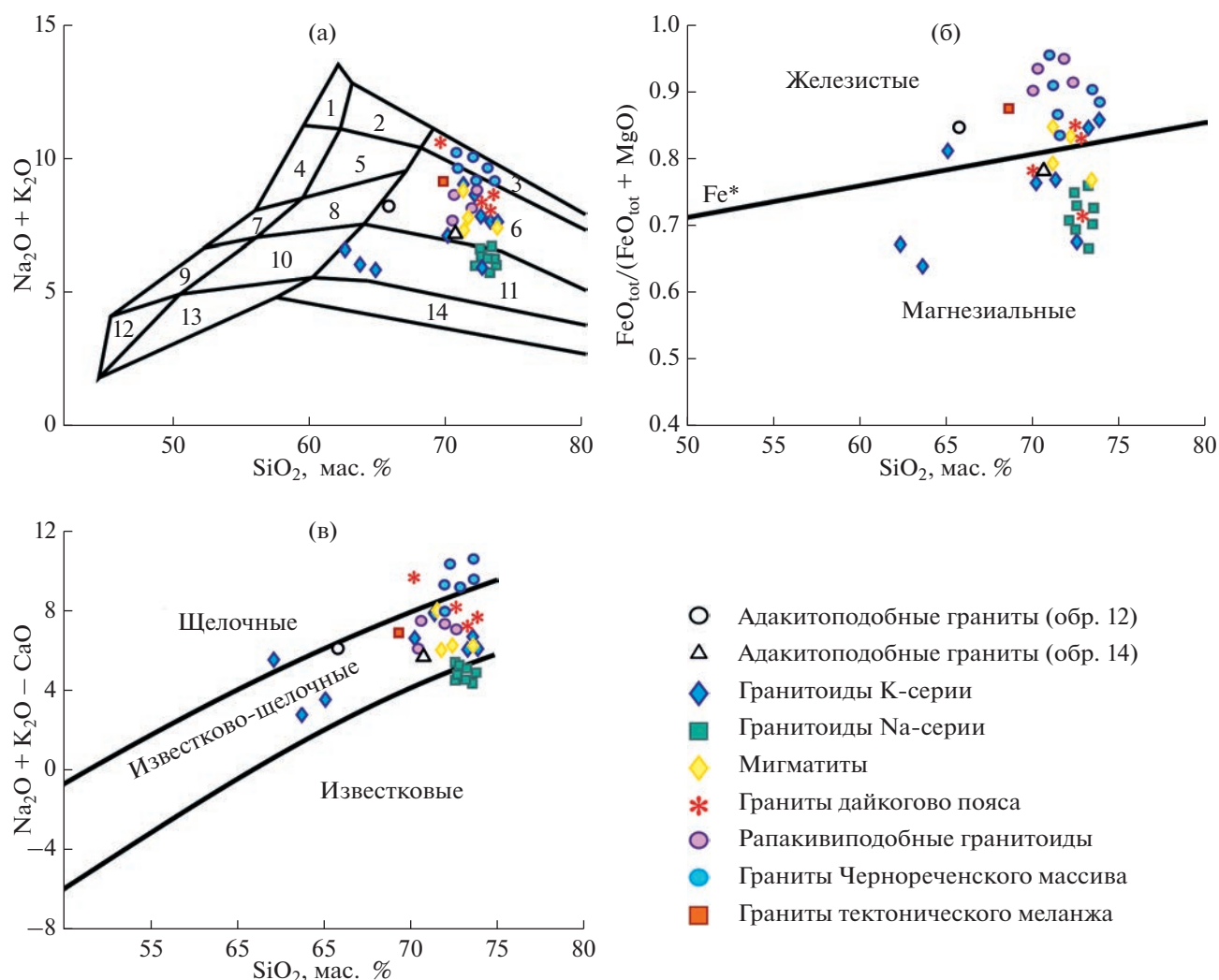


Рис. 6. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Middlemost, 1985) (а), $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ (Frost et al., 2001) (б) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$ (в) для гранитоидов ГМК.

Поля на (а) диаграмме: 1 – щелочные сиениты, 2 – щелочные кварцевые сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – сиениты, 5 – кварцевые сиениты, 6 – граниты, 7 – монзониты, 8 – кварцевые монзониты, 9 – монцодиориты, 10 – кварцевые монцодиориты, 11 – гранодиориты, 12 – габбро, 13 – кварцевые диориты, 14 – тоналиты.

ная и положительная Eu-аномалия (Лиханов, Ревердатто, 20146).

Биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи имеют специфические геохимические характеристики, отличные от других пород ГМК, в том числе плагиогнейсов центральной части этого комплекса (табл. 1). К числу таких признаков относятся очень низкие концентрации Y, Nb, Ta, всех HREE и повышенное содержание Sr. Эти породы имеют фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 24\text{--}48$) и повышенные значения $\text{Sr}/\text{Y} = 33\text{--}37$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 14\text{--}24$, что отвечает характеристикам обогащенных калием адakitов С-типа, согласно (Xiao, Clemens, 2007). Такие породы были описаны в Китае, и, как подтверждают их экспериментальные данные, они могли форми-

роваться при высокотемпературном плавлении пород подобно тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации. На дискриминационных диаграммах $\text{Y--Sr}/\text{Y}$ (Defand, Drummond, 1990) и $(\text{Yb})_n\text{--}(\text{La}/\text{Yb})_n$ (Martin, 1986) точки составов биотитовых плагиогнейсов располагаются в полях адakitов (рис. 8). На Енисейском крыже адakitоподобные породы ранее были установлены в составе тейского коллизионного гранитоидного комплекса с возрастом 880–860 млн лет (Верниковский и др., 2016) и в Зимовейнинском массиве Ангара-Канского блока с возрастом 576–546 млн лет (Верниковская и др., 2017).

Среди других общих особенностей пород ГМК можно выделить совмещение высококалиевых коллизионных гранитоидов и гранитоидов А-ти-

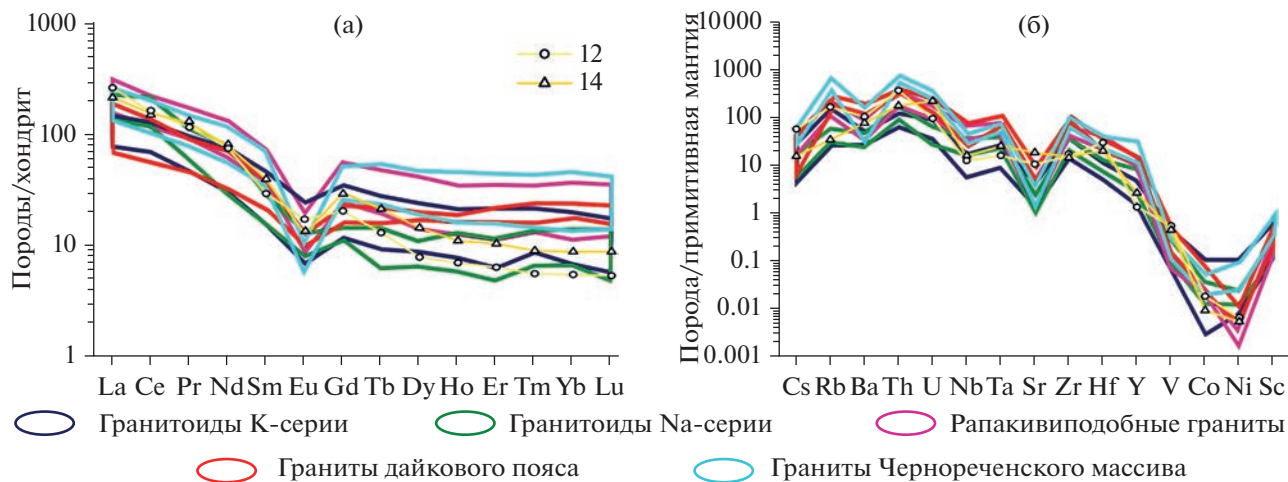


Рис. 7. (а) Спектры распределения редкоземельных элементов, нормировано к хондриту (Boynnton, 1984). (б) Спайдердиаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для адакитоподобных гранитов, в сравнении с другими разновидностями гранитоидов ГМК.

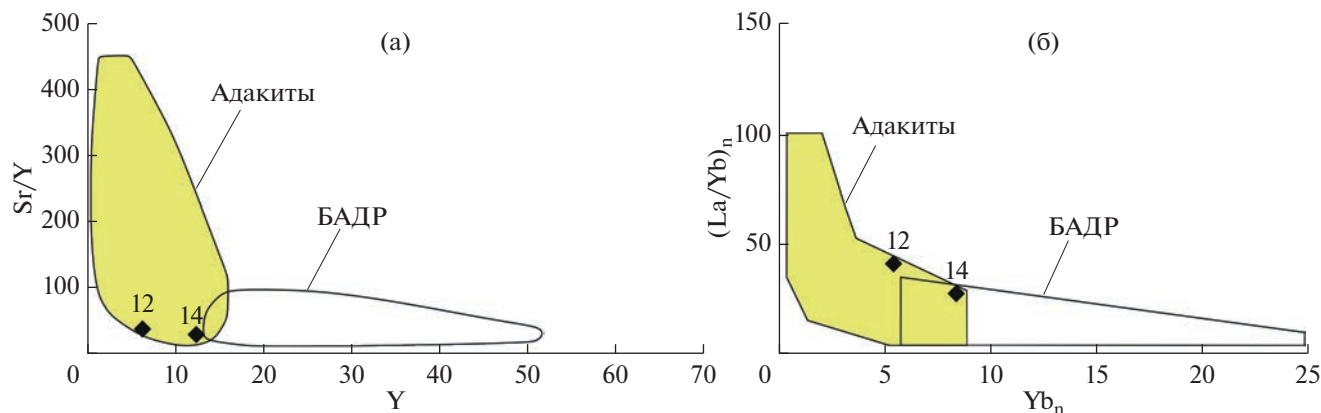


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы $Y-Sr/Y$ (Defand, Drummond, 1990) (а) и $(Yb)_n-(La/Yb)_n$ (Martin, 1999) (б) для адакитов и БАДР (породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций вулканических дуг).

па на классификационной диаграмме Дж. Вейлина (Whalen et al., 1987). Причем, мигматиты располагаются только в поле гранитов S-типа в отличие от гранитов рапакиви, фигуративные точки которых располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 9а). Основные разновидности пород по ряду геохимических признаков занимают промежуточное положение между внутриплитными и коллизионными гранитами, преимущественно концентрируясь в поле посторогенных гранитов (рис. 9б). На всех дискриминационных диаграммах $Rb-Hf-Ta$ (Harris et al., 1986), $Rb-(Y+Nb)$ и $Nb-Y$ (Pearce, 1996) фигуративные точки составов гранитов рапакиви и других гранитоидов А-типа попадают в поле внутриплитных гранитов, тогда как адакитоподобные породы расположены в области островодужных гранитов (рис. 9б, 9г, 9д). Все это может указывать на различные по

составу источники для пород ГМК и, возможно, на разные условия дифференциации. Об этом также свидетельствуют и различные значения индикаторного отношения Y/Nb , величина которого отражает состав источника. Общим свойством для всех разновидностей высококальциевых гранитов ГМК является их происхождение из магм, отделенных от континентальной или андерплейтовой коры, за исключением адакитоподобных пород, что проиллюстрировано на диаграмме $Nb-Y-Zr$ (Eby, 1992) (рис. 9в).

U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронология и Lu-Hf систематика

В рамках исследований были проведены изотопно-геохронологические исследования разных пород ГМК: порфиробластических гранито-гнейсов

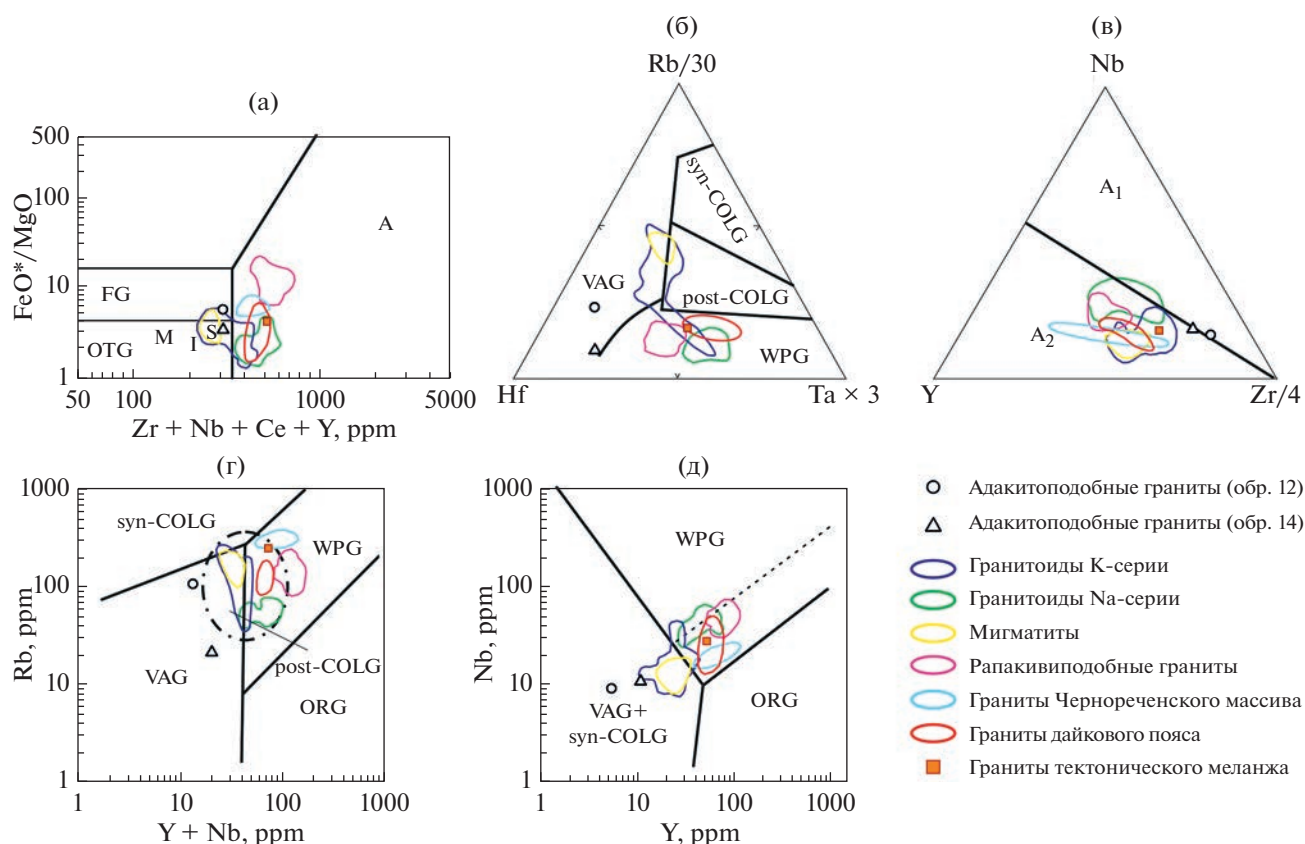


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы для главных породных ассоциаций ГМК: (а) $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$, (б) $\text{Rb}-\text{Hf}-\text{Ta} \times 3$; (в) $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Zr}/4$; (г) $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$; (д) $\text{Nb}-\text{Y}$, обзор которых приведен в тексте. Поля составов гранитоидов: (а) А – А-типа, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные М-, I- и S-типов; (в) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (A_1) или породы континентальной коры (A_2); (б, г, д) post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – коллизийные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанских хребтов.

(обр. 2), микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (обр. 10), blastsмилонитизированных порфиробластических плагิโอгранито-гнейсов (обр. 4), рапакивиподобных гранитов (обр. 43), мигматитов (обр. 57), адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) и порфиробластических ортоклазовых лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) (табл. 2).

В катодолюминисцентном (CL) изображении зерна циркона из порфиробластических гранито-гнейсов (обр. 2) характеризуются наличием светлых длиннопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темных незональных внешних оболочек (рис. 10). Большинство центральных частей зерен имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0.14–0.29, что с учетом тонкой зональности и наличием расплавных включений свидетельствует о магматической природе циркона. Внешние оболочки отличаются более низкими величинами Th/U отношений (0.03–0.07), что свойственно циркону метаморфического происхождения (Ножкин и др., 2019). Фигуративные точки одиннадцати центральных и краевых частей зерен цирконов располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем

интервалу 860–900 млн лет, со средним значением 881 ± 7.9 млн лет (рис. 11а).

Для спектра роговой обманки, выделенной из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (обр. 10), получено четкое плато с возрастом 902 ± 12.8 млн лет, соответствующим этапу охлаждения пород до температуры 500°C (Hodges, 2004) закрытия K-Ar изотопной системы в роговой обманке (рис. 11з).

Циркон из порфиробластических плагิโอгранито-гнейсов (обр. 4) представлен субидiomорфными полупрозрачными и трещиноватыми длиннопризматическими кристаллами светло-коричневого цвета с $K_{\text{уд}} = 1.5-4$ (рис. 10). В CL-изображении цирконы представлены кристаллами с двухфазным строением: более темные оболочки (2.1, 3.1, 5.1, 6.1, 7.1, 8.1, 9.1) и более светлые ядра (2.2, 5.2, 7.2). Зональность представлена сочетанием тонкой и грубой магматической зональности. По результатам U-Pb датирования для 10 цирконов (8.2, 6.1, 7.1, 9.1, 5.1, 5.2, 2.2, 1.1, 3.1, 4.1) получен конкордантный возраст 856 ± 5.1 млн лет; $\text{Th}/\text{U} = 0.05-0.72$.

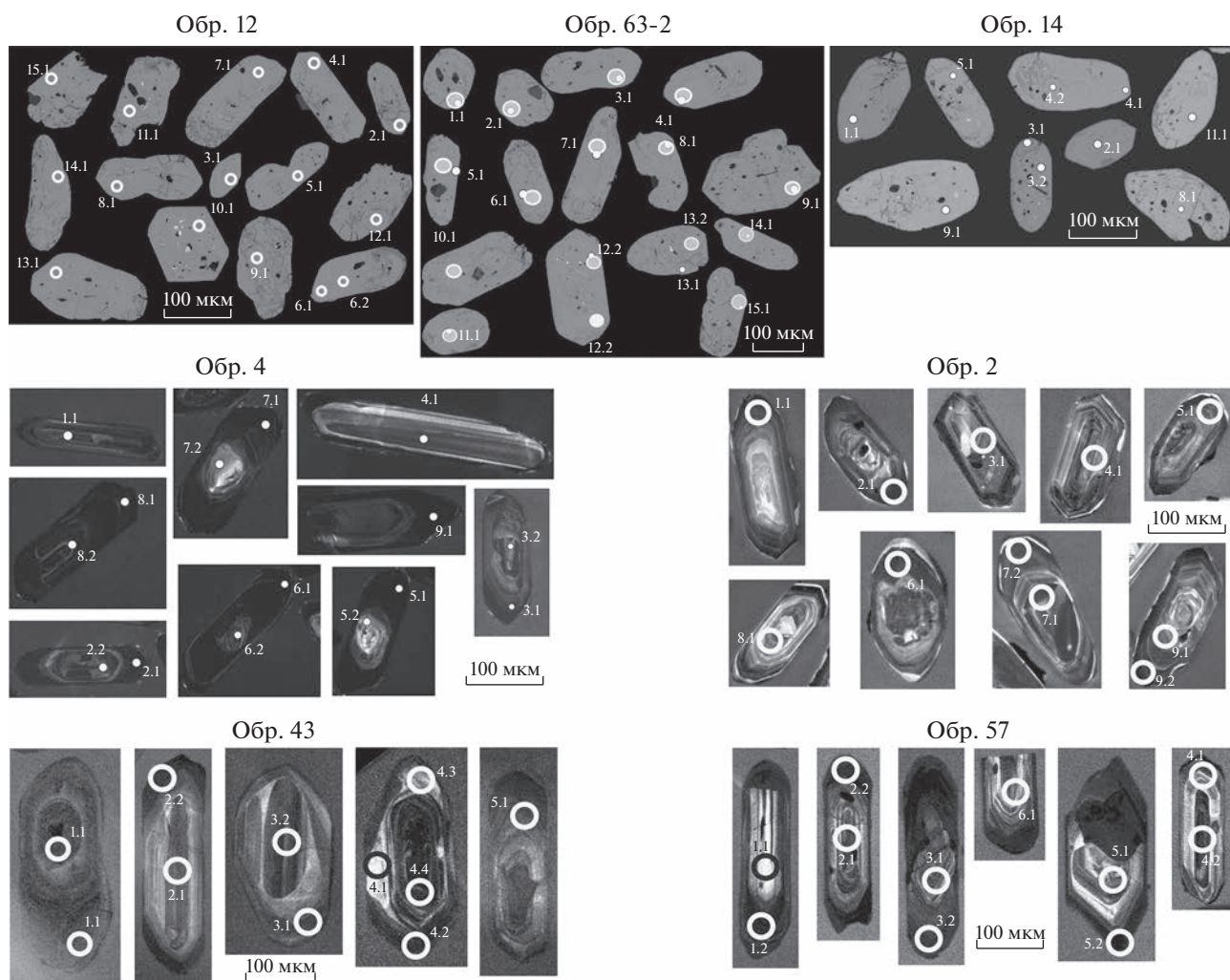


Рис. 10. Катодолуминесцентное изображение цирконов из гранитоидов с расположением точек определения возраста. Номера точек соответствуют таковым в табл. 2.

Цирконы в СЛ из рапакивидоподобных гранитов (обр. 43) и мигматитов (обр. 57) характеризуются наличием длиннопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темными незональными внешними оболочками (рис. 10). Большинство центральных частей зерен имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0.20–0.82, что с учетом особенностей морфологии и внутреннего строения свидетельствуют о магматической природе циркона. Внешние оболочки отличаются более низкими величинами Th/U (0.01–0.15), что свойственно цирконам метаморфического происхождения. Дискордия, построенная по 11 точкам из ядер и краевых частей цирконов рапакивидоподобных гранитов, имеет верхнее пересечение с конкордией 871 ± 9.7 млн лет (рис. 11в). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки значение получено для восьми зональных конкордантных ядер и оболочки — 873 ± 7.1 млн лет (рис. 11в, вставка). Близкий возраст детритовых ядер и внеш-

них кайм циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующего метаморфизма. Это позволяет рассматривать полученные возрастные оценки в качестве обоснования времени позднерифейского динамометаморфизма с формированием бластомилонитов в сдвиговых зонах. Результаты U-Pb датирования гранитов рапакивидоподобных гранитов согласуются с U-Pb данными по зернам цирконов для бластомилонитизированных порфиробластических плагногнейсов ГМК.

Фигуративные точки восьми центральных и краевых частей зерен цирконов из мигматитов (обр. 57) располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем интервалу 796–878 млн лет, со средним значением 845 ± 15 млн лет (рис. 11г). Более поздний возраст метаморфизма мигматитов практически синхронен с коллизийным метаморфизмом умеренных давлений кианит-силлиманитового типа, обусловленным тектоническим утол-

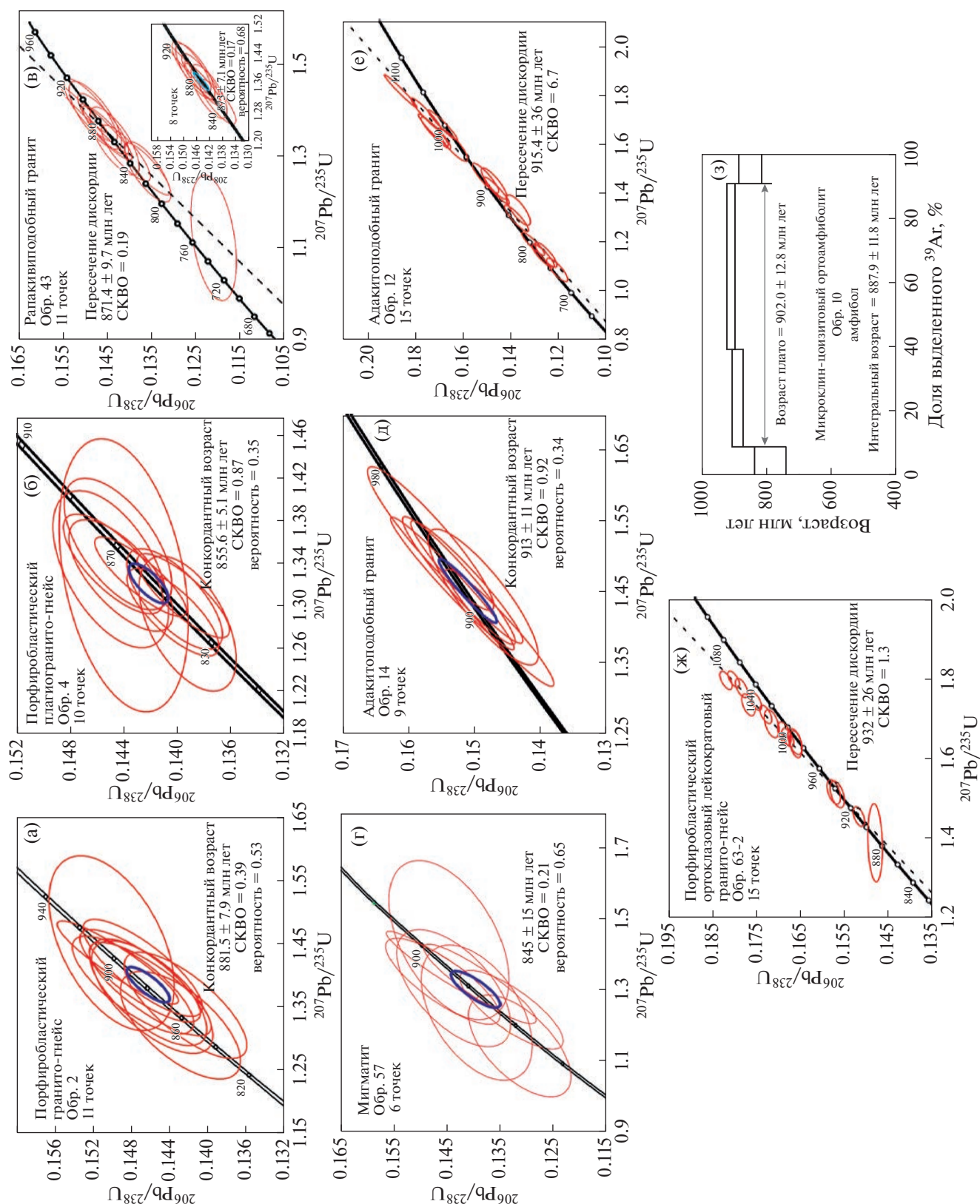


Рис. 11. U–Pb диаграммы с конкордией и дискордией для цирконов из гранитоидов (а–ж) и результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из микроклин–цоизитовых ортоамфиболитов ГМК (з), где приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

щением земной коры в результате серии надвигов блоков пород со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста протолитов (Лиханов, Ревердатто, 2011, 2014б).

Цирконы из адакитоподобных гранитов (обр. 14 и 12) представлены субидiomорфными полупрозрачными и трещиноватыми удлиненными кристаллами призматического облика коричневого и рыже-коричневого цветов длиной от 100 до 500 мкм с $K_{уд} = 1-5$ (рис. 10). Цирконы в СЛ имеют очень слабое свечение со следами магматической зональности. По результатам U-Pb датирования для девяти цирконов (обр. 14) получен конкордантный возраст 913 ± 11 млн лет; $Th/U = 0.02-0.20$ (рис. 10д). Для 15 цирконов (обр. 12) построена дискordia с верхним пересечением 915 ± 36 млн лет; $Th/U = 0.01-0.21$ (рис. 11ж).

Цирконы из лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) представлены субидiomорфными до овальных полупрозрачными кристаллами коричневого цвета длиной до 150 мкм с $K_{уд} = 1-2$ (рис. 10). Цирконы в СЛ часто представлены изометрическими зернами светло-серого цвета. Зерна непрозрачные, неправильных очертаний. Часть цирконов зональна с четко выраженными ядрами и каймами. Для 15 цирконов (обр. 63-2) построена дискordia с верхним пересечением 932 ± 26 млн лет; $Th/U = 0.01-0.36$ (рис. 11ж).

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для порфиобластических гранито-гнейсов (обр. 2), бластомилонитизированных порфиобластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4) и адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) получена при Lu-Hf изотопных исследованиях (табл. 3). Изотопный состав Hf был определен в цирконах из этих образцов и анализировался в тех же точках, где измерялся U-Pb изотопный возраст (рис. 10). В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\epsilon_{Hf}(T)$ от +0.1 до -10. Модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов — $\epsilon_{Hf}(T)$ от +0.9 до -0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1838-1916$ млн лет.

Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от -2.2 до -10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1965-2357$ млн лет. Подобная специфика характерна для гранито-гнейсов и порфиобластических плагиогранито-гнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1965-2421$ млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород.

P-T условия метаморфизма пород и кристаллизации расплавов

Для оценки *P-T* условий метаморфизма метакристаллоидов ГМК были использованы известные минеральные геотермобарометры с адекватными моделями смещения минеральных твердых растворов, согласованная база термодинамических данных и набор компьютерных программ (Лиханов, Ревердатто, 2014а, 2014б). Для гранитов рапакиви *P-T* параметры метаморфизма варьируют: $P = 7.1-8.2$ кбар и $T = 650-670^\circ\text{C}$, для мигматитов — $P = 8.2-8.7$ кбар и $T = 580-600^\circ\text{C}$. Оценки *P-T* условий пород свидетельствуют, что для мигматитов и других весьма разнообразных по составу толщ ГМК ($P = 7.7-8.6$ кбар и $T = 580-630^\circ\text{C}$) при метаморфизме достигались почти однородные давления и температуры, относящиеся к верхам амфиболитовой фации регионального метаморфизма повышенных давлений (Лиханов и др., 2005), что указывает на тесные связи между ними. Об этом свидетельствует характер взаимоотношений между автохтонными мигматитами и вмещающими породами (плагиогнейсами и кристаллосланцами), проявляющийся в постепенных переходах к гибридным породам. Это позволяет считать их продуктами анатектической дифференциации (Шкодзинский, 1976). *P-T* параметры регионального метаморфизма амфиболитовой фации соответствовали условиям плавления, а количество жидкого материала контролировалось в основном объемом флюидной фазы. Ошибки определения *P-T* параметров при совместном использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микроскопических определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают $\pm 30^\circ\text{C}$ по температуре и ± 0.5 кбар по давлению (Likhanov et al., 2004), что соответствует часто цитируемой в литературе точности геотермобарометров (Kohn, Spear, 1991).

Первое появление силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом в плагиогнейсах и кристаллических сланцах ГМК позволяет оценить парциальное давление воды во флюиде по экспериментально изученному равновесию $Ms +$

+ $Qz = Sil + Kfs + H_2O$ (Chatterjee, Johannes, 1974). Линия равновесия, рассчитанная при $P_{H_2O} = 0.5–0.7P_s$ (Кориковский, 1979), располагается вблизи вычисленных P - T параметров на изограде первого появления силлиманита ($Sil-in$). Эти оценки соответствуют данным для амфиболитовых пород Джугджуро-Становой складчатой области, характеризующихся развитием похожего набора минеральных парагенезисов (Александров, 2010), и отличаются от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов Сибирского кратона (Перчук, 1973) с экстремальной зависимостью P_{H_2O} от P_s , по которой P_{H_2O} достигает максимума в средних по глубинности зонах и убывает в менее или более глубоких сечениях земной коры.

Важной особенностью анорогенных гранитоидов по сравнению с другими породами ГМК является кристаллизация из более высокотемпературных расплавов ($T = 800–820^\circ\text{C}$ vs $T = 750^\circ\text{C}$); это следует из расчетных данных по степени насыщения расплава цирконием. Их характерными чертами также являются высокая желези́стость силикатов — граната (0.99) и биотита (0.87), наличие ильменита как единственного Fe-Ti оксида и низкие содержания потерь при прокаливании, что указывает на образование из маловодных расплавов в восстановительных условиях ниже FMQ буфера (Likhanov et al., 2001). В качестве потенциального источника для таких наименее окисленных разновидностей пород предполагаются продукты плавления гнейсов инфракрустального комплекса Сибирского кратона.

Независимые оценки глубин и температур становления ряда массивов Северо-Енисейского края, полученные проекцией нормативных составов гранитоидов на тройную диаграмму $Ab-Kfs-Qz$, находятся в диапазоне $P = 6–10$ кбар при $T = 600–680^\circ\text{C}$ (Даченко, 1984). Эти оценки согласуются с P - T параметрами метаморфизма пород ($P = 6.7–8.5$ кбар и $T = 510–640^\circ\text{C}$), вычисленными на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок геотермобарометров, обзор которых приведен в (Ревердатто и др., 2017; Reverdatto et al., 2019). Более высокие содержания большинства несовместимых элементов в анорогенных гранитах, по-видимому, связаны с более глубокой дифференциацией этих магм по сравнению с гранитами других типов ГМК.

Выявленные соотношения важны для решения вопроса о происхождении перемещенных и неперемещенных гранитов. Аллохтонные граниты рапакиви связаны с глубинными коровыми источниками, имеют относительно высокую начальную температуру и ненасыщены водой, что обеспечивает возможность дальней миграции расплава. Более низкотемпературный расплав до-

стигает насыщения и затвердевает в виде мигматитов недалеко от места зарождения.

Модели формирования гранитоидов ГМК и возможные источники

В литературе рассматриваются следующие механизмы образования больших объемов кислого расплава в земной коре: 1) при анатексисе нижних частей континентальной коры вследствие ее утолщения (Vanderhaeghe, 2009); 2) за счет локального увеличения теплового потока из мантии над поднятиями астеносферы, нередко с формированием в отдельных зонах мантийно-коровых магм (Dobretsov, Vernikovskiy, 2001); 3) в результате андерплейтинга глубинных интрузий базитов под основание или в среднюю часть коры (Warren, Ellis, 1996); 4) из-за внутрикорового разогрева, обусловленного аномальным распределением радиоактивных элементов (Huerta et al., 1999); 5) вследствие температурных аномалий в зонах разломов, вызванных притоком флюидной фазы и декомпрессионным эффектом (England et al., 1992). По результатам численного моделирования теплового режима коллизионного процесса в Енисейском крае было показано, что на формирование кислого расплава наибольшее влияние оказали следующие факторы: 1) утолщение “нормальной” континентальной коры мощностью от 35 до 50 км, что привело к погружению слоя средней коры, прогреву до температур выше водонасыщенного солидуса пелитов ($650–700^\circ\text{C}$) и выплавлению гранитных магм; на участках обширного процесса плавления происходило смешение кислых расплавов с мантийными и 2) повышенный тепловой поток мог сфокусироваться в локальных магмопроницаемых зонах коры, где в ее корневых частях при повышенной активности флюидов зарождались расплавы из континентального корового магматического источника (Верниковский и др., 2011). Вместе с тем в последнее время накапливается все больше данных в пользу тектонических сдвигово-раздвиговых деформаций в областях массового подплавления коры, как фактор ее роста и преобразования (Хаин, 2010). По этой модели ведущим механизмом формирования и становления гранитоидов могло являться декомпрессионное плавление в пределах сдвиговых зон, приуроченных к локальным областям литосферного растяжения.

Ранее было показано, что основная масса гранитоидов ГМК варьирует по составу от гранитов А-типа до коллизионных гранитов. Характер источников гранитов такой ассоциации может меняться от существенно корового для коллизионных гранитов до смешанного (мантийно-корового) для гранитов А-типа. Чисто коровый источник для таких пород, как это предполагалось в ряде ранних работ (например, Rämö, Naapala, 1995),

маловероятен, так как этому противоречит низкая фугитивность кислорода, отражающая восстановительные условия плавления протолита (Carmichael, 1991). Согласно данным (Bonin, 2007), парциальное плавление коровых пород может продуцировать только коллизионные граниты. Идея же чисто мантийного источника (Великославинский и др., 1978) ограничивает возможные источники магм толеитовой серией пород. Известно, что интенсивная фракционная кристаллизация или частичное плавление толеитовых базальтов или их дифференциатов может производить расплавы, отвечающие по своим геохимическим и петрологическим характеристикам гранитам рапакиви (Frost, Frost, 1997; Frost et al., 2002). В пользу мантийного источника тепла свидетельствуют высокие температуры кристаллизации и “сухость” исходных магм наряду с низкой фугитивностью кислорода. Однако объемы гранитных расплавов, продуцируемые в ходе такого процесса, слишком малы по сравнению с объемом кумулятивного материала, который должен быть удален из системы. С учетом этого для минеральных ассоциаций ГМК, варьирующих по составу от гранитов А-типа до коллизионных гранитов, наиболее реалистичной представляется модель смешения вещества мантийного и корового источников (Neymark et al., 1994; Emslie et al., 1994). С учетом микроструктурных наблюдений по тектонитам внедрение и становление базитовых и гранитоидных расплавов в регионе контролировалось широким развитием в условиях верхней коры областей “рассеянной” трещинной тектоники, сформированных в пределах сдвиговых зон в результате тектонических деформаций (Владимиров и др., 2011).

Специфические особенности гранитов рапакиви ГМК, в частности высокие значения железистости $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ в породах и минералах, повышенные содержания K_2O , HFSE и REE, а также кристаллизация в “сухих” восстановительных условиях ниже буфера FMQ, позволяют нам отнести их к типу наименее окисленных гранитов. Для пород подобного состава, кроме чисто мантийного, в качестве альтернативного источника П.Л. Кингом с соавторами (King et al., 1997, 2001) были предложены кварц-двуполевошпатовые породы коры. Связь с этими источниками подтверждается геохимическими и петрологическими данными и реконструируется на основе петрогенетической диаграммы Nb–Y–Zr/4 (Eby, 1992) (рис. 9в), где фигуративные точки пород локализуются в поле A_2 с коровыми источниками. Мы полагаем, что формирование основного объема родоначальных расплавов для гранитоидов ГМК осуществлялось за счет плавления позднearerхейско-палеопротерозойских пород континентальной коры кварц-полевошпатового состава. Субстратом для них могли служить комплексы глиноземистых гнейсов канской и енисейской серий

Енисейского кряжа (2.8–2.5 млрд лет), испытавшие гранулитовый метаморфизм около 1.9 млрд лет назад (Бибикова и др., 1993). Возможно, эти породы первоначально представляли собой “сухие” остатки от предшествующих эпизодов частичного плавления; значительная часть воды была удалена с ранними порциями гранитного расплава. Близкая модель образования гранитов рапакиви, тесно ассоциирующих с различными высококальциевыми коллизионными и А-гранитоидами, была предложена, в частности, для палеопротерозойских гранитоидов приморского комплекса Южно-Сибирского магматического пояса (Донская и др., 2005). Это хорошо согласуется с другими работами по становлению анорогенных гранитов, образующихся за счет комбинации механизмов частичного плавления корового источника и последующей фракционной кристаллизации первичного расплава (Clemens et al., 1986; Creaser et al., 1991; Anderson, 1983).

Специфика рапакивигранитного магматизма накладывает также и определенные ограничения и на мантийный компонент, в качестве которого может выступать кратонизированная (утолщенная) литосфера (Black, Liegeois 1993). Андерплейтинг основных магм затрагивает и нижнюю кору, что приводит к увеличению ее мощности, изменению состава и высокоградному метаморфизму, усиливающему степень ее дегидратации и восстановленности вследствие повторяющихся импульсов генерации водосодержащих мафических магм (Bonin, 2004). Магматизм этого типа преимущественно локализуется в системе внешних палео-мезопротерозойских орогенов, обрамляющих древние ядра континентов, а его пик связывают с гренвилльской орогенцией. По современным представлениям такой магматизм контролировался как деятельностью мантийных плюмов, так и тектоническими процессами растяжения в коллизионных зонах орогенов (Ларин, 2009).

Генетические представления об образовании адакитоподобных пород достаточно выдержаны (Ефремов, 2010). Существует три наиболее вероятных механизма образования адакитовых расплавов (Гусев, 2014): (1) плавление базальтов субдуцировавшей океанической литосферы (например, Martin, 1999; Martin et al., 2005); (2) плавление метабазальтов в подошве мощной континентальной коры (Wang et al., 2006); (3) плавление пород мантийного клина, метасоматизированных адакитовым расплавом (Samaniego et al., 2005). Объединяет эти модели то, что первичные адакитовые магмы (1 и 2 модели) либо метасоматизирующий агент (3 модель) образуются за счет плавления пород основного состава в условиях стабильности эклогитовых парагенезисов. Кроме того, пространственное и временное сочетание адакитов и пород с повышенным содержанием Nb — внутриплитного типа — ставит проблему возможного

участия плюм-астеносферного источника в образовании адакитов (Zhang et al., 2005; Колосков и др., 2018). Вопрос о магматических источниках этих пород часто является дискуссионным. Магматическими источниками обогащенных калием адакитов может быть, как вновь образованный в основании нижней коры материал базитового слоя, так и породы, близкие по составу с ТТГ-ассоциацией. Тем не менее адакитоподобные магмы в дуговых обстановках часто также интерпретируются как расплавы, производные из коровых источников (океанических или континентальных), которые взаимодействовали с мантийным клином или с примитивными дугowymi мафитовыми магмами. Так, образование установленных на Енисейском кряже гранитоидов с адакитовыми характеристиками тейского комплекса, отнесенных к обогащенному калием типу, связывается с плавлением материала в основании континентальной коры, вследствие ее экстремального утолщения на заключительной стадии коллизионного процесса (Верниковский и др., 2016). На Южно-Енисейском кряже позднеопротерозойские адакиты Зимовейнинского массива могли образоваться в обстановке трансформного скольжения литосферных плит после прекращения субдукции как из корового, так и мантийно-корового источников (Верниковская и др., 2017). Геохимические особенности адакитоподобных биотитовых плагиогнейсов немтихинской толщи западной части ГМК указывают на возможную островодужную природу их протолита (рис. 9). Однако не вполне аргументировано, насколько субдукционные адакиты идентичны их коллизионным/постколлизионным аналогам, поскольку четкие геохимические критерии, позволяющие разделить их, практически отсутствуют. Так, использование дискриминантной функции DF_3 (Великославинский и др., 2018) в отношении изученных плагиогнейсов показывает, что фигуративные точки их составов попадают как в область адакитов островных дуг, так и в область перекрытия полей состава коллизионным/постколлизионными адакитами (рис. 12), что требует разработки новых диагностических критериев. При этом очевидно, что адакитоподобные породы из зоны конвергенции Исаковского террейна с окраиной Сибирского кратона и другие разновидности пород ГМК в палеоконтинентальном секторе Енисейского кряжа имеют различную геохимическую специфику.

Эволюция гранитоидного магматизма в регионе согласуется с выводами (Глебовицкий и др., 1978; Brown, 2008) о том, что в пределах цикла в формировании гранитоидов ГМК устанавливается определенная последовательность, выраженная в смене натриевых разновидностей с возрастом 1380–1360 млн лет калиевыми с появлением высококалиевых пегматитов и порфиробластических пород к концу цикла с возрастом 930–720 млн лет.

Это позволяет рассматривать породные ассоциации ГМК в качестве элементов единой мезо-неопротерозойской гранитоидной серии. При этом весьма существенным отличием состава пород ГМК в сравнении с породами более поздних серий западной окраины Сибирского кратона является увеличение вклада гранитоидного материала в продуктах областей эрозии (Лиханов и др., 2008a, 2011; Likhanov, Reverdatto, 2007, 2008; Likhanov, Santosh, 2019, 2020). Отмеченная тенденция к снижению содержаний Th, легких лантаноидов и обогащению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующей о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопной систематики изученных пород из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2008).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвилевского орогенеза.

Результаты U-Pb датирования адакитоподобных гранитов (913 ± 11 и 915 ± 36 млн лет), порфиробластических ортоклазовых лейкогранитоидов (932 ± 26 млн лет) и микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (902 ± 12.8 млн лет) могут быть рассмотрены в качестве возрастных аналогов процессов гренвилевской складчатости и, возможно, синхронных процессов субдукции, связанных с ранней стадией эволюции Палеоазиатского океана на рубеже около 1 млрд лет (Добрецов, 2003; Ярмолюк и др., 2006). В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов гренвиллид рассматриваются гранито-гнейсовые купола (Ножкин и др., 1999) и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах Северного и Южного Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2021). Эти возрастные оценки также совпадают со временем начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара. Это позволяет коррелировать деформации раннеопротерозойской тектонической активизации в регионе на западной окраине Си-

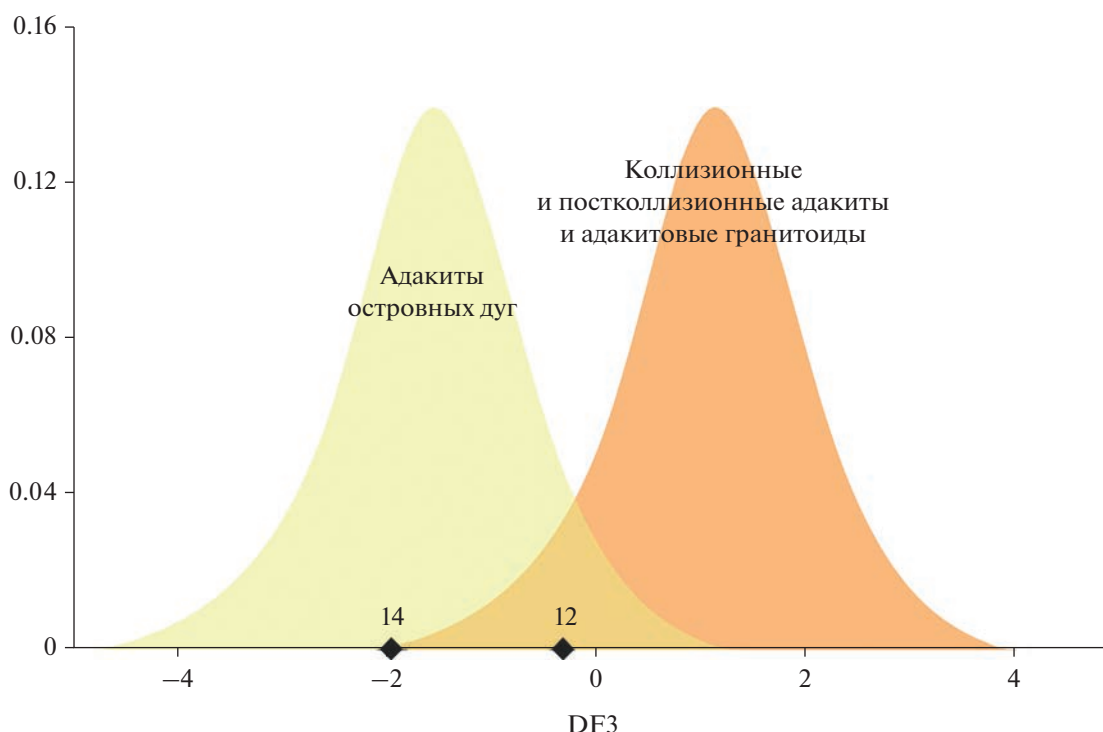


Рис. 12. Дискриминантная диаграмма (Великославинский и др., 2018), разделяющая адакиты островных дуг с коллизионными и постколлизионными адакитами и адakitовыми гранитоидами.

бирского кратона с коллизией террейнов и формированием Родинии. Выявленный этап хорошо коррелируется с фазами орогенеза в гренвильском поясе (Лаврентия) (Rivers, 2008) и в свеко-норвежском (Балтика) складчатых поясах (Bogdanova et al., 2008).

Последующие события в неопротерозое характеризуются постепенным завершением гренвильской тектоники и началом вальгальской орогении, вызванной утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии (Cawood et al., 2010). Результаты U-Pb датирования порфиробластических гранито-гнейсов (881 ± 8 млн лет), бластомилонитизированных порфиробластических плагиогранито-гнейсов (855.6 ± 5 млн лет), рапакивиподобных гранитов (871 ± 10 млн лет), мигматитов (845 ± 15 млн лет) охватывают диапазон постгренвильского цикла, включающего позднюю эпоху Нордатьян вальгальской складчатости. В качестве близких возрастных аналогов таких событий в пределах Енисейского кряжа могут быть рассмотрены породы тейского комплекса (чапский, маяконский и тейский участки), подвергшиеся позднерифейскому (864–849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов (Лиханов и др., 2011). С этим же этапом связано ста-

новление гранитоидных плутонов каламинского типа (Верниковский, Верниковская, 2006), вблизи которых локально проявлен термальный метаморфизм позднерифейского (862 млн лет) возраста (Лиханов, 2003; Likhonov et al., 2001).

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов Северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния. В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Свальбарда, мойнской серии Северо-Западной Шотландии и Восточной Гренландии (Лаврентия), соройского комплекса в Северной Норвегии (Балтика). Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, служат весомым аргументом в пользу представления об их территориальной близости в эту эпоху. Это также согласуется с выводами о синхронности и схожей последовательности и несколько более ранних однотипных тектоно-термальных событий на окраинах этих палеоконтинентов (Cawood et al., 2004, 2016; Likhonov et al., 2015). Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния полностью согласуется с

современными палеомагнитными данными и палеоконтинентальными реконструкциями (Torsvik, 2003; Метелкин и др., 2012; Johansson, 2014; Dalziel et al., 1997), подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древними ядрами суперконтинента Родиния (рис. 16). Об этом же свидетельствуют современные данные по одновозрастным палеополосам в пределах этих кратонов, подтверждающие, что они могли быть частями единого суперконтинента со стабильной конфигурацией на протяжении 800 млн лет (Pisarevsky, 2008). В глобальном аспекте особенностей докембрийской геодинамики по современным представлениям этот возрастной рубеж характеризуется повышенной активностью эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных течений в мантии (Добрецов, 2010).

ВЫВОДЫ

1. Получены новые геологические и геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород гаревского метаморфического комплекса. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования в рамках имеющихся в литературе современных представлений.

2. Установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с grenvильскими и постgrenvильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния.

3. Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов.

4. Новые доказательства grenvильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на Енисейском крыже эндогенной активности и grenvильских коллизионных событий. Таким образом, северным продолжением

Гренвильского пояса, протягивающегося на расстояние более 10000 км от Западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть grenvильиды западной окраины Сибирского кратона.

Благодарности. Автор глубоко признателен рецензентам — Ш.К. Балтыбаеву и К.А. Савко — за конструктивные замечания, плодотворную дискуссию и ценные рекомендации, способствующие значительному улучшению манускрипта.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров И.А.* Метаморфические породы амфиболовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов). Владивосток: Дальнаука, 2010. 211 с.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского крыжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Великославинский Д.А.* Проблема гранитов рапакиви. М.: Наука, 1995. 28 с.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А.* Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М.* Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. № 3. С. 255–264.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. и др.* Неопротерозойские адакиты Енисейского крыжа (Центральная Сибирь): петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1459–1478.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского крыжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 35–52.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. и др.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 502–519.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П. и др.* Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизионной стадии (на примере Енисейского крыжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 32–50.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского крыжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, па-

- леомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 63–90.
- Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И. и др. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Изв. СО РАН. 2011. № 1. С. 104–118.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1978. 285 с.
- Гусев А.И. Петрология адакитовых гранитоидов. М.: Академии Естествознания, 2014. 151 с.
- Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 761–784.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
- Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. Т. 11. С. 1185–1201.
- Качевский Л.К., Зуев В.К. Геологическая карта Енисейской металлогенической провинции. Масштаб 1 : 1000000 (Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2005.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500000 (Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. № 1. С. 62–78.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев о. Валовая — новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. С. 3–27.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
- Лиханов И.И. Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 301–312.
- Лиханов И.И. Неустойчивость парагенезисов “тройной точки” Al_2SiO_5 как следствие полиметаморфизма высокоглиноземистых метапелитов // Петрология. 2020а. Т. 28. № 6. С. 610–627.
- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020б. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизийном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49. С. 239–267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-*t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014а. Т. 55. С. 385–416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014б. Т. 52. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родины на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. Т. 53. С. 675–694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. и др. Коллизийный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Докл. АН. 2006а. Т. 411. № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006б. Т. 47. С. 119–131.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008а. Т. 46. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Коллизийный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008б. Т. 16. № 2. С. 148–173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизийные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1593–1611.

- Лиханов И.И., Попов Н.В., Ножкин А.Д. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Pb и Sm-Nd данные, обстановки формирования // Геохимия. 2012а. Т. 50. С. 966–976.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В., Козлов П.С. Первая находка гранитов рапакиви на Енисейском кряже: возраст, P-T условия и обстановки формирования // Докл. АН. 2012б. Т. 443. № 2. С. 207–213.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2013а. Т. 450. № 2. С. 199–203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Докл. АН. 2013б. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвилевские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. P-T-t реконструкция метаморфической истории Южно-Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 1031–1056.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. № 1. С. 41–65.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 883–899.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В. и др. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 881–891.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. С. 312–332.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. и др. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. С. 1992–2014.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 1384–1406.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509–515.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2020. Т. 490. № 2. С. 39–44.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. 132 с.
- Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 76–85.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Динер А.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист О-46-IV. Объяснительная записка. Москва (СПб.): Красноярскгеолсъемка, 1999. 212 с.
- Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 736–760.
- Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее-раннем палеозое // Геотектоника. 2009. № 2. С. 37–56.
- Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 223 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллида в Центральном-Азиатском складчатом поясе // Докл. АН. 2005а. Т. 404. № 1. С. 84–89.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005б. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кем-

- брийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.
- Anderson J.L.* Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Eds. L.G. Medaris, D.M. Mickelson, C.W. Byers, W.C. Shanks. Proterozoic Geology. Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. V. 161. P. 133–154.
- Black R., Liegeois J.-P.* Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 89–98.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The Eastern European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problem and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Bonin B.* Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Boynton W.V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Ed. P. Henderson. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Brown M.* Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior? // Eds. K.C. Condie, V. Pease. When did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. V. 440. P. 97–128.
- Buick R., Des Marais D.J., Knoll A.H.* Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bange-mall group, northwestern Australia // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 153–171.
- Carmichael I.S.E.* The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 129–141.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R.A. et al.* Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting for the upper Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons from the Loch Eil and Glen Urquhart successions // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 861–874.
- Cawood P.A., Strachan R., Cutts K. et al.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99–102.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S.* Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 48. P. 89–114.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R.* Origin of an A-type granite: experimental constraints // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 317–324.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.* A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology. 1991. V. 19. P. 163–166.
- Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation // Geol. Soc. Amer. Bull. 1997. V. 109. P. 16–42.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Dempster T.J., Jenkin G.R.T., Rogers G.* The origin of rapakivi texture // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 963–981.
- Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A.* Mantle plumes and their geological manifestations // Int. Geol. Rev. 2001. V. 43. P. 771–788.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J.* Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the main plutonic suite // J. Geol. 1994. V. 102. P. 539–558.
- England P.S., Le Fort P., Molnar P., Pecher A.* Heat sources for Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of Central Nepal // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 2107–2128.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.H.* Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 159–178.
- Frost C.D., Frost B.R.* Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647–650.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Bell J.M., Chamberlain K.R.* The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite; evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // Precamb. Res. 2002. V. 45. P. 45–71.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precamb. Res. 2010. V. 183. P. 660–668.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Collisions Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Hodges K.V.* Geochronology and thermochronology in orogenic system // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
- Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V.* The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens // J. Metamorph. Geol. 1999. V. 17. P. 349–366.
- Jackson S.E., Norman J.P., William L.G., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Johansson Å.* From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // Precamb. Res. 2014. V. 244. P. 226–235.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R.* Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // Aus. J. Earth Sci. 2001. V. 48. P. 501–514.

- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *J. Petrol.* 1997. V. 38. P. 371–391.
- Kohn M.J., Spear F.S. Error propagation for barometers // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 138–147.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geol. Soc. London Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Li Z.-H., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *Int. Geol. Rev.* 1988. V. 30. P. 868–877.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Gon-salves, E.G. Grosch. *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geol. Sinica – Engl. Ed.* 2007. V. 81. № 3. P. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *Int. Geol. Rev.* V. 50. № 7. P. 597–623.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precamb. Res.* 2019. V. 328. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geol. J.* 2020. V. 55. № 6. P. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *Eur. J. Mineral.* 1994. V. 6. № 1. P. 133–144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos.* 2001. V. 58. № 1–2. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. № 8. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleo-continental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. № 1. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.* 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ. 1999. V. 1. 46 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ. 2000. V. 2. 2455 p.
- Martin H. Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // *Geology.* 1986. V. 14. P. 753–756.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 411–429.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24.
- Middlemost E.A.K. *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman Group Ltd., Essex, 1985. 266 p.
- Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. P. 173–193.
- Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Epi-sodes.* 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
- Pisarevsky S.A., Natafov L.M., Donskaya T.V. et al. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.
- Rämö O.T., Haapala I. One hundred years of rapakivi granite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 52. P. 129–185.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. *The Nature and Models of Metamorphism*. Chum: Springer, 2019. 330 p.
- Rino S., Kon Y., Sato W. et al. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 51–72.
- Rivers T. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precamb. Res.* 2008. V. 167. P. 237–259.
- Samaniego P., Monzier M., Martin H. et al. Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador) // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 11. P. 2225–2252.
- Santosh M., Maruyama S., Yamamoto S. The making and breaking of supercontinents: Some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 324–341.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science.* 2003. V. 300. P. 1379–1381.
- Vanderhaeghe O. Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts // *Tectonophysics.* 2009. V. 477. P. 119–134.
- Wang Q., Jian Ping, Zhi Wei Bao et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 119–144.

- Warren R.G., Ellis D.J. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic *P-T-t* paths // *Geology*. 1996. V. 24. № 7. P. 663–666.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints // *Lithos*. 2007. V. 95. № 3–4. P. 399–414.
- Zhang H.X., Niu H.C., Sato H. et al. Late Paleozoic adakites and Nb-enriched basalts from northern Xinjiang, NW China: evidence for the southward subduction of the Palaeo-Asian Ocean // *The Island Arc*. 2005. V. 14. P. 55–68.

Evidence of Grenville and Valhalla Tectonic Events at the Western Margin of the Siberian Craton from Rocks of the Garevka Complex (North Yenisei Ridge)

I. I. Likhanov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

The tectonic evolution of the Siberian cratonic margins offers important clues for global paleogeographic reconstructions, particularly with regard to the complex geological history of Central Asia. The Yenisey Ridge fold-and-thrust belt at the western margin of the Siberian Craton forms part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and is a key to understand the Precambrian tectonic evolution of the Siberian Craton and crustal growth in the CAOB. Understanding the tectonic evolution of the Yenisei Ridge is crucial for solving the debate related to the role of the Siberian Craton within the Rodinia supercontinent assemblies and breakup with the opening of the Paleoasian ocean. Here we report new data on the petrogenesis, tectonic settings, thermodynamic conditions, metamorphism and protolith ages for compositionally contrasting rocks of the Garevka metamorphic complex, obtained from the results of mineralogical-petrological, geochemical, and isotope-geochronological studies. Possible models and geodynamic settings for their formation are discussed. Based on the results of U-Pb dating of zircons, two new pulses of Neoproterozoic endogenous activity at the western margin of the Siberian craton were established, associated with Grenville (930–900 Ma) and (880–845 Ma) post-Grenville Valhalla (880–845 Ma) accretion-and-collision processes. These episodes of regional crustal evolution are correlated with the synchronous successions and similar style of rocks along the Arctic margin of Rodinia and supports the spatial proximity of Siberia and North Atlantic cratons (Laurentia and Baltica), which is consistent with the proposed Neoproterozoic paleogeographic reconstructions of the Rodinia configuration.

Keywords: geochemistry, thermobarometry, tectonic models and settings, U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, Lu-Hf zircon isotope systematics, North Yenisei Ridge

УДК 552.11

ГЕНЕЗИС МОНТИЧЕЛЛИТОВЫХ ПОРОД КРЕСТОВСКОЙ ИНТРУЗИИ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

© 2023 г. Л. И. Панина^a, *, А. Т. Исакова^a, **, Е. Ю. Рокосова^a, ***

^a Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: panina@igm.nsc.ru

**e-mail: atnikolaeva@igm.nsc.ru

***e-mail: rokosovae@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 22.12.2021 г.

После доработки 29.03.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

При изучении монтichelлитов и оливин-монтichelлитовых пород Крестовской интрузии было установлено, что их главные породообразующие минералы — оливин и монтichelлит являются более магнезиальными, чем таковые в оливинитах и кудгитах той же интрузии: оливин рассматриваемых пород содержит (мол. %) 90–93 *Fo*, а в оливинитах и кудгитах — 86–87 *Fo*, монтichelлит — 41.6–42.3 мол. % *Fo* против 37.2–41.2 *Fo*. Изучение расплавных включений в минералах монтichelлитовых пород показало, что монтichelлитовые породы Крестовской интрузии формировались из смешивающихся обогащенных летучими компонентами расплавов разного состава: высокожелезистого низкоглиноземистого камафугитового калиевого типа щелочности и более высокомагнезиального высокоглиноземистого пикритоидного натриевого типа щелочности. Кристаллизация минералов происходила при высоких температурах в следующей последовательности: перовскит I (1250–1230°C) → перовскит II (1200°C и несколько выше) ↔ оливин (>1200°C) → монтichelлит (>1150°C). Перовскит I, как и оливин в оливинитах, кристаллизовался из высокожелезистых ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO) = 0.37$) низкоглиноземистых камафугитовых расплавов калиевого типа щелочности. При кристаллизации в монтichelлитовых породах более позднего перовскита II расплавы приобрели более высокую магнезиальность ($Mg\# = 0.41$), были обогащены Al_2O_3 , имели натровый тип щелочности и промежуточный состав между камафугитами и щелочными пикритоидами. Оливин в монтichelлитовых породах кристаллизовался из расплавов, близких по составу к мелилититам, имеющих калиевый тип щелочности и $Mg\# = 0.39$, а кристаллизация монтichelлита происходила из гетерогенного высокомагнезиального малокремнистого расплава, максимально обогащенного летучими компонентами (в том числе H_2O) и солями. Кристаллизация минералов сопровождалась накоплением в смешивающихся расплавах летучих компонентов и проявлением при 1250–1190°C силикатно-карбонатной несмесимости, а при температурах ниже 1190°C — многофазовой несмесимости отделившегося карбонатно-солевого расплава на более простые фракции: щелочно-сульфатно-карбонатную, щелочно-фосфатно-карбонатную и известково-карбонатную.

Ключевые слова: монтichelлитовые породы, ларнит-нормативная калиевая ультрамафитовая магма, натриевая пикритоидная магма, смешение, двухфазовая силикатно-солевая несмесимость, многофазовая карбонатно-солевая несмесимость

DOI: 10.31857/S0869590323010077, **EDN:** BKTAAX

ВВЕДЕНИЕ

Монтichelлит встречается преимущественно в метасоматических и метаморфических породах, реже в кимберлитах, альнётитах и породах щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексных плутонов. Монтichelлит в кимберлитах и альнётитах считается магматическим. В комплексных плутонах монтichelлитовые породы обычно ассо-

циируют с мелилитовыми породами и несут структурно-текстурные признаки как интрузивных, так и метасоматических образований. Переход одних петрографических разновидностей в другие здесь происходит либо посредством четкого контакта, либо постепенно с усложнением минерального состава в контактируемой зоне и образованием структур замещения. Так, переходы оливинитов в мелилитовые и монтichelлитовые породы нередко

происходят через зоны оливин-мелилитового, оливин-мелилит-монтичеллитового, мелилит-монтичеллитового и монтичеллитового составов. Мелилит и монтичеллит иногда образуют в гипербазитах многочисленные маломощные прожилки и обособления. В зонах контакта в ультрабазитах резко увеличивается количество перовскита, появляются и другие нехарактерные кальциевые минералы — гранат, везувиан. Монтичеллит в породах обычно присутствует в виде неправильных выделений, ойкокристаллов с включениями корродированных зерен нефелина и перовскита, формирует оторочки вокруг оливина и мелилита, отмечается также в виде псевдографических сростаний с мелилитом (Егоров, 1969; Кухаренко и др., 1965). Монтичеллитовые породы обычно имеют невыдержанный состав и редко слагают крупные объемы.

По мнению большинства исследователей, разнообразные породы щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов образовались преимущественно на магматическом этапе в результате дифференциации и фракционирования одной материнской магмы: щелочно-пикритовой (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1991), меймечитовой (Соболев, Слущкий, 1984; Соболев и др., 2009; Рябчиков и др., 2009) или меланефелинитовой (Veksler et al., 1998). Образование карбонатитов в рассматриваемых массивах большинство исследователей (Kjarsgaard et al., 1988; Brooker, Hamilton, 1990; Kogarko et al., 1991; Panina, 2005; Панина, Моторина, 2008; Рябчиков, Когарко, 2016 и др.) связывают с проявлением карбонатно-силикатной несмесимости в эволюционировавших расплавах. Вместе с тем в последние годы появилось много данных об участии в формировании щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов нескольких родоначальных магм, по-разному обогащенных Si, Ca, щелочами, флюидами (Расс, Плечов, 2000; Panina, Usoltseva, 2008; Панина, Усольцева, 2009; Панина, Моторина, 2013; Панина и др., 2016). Считается, что эти магмы представляют собой первичные выплавки, появившиеся в результате рифтогенеза на разных глубинах, при различных температурах и разной степени плавления вещества неоднородной верхней мантии. С наиболее глубинными кимберлитоподобными магмами, существенно обогащенными Ca, Na и недосыщенными Si, по мнению И.Т. Расс и П.Ю. Плечова (2000), связана кристаллизация мелилитовых пород Гулинского плутона. Формирование же перидотитов, пироксенитов, якупирангитов плутона, по их мнению, происходило из менее глубинной меймечитовой магмы. Согласно термобарогеохимическим исследованиям (Панина и др., 2018), оливиниты Крестовской интрузии кристаллизовались из лар-

нит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмы, существенно обогащенной несовместимыми компонентами. Пироксениты же интрузии, включающие диопсиды и фассаиты, формировались из смешивающихся расплавов: диопсиды из расплавов, близких по составу к катунгитам-мафуритам, а фассаиты — близких к составу щелочных пикритов (Панина, Усольцева, 2009).

Вопрос происхождения монтичеллита в щелочно-ультраосновных карбонатитовых интрузиях до сих пор является наиболее дискуссионным. Л.С. Егоров (1969, 1991) считает, что монтичеллит начинает кристаллизоваться совместно с флогопитом и диопсидом на позднемагматической стадии формирования щелочно-ультраосновных интрузий вслед за образованием нефелина, а завершает свое образование на постмагматическом высокотемпературном этапе. М.П. Орлова и А.А. Кухаренко (1962) полагают, что монтичеллитовые породы являются контактово-реакционными и возникают на контакте габброидов с известняками. А.А. Кухаренко с соавторами (1965) связывают возникновение монтичеллитовых пород также с постмагматическим интенсивным реакционно-метасоматическим преобразованием гипербазитов при воздействии на них щелочно-углекислых эманаций и растворов. Т. Нильсен с соавторами (Nielsen et al., 1997) и И. Векслер с соавторами (Veksler et al., 1998) полагают, что в образовании монтичеллитовых пород основную роль играло контактово-реакционное взаимодействие на магматической стадии материнских высококальциевых расплавов с уже сформированными породами и минералами щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов. А.М. Сазонов и др. (2001) считают, что монтичеллитолиты могут рассматриваться, с одной стороны, как специфические дифференциаты мелилититового расплава, а с другой — как гибридные образования, возникшие в результате глубинной переработки ультрабазитов.

Для выяснения генетических особенностей и температур кристаллизации, а также состава минералообразующей среды, участвовавшей в формировании монтичеллитовых пород в щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивах, нами были изучены включения в минералах монтичеллитолитов и оливин-монтичеллитовых пород Крестовской интрузии, а также дополнены имеющиеся данные (Панина и др., 2001) по монтичеллитсодержащим мелилитовым породам Крестовской интрузии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Крестовский массив расположен в Маймеч-Котуйской щелочно-ультраосновной карбонатитовой провинции Восточной Сибири, в 54 км к

юго-западу от южного карбонатитового тела Гулинского плутона по азимуту 240°. Раннемезозойский магматизм Маймеча-Котуйской провинции связывают (Егоров, 1969, 1991; Сазонов и др., 2001) с континентальным рифтогенезом. Основной структурой, контролирующей магматизм провинции, считают зону пересечения срединного спредингового шва Пясино-Хатангской рифтогенной системы с трансформным Котуйским разломом, к которому приурочена крупная кольцевая аномалия силы тяжести, фиксирующая контуры глубинного мантийного плюма. Развитие щелочно-ультраосновных комплексов и кимберлитов, как полагают, обусловлено долговременной активностью мантийного плюма и локальным разуплотнением мантийного субстрата в рифтовой зоне (Егоров, 1991; Сазонов и др., 2001; Асавин, Чесалова, 2018; Рябчиков и др., 2009).

Крестовский массив представляет собой вулканоплутоническую структуру центрального типа, сложенную эффузивными, жильными и плутоническими породами (рис. 1). На дневную поверхность выходит ее серповидная апикальная часть площадью 3.4 км². В центре структуры располагается интрузивное тело ультрабазитов — оливинитов, верлитов, пироксенитов и их рудных разновидностей, а также дайки и жилы нефелиновых и мелилитовых лампрофиров и карбонатитов. По изотопно-геохимическим данным (Сазонов и др., 2001) возраст ультрабазитов (оливинитов, верлитов, пироксенитов) соответствует 250 млн лет, т.е. отвечает временному интервалу формирования Гулинского массива. На Крестовском массиве на границе с вмещающими породами расположены мелилитолиты, на западе, включающие небольшое субпластовое тело монтichelлитолитов и оливин-монтichelлитовых пород, переходящих на контакте с мелилитолитами в оливин-мелилит-монтichelлитовые породы. Вдоль восточного и южного контакта массива с вмещающими эффузивами располагается серия сближенных даек щелочных пикритов, трахидолеритов, трахибазальтов, щелочных микросиенитов. Вмещающие породы представлены преимущественно меланефелинитами и их лавобрекчиями. Полагают (Сазонов и др., 2001), что Крестовский вулканоплутон был сформирован в течение четырех магматических стадий. На первой стадии проявилась активная вулканическая деятельность с формированием меланефелинитовой толщи. На второй стадии произошло внедрение ультрамафитового ядра, представленного оливинитами, верлитами, пироксенитами. На третьей стадии отмечалось внедрение мелилитового расплава в локальные полости сдвига — раздвиг с образованием мелилитовых и ассоциирующих с ними монтichelлитовых пород. На четвертой стадии формировался дайковый комплекс вдоль контакта интрузивного тела.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наряду с геологическими, минералогическими и петрографическими методами исследования были широко использованы термобарогеохимические методы, которые основаны на изучении расплавных и флюидных включений, законсервированных в минералах в процессе их роста.

Для этого были изготовлены и изучены полированные с двух сторон пластинки толщиной 0.1–0.3 мм и шлифы монтichelлитовых пород Крестовской интрузии. С помощью оптического микроскопа Olympus BX51 был проведен поиск и определен характер распределения включений в минералах для обоснования их первичности или вторичности, а также визуально диагностирован фазовый состав включений. Для выяснения температур консервации расплавов (флюидов) минералом-хозяином, а также гомогенизации и закалки содержимого включений (с целью последующего определения его состава на микрозондовом анализаторе) была использована совмещенная с микроскопом микротермокамера с силитовым нагревателем конструкции (Михайлов, Шацкий, 1974), которая позволяла нагревать включения до 1600°C при постоянном наблюдении за происходящими изменениями под микроскопом с точностью определения температур 10–15°C. Эталонировка микрокамеры осуществлялась по отчетливо фиксируемым точкам плавления химически чистых солей и металлов, помещенных в рабочую точку. Режим прогрева для каждого минерала детально описан в главе “Термометрические исследования”.

Для идентификации порообразующих, акцессорных минералов и содержимого расплавных включений (дочерних и кристаллических фаз, стекол), а также для исследования их химического состава использовался метод сканирующей электронной микроскопии (энергодисперсионный локальный анализ) на микроскопе Tescan Mira 3 LMU с использованием программы INCA Energy 450+ (Oxford Instrumental Analytical Ltd.) и метод микрозондового анализа на микроанализаторе Cameca Camebax Micro. Условия съемки на сканирующем электронном микроскопе: ускоряющее напряжение — 20 кВ, сила тока — 1 нА. В качестве стандартов для большинства элементов были использованы простые оксиды, металлы и минералы: SiO₂ (Si, O), Al₂O₃ (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), Ca₂P₂O₇ (P), BaF₂ (Ba, F), Cr₂O₃ (Cr), пирит (S), Ti⁰, Fe⁰, Mn⁰, Zn⁰ и др. Для количественной оптимизации применялся Co⁰. Микрозондовый анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 30–40 нА, диаметр электронного пучка составлял 2.5–3 мкм. Для калибровки микроанализатора перед началом работы проводилась съемка стандартов — природных минералов со строго установленными

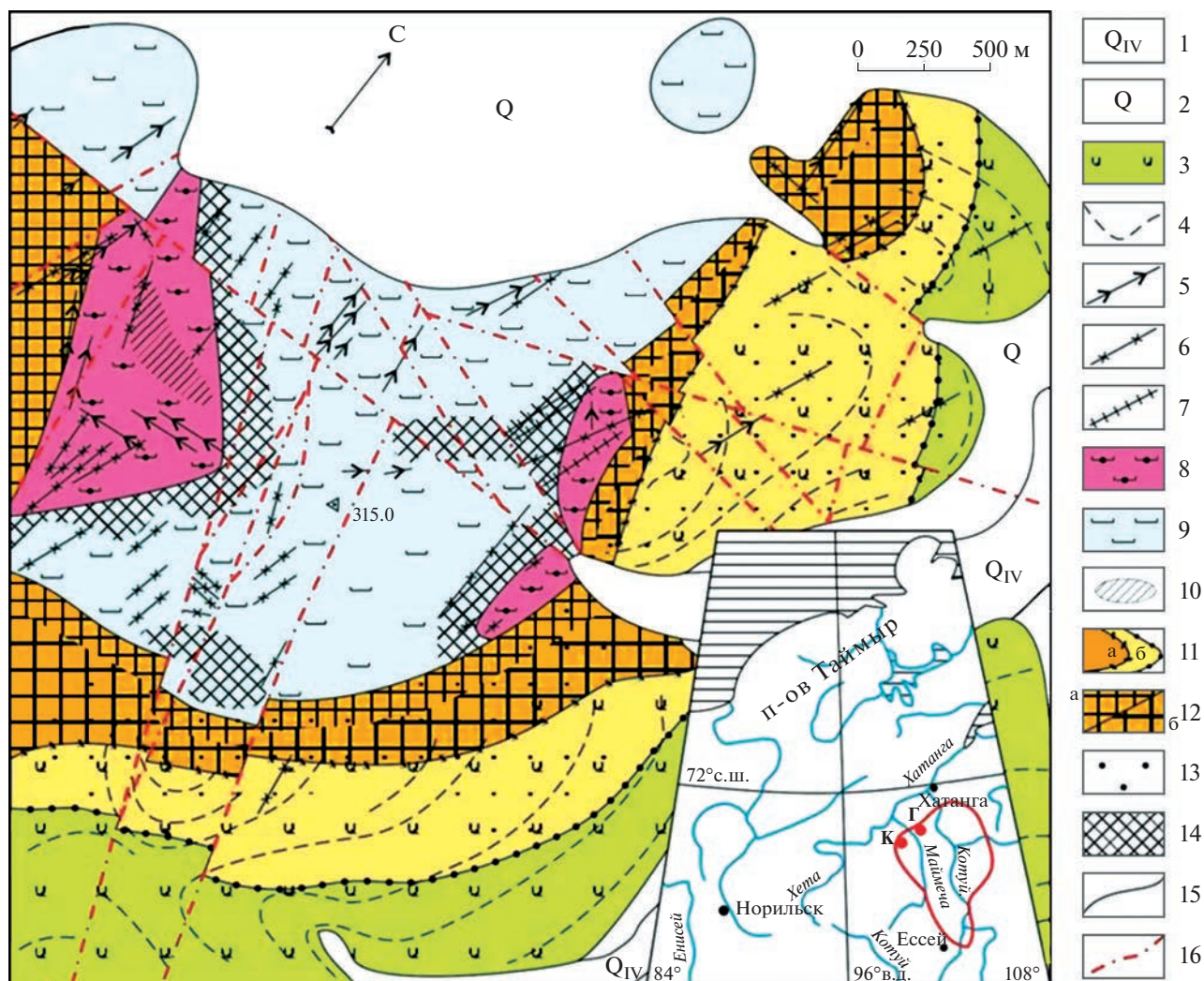


Рис. 1. Схема геологического строения Крестовской вулcano-плутонической структуры, по (Сазонов и др., 2001). 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – нерасчлененные четвертичные отложения; 3 – эффузивная толща меланефелинитов; 4 – кластолавы меланефелинитов; 5, 6 – дайки: 5 – щелочных микросиенитов; 6 – трахибазальтов, трахидолеритов, плагиоклазовых порфиритов и пикритов; 7 – вложенные дайки (микросиениты, трахибазальты, щелочные пикриты); 8 – меллитолиты; 9 – оливиниты, верлиты и пироксениты; 10 – монтичеллитолиты; 11 – фации фенитов и фенитизированных пород: а – перовскит-эгирин-авгитовая (внутренняя и промежуточная зоны), внешняя граница фации – изограда перовскита; б – титанит-биотит-эгирин-авгитовая (внешняя зона фенитизированных пород), внешняя граница – изограда титанита; 12 – перовскитовые фениты: а – равномерно мелкозернистые (внутренняя зона), б – бластопорфировые (промежуточная зона); 13 – биотитсодержащие фенитизированные породы; 14 – интрузивные меллитолит-ультрамафиты, скарнированные и рекристаллизованные породы контактовых зон меллитолитовых тел; 15 – геологические границы; 16 – предполагаемые разрывные нарушения. На врезке – географическое положение Маймеча-Котуйской провинции: Г – вулcano-плутон Гули; К – интрузия Крестовская.

содержаниями отдельных элементов и составом, близким к составу анализируемых образцов (диопсид, альбит и ортоклаз, пирит, Ti^0 , Fe^0 , Mn^0 и др.). Пределы обнаружений элементов (мас. %): 0.009 SiO_2 , 0.036 TiO_2 , 0.012 Al_2O_3 , 0.019 FeO , 0.013 MgO , 0.022 MnO , 0.01 CaO , 0.02 Na_2O , 0.01 K_2O , 0.105 BaO , 0.019 SrO , 0.008 P_2O_5 , 0.011 Cl , 0.011 SO_3 . Все работы проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск.

МОНТИЧЕЛЛИТОЛИТЫ И ОЛИВИН-МОНТИЧЕЛЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ И ИХ МИНЕРАЛОГИЯ

Монтичеллитовые породы окрашены в серый цвет, имеют массивную неравномернозернистую, гипидиоморфнозернистую структуру с пойкилитовыми участками. Породы содержат переменные количества оливина (5–40 об. %) и монтичеллита (35–70 об. %), высокие перовскита (10–15 об. %) и титаномagnetита (5–10 об. %), заметные джерфи-

Таблица 1. Химический состав оливина и монтichelлита в породах Крестовской интрузии, мас. %

Компоненты	Оливин					Монтichelлит							
	1(1)	2(11)	3(3)	4(4)	5(11)	6(7)	7(5)	8(3)	9(27)	10(3)	11(9)	12(1)	13(9)
SiO ₂	40.96	40.97	41.14	40.50	40.01	36.96	37.34	37.47	37.26	37.01	36.52	37.19	36.59
FeO	6.72	8.75	8.59	11.60	12.95	8.03	7.93	7.88	8.13	4.35	11.17	10.19	11.81
MnO	0.04	0.27	0.25	0.25	0.29	0.27	0.27	0.27	0.25	0.17	0.01	0.33	0.34
MgO	51.33	49.29	49.21	46.88	46.06	20.58	20.47	20.56	20.77	22.69	17.95	19.85	18.08
CaO	0.38	0.65	0.45	0.81	0.57	33.90	33.05	33.10	33.22	35.03	33.38	31.57	32.73
Сумма	99.43	99.93	99.64	100.04	99.88	99.74	99.06	99.28	99.63	99.25	99.03	99.13	99.55
Количества ионов в пересчете на 4 атома О													
Si	0.997	1.003	1.008	1.004	0.997	1.002	1.014	1.015	1.008	0.994	1.005	1.013	1.009
Fe	0.136	0.179	0.177	0.240	0.270	0.181	0.180	0.180	0.183	0.097	0.259	0.232	0.272
Mg	1.860	1.798	1.795	1.730	1.711	0.831	0.830	0.831	0.838	0.908	0.740	0.808	0.744
Ca	0.010	0.016	0.011	0.021	0.015	0.983	0.962	0.960	0.961	1.006	0.988	0.922	0.966
Fa	6.78	8.98	8.93	12.05	13.53	9.08	9.13	9.13	9.23	4.82	13.03	11.83	13.72
Fo	92.72	90.22	90.52	86.89	85.72	41.65	42.09	42.16	42.28	45.15	37.24	41.18	37.54
La	0.50	0.80	0.55	1.06	0.75	49.27	48.78	48.71	48.49	50.03	49.73	46.99	48.74

Примечание. Оливин: 1 – небольшое зерно, 2 – кристаллиты в монтichelлите, 3 – волосовидные выделения в монтichelлите, 4, 5 – округлые и ксеноморфные зерна. Монтichelлит: 6 – небольшие резорбированные зерна, 7 – крупные зерна с кристаллитами оливина и перовскита, 8 – кристаллит в оливине, 9 – крупные зерна, 10, 11 – идиоморфные зерна, 12, 13 – дочерние фазы из включений в оливине. Породы: 1–3, 6–9 – монтichelлитолиты и оливин-монтichelлитовые; 4, 12 – кугдиты; 5, 13 – оливиниты; 10, 11 – мелилитолиты. В скобках – число проанализированных минералов. Результаты: 1–3, 6–9 – данного исследования; 4, 10–12 – согласно (Панина и др., 2001); 5, 13 – согласно (Панина и др., 2018).

шерита, а также единичные зерна и кристаллиты флогопита, апатита и гидрограната.

Оливин присутствует в монтichelлитовых породах в виде небольших (от 0.1 до 1.5 мм) зерен идиоморфной, чаще неправильной формы, нередко с корродированными краями. Местами он разбит трещинами на отдельные блоки с одинаковой оптической ориентировкой. Оливин также отмечается в зернах монтichelлита в виде кристаллитов округлой и неправильной формы, иногда совместно с кристаллитами перовскита. Нередко свежий оливин располагается на границе зерен монтichelлита, изредка он присутствует в зернах монтichelлита в виде вытянутых волосовидных реликтов. Химический состав оливина везде высокомагнезиальный: в нем присутствуют 90–93 форстеритового (*Fo*), 6.8–9.0 фаялитового (*Fa*) и 0.5–0.8 ларнитового (*La*) компонентов (табл. 1, ан. 1–3). Он заметно отличается от более железистого состава оливина (табл. 1, ан. 4, 5) в оливинитах и кугдитах Крестовской интрузии (Панина и др., 2001, 2018).

Монтichelлит в породах встречается преимущественно в виде изометричных зерен разного размера от 2.5 до 7 мм. Края зерен неровные, извилистые. Нередко в крупных зернах монтichelлита присутствует тончайшая сыпь рудного минерала, кристаллиты флогопита, апатита, нефелина и гидрограната. Реже в породе содержатся

небольшие, частично ограненные резорбированные зерна монтichelлита, иногда включенные в оливин. Монтichelлит образует также каймы вокруг зерен оливина, титаномагнетита, перовскита. Химический состав монтichelлита, несмотря на некоторое разнообразие форм его выделения, постоянен. Он содержит (мас. %): 7.9–8.1 FeO, 20.5–20.8 MgO, 0.25–0.27 MnO, ~37 SiO₂, т.е. содержит (мол. %): 9.1–9.2 фаялитовой, 41.6–42.3 форстеритовой и 48.5–49.3 ларнитовой молекулы (табл. 1, ан. 6–9). В мелилитовых породах химический состав части зерен монтichelлита (табл. 1, ан. 10) близок к составу монтichelлита из монтichelлитовых пород (табл. 1, ан. 6–9), другая часть является более железистой (табл. 1, ан. 11), аналогичной составу дочерних фаз монтichelлита (табл. 1, ан. 12, 13) из включений в оливине оливинитов и кугдитов (Панина и др., 2001, 2018).

Перовскит встречается в монтichelлитовых породах в виде округлых и полигональных зерен размером от 0.25–0.50 до 1 мм. Он образует совместно с титаномагнетитом скопления и агрегаты между зернами монтichelлита. Крупные зерна перовскита окрашены в красно-бордовый (перовскит I), а мелкие – в светло-бурый (перовскит II) цвета. Иногда крупные зерна перовскита зональные: ядра красно-бордового, а каймы – светло-бурого цвета. В породе преобладает перовскит II светло-бурого цвета. Химический состав разно-

Таблица 2. Химический состав породообразующих минералов и содержащихся в них кристаллитов, мас. %

Оксиды	Перовскит					Титаномагнетит	Флогопит	Гидрогранат	Нефелин	Апатит
	ПРД	ПРД	ПРД	ПРД	ПРД	ПРД	КР	КР	КР	КР
	1(9)	2(5)	3(2)	4(4)	5(3)	6(6)	7(2)	8(1)	9(1)	10(1)
SiO ₂	0.04	0.08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	39.02	24.53	43.11	0.46
TiO ₂	56.00	58.12	57.83	58.51	56.08	2.20	0.90	0.08	0.01	н.п.о.
Al ₂ O ₃	0.08	0.02	0.10	0.07	0.08	0.81	11.87	1.42	31.34	н.п.о.
FeO	1.92	0.65	0.62	1.23	1.35	83.27	5.05	23.93	2.34	0.14
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.01	н.п.о.	0.22	0.02	н.п.о.	0.02	н.п.о.
MgO	0.05	0.02	0.03	0.03	0.05	1.58	26.34	0.48	0.29	0.05
CaO	34.80	38.82	38.21	39.10	37.20	0.13	0.33	34.05	0.19	54.70
Na ₂ O	0.34	0.25	0.25	0.19	0.20	н.п.о.	0.18	н.п.о.	16.92	0.05
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.01	0.01	н.п.о.	10.00	н.п.о.	5.08	н.п.о.
BaO	н.п.о.	н.п.о.	0.02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
SrO	0.61	0.52	0.11	0.49	0.01	н.п.о.	0.57	н.п.о.	н.п.о.	1.26
P ₂ O ₅	0.10	0.09	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	42.08
Сумма	100.98*	100.58*	97.19	99.64	94.98	89.33*	94.28	84.49	99.30	98.74

Примечание. Зерна перовскита: 1 – красно-бордовые и 2 – светло-бурые в монтichelлитовых породах, 3 – в оливинитах (Панина и др., 2018), 4 – светло-бурые и 5 – красно-бордовые в мелилитовых породах (Панина и др., 2001), 7–10 – кристаллиты в монтichelлитах монтichelлитовых пород. В скобках – количество проанализированных минералов, н.п.о. – ниже предела обнаружения. ПРД – породообразующий минерал, КР – кристаллит. *В сумме также присутствуют (мас. %): ан. 1 – 3.26 Ce₂O₃, 1.78 La₂O₃, 1.46 Nd₂O₅, 0.54 Nb₂O₅; ан. 2 – 0.71 Ce₂O₃, 0.46 La₂O₃, 0.48 Nd₂O₅, 0.36 Nb₂O₅; ан. 6 – 1.12 Cr₂O₃. Анализы 1, 2 определены с помощью СЭМ, остальные – микронзондовым анализом.

окрашенных зерен заметно различается. Красно-бордовые перовскиты I по сравнению со светло-бурыми перовскитами II содержат (табл. 2, ан. 1, 2) меньше CaO (34.8 против 38.8 мас. %), TiO₂ (56 против 58 мас. %) и больше FeO (1.9 против 0.7 мас. %), SrO (0.6 против 0.5 мас. %), LREE (5.04 против 1.17 мас. %), Nd₂O₅ (1.46 против 0.48 мас. %), Nb₂O₅ (0.54 против 0.36 мас. %). Данные составы имеют определенные черты сходства и различия с составом перовскита в оливинитах и мелилитовых породах (табл. 2, ан. 3–5).

Титаномагнетит в рассматриваемых породах присутствует преимущественно в тесном сростании с перовскитом, образуя агрегаты между зернами монтichelлита. Размер минерала колеблется от 0.5–5 до 12–20 мкм. В его составе отмечается (мас. %): 83.3 FeO, 2.2 TiO₂, 1.6 MgO, 1.1 Cr₂O₃ (табл. 2, ан. 6).

Джерфшерит K₆Na(Fe,Ni,Cu)₂₄S₂₆Cl – является характерным минералом монтichelлитовых и мелилитовых пород Крестовской интрузии. Он образует моно- и полисульфидные глобулы, джерфшерит-гидрогранатовые обособления. Химический состав

джерфшерита из глобул и джерфшерит-гидрогранатовых обособлений содержит (мас. %): 35.1–41.2 Fe, 12.2–20.0 Ni, 0.1–1.5 Co, до 1.2 Cu, 9.1–9.6 K, 32.5–33.3 S и 1.3–1.5 Cl (Панина, Исакова, 2019).

Присутствующие в монтichelлите кристаллиты флогопита, гидрограната, нефелина и апатита имеют преимущественно неправильную форму. Их размер колеблется от 8–10 мкм до 20 мкм и выше.

Флогопит содержит (мас. %): до 0.9 TiO₂, 5.0 FeO, 26.3 MgO, 0.3 CaO и 0.6 SrO (табл. 2, ан. 7).

Гидрогранат (табл. 2, ан. 8) относится к гидроандрадиту. В его составе отмечается (мас. %): 24.5 SiO₂, 1.4 Al₂O₃, около 24 FeO, 0.5 MgO и 34 CaO. Содержание H₂O в минерале, определенное из джерфшерит-гранатовых обособлений в монтichelлите с помощью SIMS, составляет 1.55–1.72 мас. % (Панина, Исакова, 2019).

Нефелин характеризуется присутствием в составе (мас. %): 2.3 FeO, 0.3 MgO и 0.2 CaO (табл. 2, ан. 9).

Anatim содержит в составе в виде примеси (мас. %): 0.14 FeO и 1.26 SrO (табл. 2, ан. 10).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ МОНТИЧЕЛЛИТОВЫХ ПОРОД

В рассматриваемых породах первичные расплавные включения зафиксированы в оливине, перовските и монтichelлите. В перовските преобладают силикатные и силикатно-солевые включения, в монтichelлите — силикатно-солевые и солевые, а в оливине — преимущественно солевые и очень редко силикатные включения.

В **перовските** включений много, распределены они неравномерно. В крупных зональных вкрапленниках включения сегрегируются преимущественно в ядерных частях, сложенных красно-бордовым перовскитом I (рис. 2а), иногда также в периферийных светло-бурых зонах перовскита II. В мелких зернах перовскита II включений больше. Форма включений изометричная, округлая, удлиненно-округлая и неправильная, размер от 20–30 до 30–150 мкм (рис. 2б, 2в). При комнатной температуре включения темные и фазовый состав непрогретых включений плохо просматривается в проходящем свете под микроскопом, особенно в более раннем красно-бордовом перовските I. В отраженном свете во вскрытых включениях отчетливо выделяются индивидуальные дочерние фазы и тонко раскристаллизованный солевой агрегат.

В **монтichelлите** включений несколько меньше, чем в перовските. Они располагаются бессистемно поодиночке, имеют призматическую, частично ограниченную, иногда неправильную форму (рис. 2г–2е). Содержимое силикатно-солевых включений грубо раскристаллизованное, нередко содержит тонко раскристаллизованные солевые участки (рис. 2г). Солевые включения обычно тонко раскристаллизованные, содержат бурые, бесцветные и зеленые фазы (рис. 2д, 2е). Размер включений от 3–5 до 20–40 мкм.

В **оливине** включений очень мало, они бурые с темными обособлениями. Форма включений овальная, иногда неправильная, размер от первых до 20–40 мкм. Содержимое силикатных включений грубо раскристаллизовано, а солевых — тонко раскристаллизованное, флюидная фаза часто не видна (рис. 2ж).

С помощью микрозондового анализа было установлено, что включения в перовските и монтichelлите содержат разные сочетания и разный объем одних и тех же дочерних минералов, представленных клинопироксеном (диопсидом), биотитом, флогопитом, серпентином, гидрогранатом (гидроандрадитом), нефелином, кальситом, пектолитом, апатитом, магнетитом, кальцитом, изредка доломитом и гаюином (табл. 3). В составе

включений в монтichelлите преобладают гидроксилсодержащие силикатные и несиликатные дочерние фазы, а в перовските они играют второстепенную роль. Дочерние фазы обычно ксеноморфные, клинопироксен иногда имеет некоторые элементы огранки, магнетит и сульфиды преимущественно округлой формы. Состав дочерних фаз из солевых включений из-за их малого размера установить не удалось.

Клинопироксен встречается довольно часто в составе расплавных включений, присутствующих в перовските и гораздо реже — в монтichelлите. В перовските состав дочернего клинопироксена, согласно номенклатуре (Morimoto et al., 1988), отвечает диопсиду (табл. 3, ан. 1), а в монтichelлите — близок к салиту (табл. 3, ан. 2). В диопсиде содержится (мас. %): больше SiO₂ (54.7 против 53), MgO (18.3 против 13.3), CaO (25.7 против 23.3) и меньше FeO (1.3 против 6). В салите также отмечается до 0.7 мас. % Al₂O₃ и 1.6 мас. % Na₂O.

Биотит в виде дочерних фаз включений отмечается в перовските монтichelлитовых пород, а **флогопит** — в перовските и монтichelлите. В химическом составе биотита по сравнению с флогопитом (табл. 3, ан. 3–5) отмечается (мас. %): больше TiO₂ (2.1 против 0.6–1), FeO (14.2 против 4–5.9), MnO (0.3 против 0.01–0.2), CaO (0.5 против 0.3–0.4), Na₂O (0.7 против 0–0.4) и меньше Al₂O₃ (9.7 против 12.9–13.3), MgO (19.4 против 25.2–25.3). Дочерние фазы флогопита и биотита обогащены BaO (0.22–0.32 мас. %). Отметим, что Ba является довольно обычной примесью железомagneзиевых слюд в кимберлитах и породах щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов (Sobolev et al., 1997; Когарко и др., 2012).

Серпентин в виде дочерней фазы расплавных включений отмечается в перовските и монтichelлите. Химический состав серпентина (табл. 3, ан. 6, 7) из включений в перовските в отличие от такого в монтichelлите содержит (мас. %): меньше SiO₂ (39.3 против 41.9), MgO (37.7 против 39.8) и больше CaO (0.5 против 0.4), Al₂O₃ (0.36 против 0.01) и Cr₂O₃ (0.46 против 0.14).

Гидрогранат (гидроандрадит) присутствует в составе включений в перовските и монтichelлите. В химическом составе гидрограната (табл. 3, ан. 8, 9) в монтichelлите по сравнению с таковым в перовските (мас. %): больше FeO (25.1 против 22.6), MgO (2.3 против 0.4), выше магнезиальность (0.08 против 0.02) и меньше CaO (30.9 против 34.3) и Al₂O₃ (0.6 против 1.5).

Нефелин отмечен в расплавных включениях в перовските и монтichelлите рассматриваемых пород. Дочерний нефелин из включений (табл. 3, ан. 10, 11) в монтichelлите содержит (мас. %): больше Al₂O₃ (32.4 против 30.2), Na₂O (15.5 про-

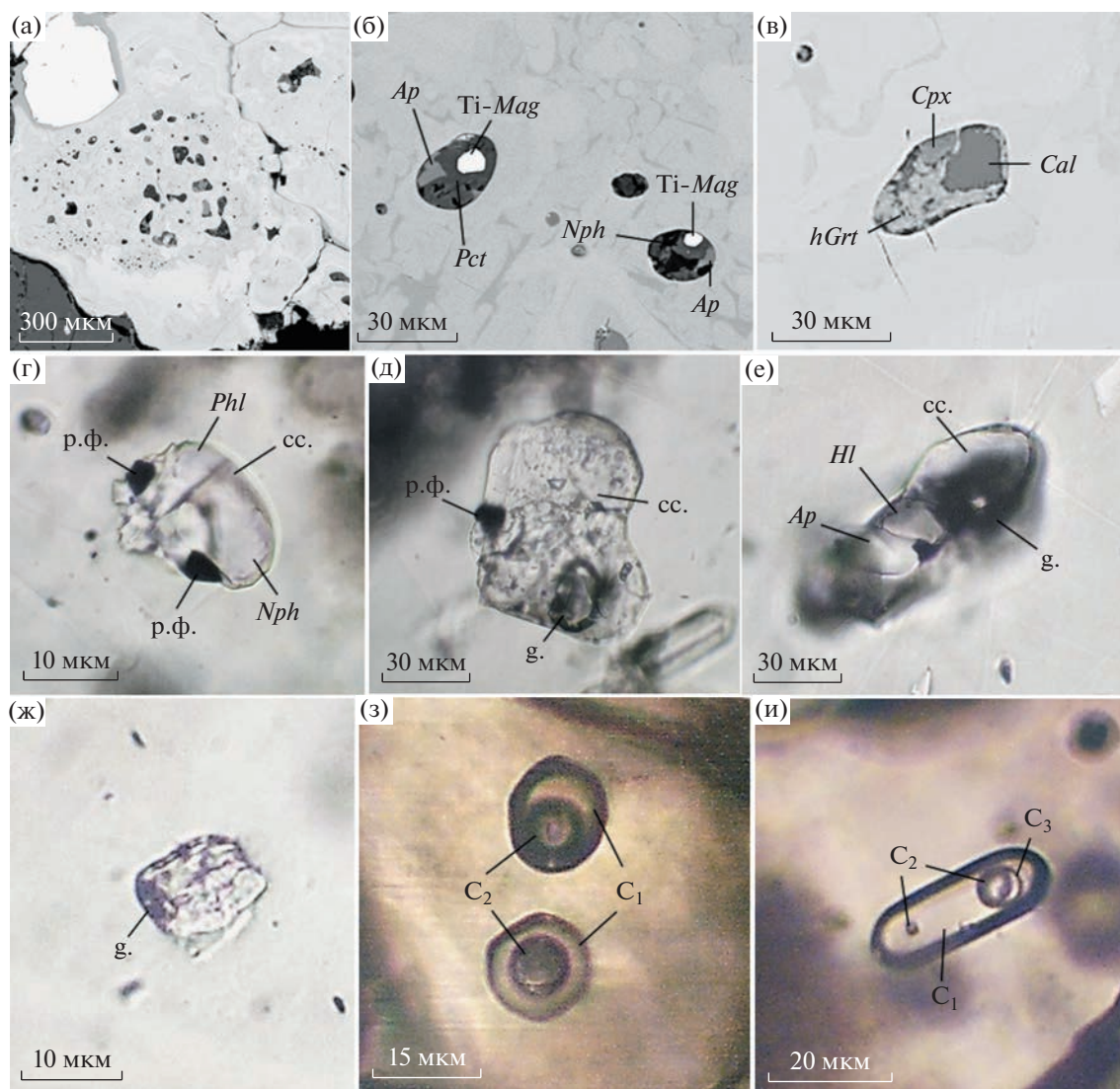


Рис. 2. Первичные расплавные включения в минералах монтителлитовых пород Крестовской интрузии.

Изображения негретых включений в перовските в отраженных электронах: (а) — расположение включений в красно-бордовом ядре зонального вкрапленника *перовскита*; (б, в) — включения в *перовските*. Изображения первичных включений в *монтителлите* в проходящем свете: (г) — силикатно-солевое включение; (д) — щелочно-карбонатное включение; (е) — щелочно-фосфатное включение. Изображения прогретых включений в проходящем свете: (ж) — щелочно-карбонатное включение в *олиивине* после прогрева, $T = 680^{\circ}\text{C}$; (з) — силикатно-карбонатное включение с солевой фазой в *перовските II* во время прогрева, $T = 1170^{\circ}\text{C}$; (и) — включение с трехфазной силикатно-карбонатно-солевой несмесимостью во время прогрева, $T = 1050^{\circ}\text{C}$. Дочерние фазы: *Ap* — апатит, *Cal* — кальцит, *Cpx* — клинопироксен, *hGrt* — гидрогранат, *Hl* — галит, *Ti-Mag* — титаномagnetит, *Nph* — нефелин, *Pct* — пектолит, *Phl* — флогопит, *г.* — газовая фаза, *р.ф.* — рудная фаза, *cc.* — солевой агрегат, *C₁* — силикатная фаза, *C₂*, *C₃* — карбонатно-солевая фаза.

тив 14.8), MgO (0.28 против 0.25) и меньше FeO (2.3 против 2.8), CaO (0.29 против 0.34).

Кальсилит обнаружен в виде дочерней фазы во включениях в перовските, монтителлите и олиивине (табл. 3, ан. 12–14). В перовските он содержит (мас. %): больше SiO_2 (40.4 против 38.2–38.5), K_2O (27.7 против 26.3 и 23.5) и меньше Al_2O_3 (27.6 против 30.4 и 29.7), а во включениях в олиивине больше FeO (3.1 против 2–2.3) и Na_2O (4.3 против 1.3–1.5).

Гаюин $\text{CaNa}_3\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_3\text{SO}_3$ — очень редкий минерал рассматриваемых пород. Он отмечен в составе расплавных включений в монтителлите и представлен калиевой разновидностью. В его составе (табл. 3, ан. 15) отмечается (мас. %): 34.8 SiO_2 , 28.5 Al_2O_3 , 0.8 FeO , 0.6 MgO , 0.4 CaO , 8.8 Na_2O , 10.7 K_2O и 7.9 SO_3 .

Пектолит $\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Si}_3\text{O}_8]\text{OH}$ как дочерняя фаза отмечается в перовските и монтителлите рассматриваемых пород и характеризуется близким

Таблица 3. Химический состав дочерних фаз из включений в минералах монтичеллитовых пород, мас. %

Оксиды	Клинопироксен		Биотит	Флогопит		Серпентин		Гидрогранат		Нефелин		Кальсилит				Гэюин	Пектолит		Апатит	Титаномагнетит	Кальцит
	1(1)	2(9)		4(4)	5(7)	6(3)	7(2)	8(14)	9(1)	10(5)	11(8)	12(2)	13(1)	14(1)	15(1)		16(8)	17(2)			
SiO ₂	54.74	53.01	38.31	39.90	39.29	39.33	41.85	25.63	24.85	42.11	41.32	40.39	38.53	38.23	34.76	54.42	53.14	0.65	0.34	0.24	
TiO ₂	н.п.о.	0.67	2.07	1.01	0.55	0.18	н.п.о.	2.66	0.88	0.20	н.п.о.	0.43	н.п.о.	0.06	0.30	0.14	0.18	0.28	2.23	0.01	
Al ₂ O ₃	н.п.о.	0.70	9.65	12.91	13.35	0.36	0.01	1.48	0.64	30.24	32.40	27.59	30.39	29.67	28.47	н.п.о.	0.32	н.п.о.	н.п.о.	0.01	
FeO	1.30	5.97	14.16	5.91	4.08	3.76	3.60	22.58	25.06	2.82	2.31	2.29	1.97	3.08	0.78	0.15	0.06	0.10	86.91	0.14	
MnO	н.п.о.	0.23	0.28	0.16	0.01	0.12	0.11	0.42	0.48	0.02	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.01	0.09	0.01	н.п.о.	0.36	н.п.о.	
MgO	18.27	13.27	19.42	25.16	25.34	37.7	39.84	0.41	2.32	0.25	0.28	0.18	0.12	0.79	0.59	0.10	0.71	0.07	0.20	н.п.о.	
CaO	25.70	23.29	0.49	0.41	0.30	0.50	0.40	34.30	30.91	0.34	0.29	0.01	0.22	0.25	0.37	32.85	31.80	50.68	0.84	54.37	
Na ₂ O	н.п.о.	1.61	0.66	н.п.о.	0.40	н.п.о.	н.п.о.	0.01	н.п.о.	14.81	15.54	1.25	1.49	4.31	8.80	9.24	8.28	0.05	н.п.о.	н.п.о.	
K ₂ O	н.п.о.	0.22	9.62	9.50	10.16	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.37	7.62	8.12	27.71	26.30	23.50	10.66	0.03	0.57	0.15	н.п.о.	н.п.о.	
BaO	н.п.о.	н.п.о.	0.32	0.33	0.22	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	
SrO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.09	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.04	0.03	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	6.18	н.п.о.	н.п.о.	
P ₂ O ₅	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.	0.12	39.04	н.п.о.	н.п.о.	
Сумма	100.01	98.97	95.18*	95.58*	93.79	82.41*	85.95*	87.73*	86.63*	98.41	100.31	99.88	99.07	99.97	92.65*	97.02	95.27	99.50*	91.53*	54.77	

Примечание. Анализы 1, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 16, 18, 19, 20 – из включений в перовските; 2, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17 – из включений в монтичеллите; 14 – из включения в оливине. В скобках – количество проанализированных минералов, н.п.о. – ниже предела обнаружения.
* В сумме также присутствуют (в мас. %): ан. 3 – 0.20 Cr₂O₃, ан. 4 – 0.29 Cr₂O₃, ан. 6 – 0.46 Cr₂O₃, ан. 7 – 0.14 Cr₂O₃, ан. 8 – 0.24 SO₃, ан. 9 – 1.12 SO₃, ан. 15 – 7.91 SO₃, ан. 18 – 2.30 F, ан. 19 – 0.41 V₂O₅, 0.24 Cr₂O₃. Анализы: 19 определен с помощью СЭМ, остальные – микрозондовые.

составом (табл. 3, ан. 16, 17); во включениях в перовските (мас. %): лишь несколько больше SiO_2 (54.4 против 53.1), CaO (32.9 против 31.8) и Na_2O (9.2 против 8.3), но меньше K_2O (0.03 против 0.6), Al_2O_3 (0 против 0.3).

Апатит характерен для расплавных включений в перовските. В его химическом составе отмечено (мас. %): 50.7 CaO , 39 P_2O_5 и 6.2 SrO , а также 2.3 F (табл. 3, ан. 18).

Титаномagnetит характерен для включений в перовските. В его химическом составе (табл. 3, ан. 19) отмечается (мас. %): 2.2 TiO_2 , 86.9 FeO , 0.36 MnO , 0.84 CaO , 0.41 V_2O_5 , 0.24 Cr_2O_3 .

Кальцит встречается в расплавных включениях в перовските и монтичеллите рассматриваемых пород. Его химический состав стандартный и приведен в (табл. 3, ан. 20).

Галит был обнаружен в виде дочерней фазы во включении в монтичеллите совместно с апатитом и солевым агрегатом (рис. 2е). Галит бесцветный в проходящем свете, частично огранен, в его составе присутствует (мас. %): 39.8 Na и 57.4 Cl, а также примеси 0.5 Ca, 0.5 K, 0.3 Fe и 0.06 Mg.

Как показал микронзондовый анализ, в целом химический состав дочерних минералов из включений в перовските по сравнению с таковыми из включений в монтичеллите содержит больше SiO_2 , FeO , TiO_2 , CaO , меньше MgO и переменное количество CaO , Al_2O_3 и щелочей.

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОГРЕТЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В *перовските I* красно-бордовая окраска минерала чрезвычайно затрудняла наблюдение за особенностями плавления содержимого включений и последующего преобразования расплава в процессе увеличения температуры прогрева. Кроме того, при высоких температурах, близких к температурам гомогенизации, большинство включений взрывалось. При нагревании содержимое включений постепенно просветлялось, и около 700–780°C в них просматривалось плавление солевых фаз. Выше 1000°C происходило плавление силикатных фаз. При 1130–1150°C во многих включениях в силикатном расплаве отмечалось обособление солевых глобул с газовым пузырем, которые при дальнейшем нагревании начинали уменьшаться и при 1230–1250°C некоторые исчезали. Расплав становился гомогенным, а при дальнейшем увеличении температуры включения взрывались. В светло-бурых *перовскитах II* плавление дочерних солевых фаз становилось заметным при 600–650°C. Около 1000°C начинали плавиться также силикатные фазы включений. При 1030–1050°C в силикатно-солевом расплаве многих включений

появлялись газовые пузыри и часто отмечалось обособление одной или нескольких сферических солевых глобул. При дальнейшем повышении температуры в некоторых включениях, содержащих несколько солевых глобул, начиналось сближение глобул, а при 1190–1200°C — их объединение в одну глобулу (рис. 2з–2и). Последняя при понижении температуры на 30–50°C распалась на 2–3 глобулы, которые при повторном повышении температуры снова объединялись, т.е. в данном температурном диапазоне фиксировалась карбонатно-солевая несмесимость. Иногда солевые глобулы не объединялись, а постепенно, начиная с 1170–1150°C, уменьшались в размерах. Гомогенизовать солевые глобулы в силикатном расплаве удавалось очень редко из-за почти повсеместной разгерметизации включений при дальнейшем увеличении температуры. Иногда около 1200°C в некоторых включениях солевые глобулы полностью исчезали, и содержимое включений становилось гомогенным. После охлаждения и закалки лишь единичные включения оставались гомогенными. В большинстве же включений фиксировалась силикатно-солевая несмесимость: силикатная составляющая была представлена стеклом, а солевая — тонко раскристаллизованным агрегатом. Для выяснения химического состава расслоенных включений, чтобы сохранить необходимую герметичность законсервированных расплавов, мы прекращали их прогрев после заметного уменьшения солевых глобул.

Как показал микронзондовый анализ, химический состав гомогенизированных застеклованных нерасслоенных включений в красно-бордовом *перовските I* имеет камафугитовый состав, который близок к составу включений в перовските оливинитов Крестовской интрузии (Панина и др., 2018). В его среднем химическом составе отмечается (мас. %): 32.4 SiO_2 , 5.4 Al_2O_3 , 10.6 FeO , 6.2 MgO , 15.9 CaO и более 7 мас. % щелочей при преобладании K над Na (табл. 4, ан. 1). Он также обогащен Ba, Sr, P, SO_3 , Cl и CO_2 . В более позднем светло-буром *перовските II* состав застеклованных нерасслоенных включений несколько другой (табл. 4, ан. 2): он более магнезиальный ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) = 0.41$ против 0.37), имеет более высокий коэффициент глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}) = 0.53$ против 0.32), среди щелочей преобладает Na, т.е. соответствует промежуточному составу камафугитов — щелочных пикритоидов.

Химический состав силикатной несмесимой фазы (C_1) в расслоенных включениях в перовските I и перовските II (табл. 4, ан. 3–12) отвечает щелочным базит-ультрабазитовым расплавам и содержит (мас. %): 32–37.9 SiO_2 , 5.5–6.8 иногда 8–10 Al_2O_3 , 6.5–10 FeO , 5–7.5 MgO , 11.2–16 CaO , 2.3–6.3 Na_2O , 4–5.8 K_2O , 0.2–0.7 BaO , 0.3–0.9 SrO ,

Таблица 4. Химический состав стекол прогретых включений из перовскита монтichelлитовых пород, мас. %

№ ан.	Фазовый состав включений	Объект исследования	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO	P ₂ O ₅	Cl	SO ₃	Сумма
1	C _T	C _T	4	32.37	6.36	5.35	10.57	6.24	15.85	3.24	4.13	0.49	0.44	2.55	0.12	0.36	88.07
2	C _T	C _T	2	32.54	9.19	8.95	10.00	6.85	16.27	3.87	2.97	0.23	0.53	2.84	0.23	1.58	96.05
3	C ₁ + C ₂	C ₁	6	34.85	6.20	10.36	9.17	5.09	11.22	3.77	4.51	0.43	0.33	1.91	0.21	0.30	88.35
4	C ₁ + C ₂	C ₁	1	37.94	4.91	6.39	8.91	7.51	14.15	4.92	4.75	0.60	0.49	2.97	0.09	0.25	93.88
5	C ₁ + C ₂	C ₁	1	33.61	6.36	6.10	9.95	7.38	15.19	3.23	5.01	0.51	0.60	2.78	0.17	0.53	91.42
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	4.06	1.67	0.58	2.51	0.94	13.44	3.48	14.51	0.50	0.41	3.26	0.27	8.42	54.05
6	C ₁ + C ₂	C ₁	1	32.08	6.67	5.52	9.83	6.61	14.80	4.54	4.90	0.58	0.62	2.70	0.26	0.58	89.69
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	6.76	2.39	0.33	2.03	1.47	18.72	10.01	7.93	1.10	0.99	4.92	0.24	10.02	66.91
7	C ₁ + C ₂	C ₁	1	32.29	6.11	10.37	6.50	5.42	14.03	2.29	3.94	0.24	0.42	3.31	0.20	1.95	87.07
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	8.98	7.99	2.68	2.68	3.32	19.39	5.25	3.90	0.23	0.54	3.46	0.54	4.12	63.08
8	C ₁ + C ₂	C ₁	1	33.83	5.46	6.09	10.10	6.83	16.06	5.01	4.89	0.59	0.47	2.51	0.11	0.44	92.39
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	15.86	4.27	4.63	6.50	5.39	12.25	4.50	5.01	0.35	0.25	1.87	0.25	1.58	62.71
9	C ₁ + C ₂	C ₁	1	34.09	3.93	5.99	8.36	7.27	15.20	6.32	5.66	0.59	0.58	2.90	0.17	0.52	91.58
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	17.88	3.32	3.78	5.75	4.70	14.94	4.10	6.52	0.54	0.38	1.82	0.94	17.49	82.16
10	C ₁ + C ₂	C ₁	1	34.93	4.88	6.77	9.24	7.14	15.73	2.79	4.39	0.48	0.61	2.88	0.15	0.44	90.43
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	18.27	3.03	3.87	5.24	4.23	15.92	1.47	4.84	0.51	0.65	1.35	0.79	23.67	83.84
11	C ₁ + C ₂	C ₁	1	32.66	6.21	6.51	9.73	6.99	14.51	5.81	5.45	0.46	0.42	2.37	0.29	2.10	93.51
	C ₁ + C ₂	C ₂	1	18.09	4.31	3.70	7.36	5.51	10.92	3.45	5.20	0.36	0.24	1.27	1.41	7.86	69.68
12	C ₁ + C ₂ + C ₃	C ₁	1	32.02	5.60	8.15	8.67	5.53	14.22	3.91	5.75	0.66	0.87	2.42	0.13	0.31	88.24
	C ₁ + C ₂ + C ₃	C ₂	1	0.35	1.72	н.п.о.	0.15	0.08	11.44	8.18	20.01	0.14	0.16	2.37	0.18	17.52	62.30
	C ₁ + C ₂ + C ₃	C ₃	1	2.74	0.57	0.61	0.31	1.48	15.85	9.04	14.74	0.53	0.78	11.39	1.03	19.23	78.30
13	C ₁ + C ₂	C ₂	3	23.84	4.59	5.39	8.61	4.66	11.75	2.45	4.56	0.30	0.32	1.88	1.25	14.59	84.19
14	C ₁ + C ₂	C ₂	1	5.54	4.13	1.19	4.48	3.42	8.30	11.75	4.73	0.57	0.79	2.06	0.21	1.51	48.68
15	C ₁ + C ₂	C ₂	5	17.23	4.52	3.75	6.62	2.50	18.06	2.67	4.83	0.41	0.20	1.72	0.18	1.38	64.07
16	C ₁ + C ₂	C ₂	1	14.31	1.64	6.93	5.24	4.98	19.78	1.19	2.87	н.п.о.	1.66	17.44	0.57	0.20	76.81

Примечание. Стекла включений: C_T – гомогенные прогретые, C₁ + C₂ – расслоенные после прогрева и закалки (C₁ – силикатная составляющая с небольшим содержанием солей, C₂ – солевая глобула, обогащенная кремнеземом, C₃ – вторая солевая глобула в прогретом включении. Породы: 1, 2, 4, 7–11, 13–16 – монтichelлитолит; 5, 6 – оливин-монтichelлитовая; 3, 12 – оливин-монтichelлит-мелилитовая (Панина и др., 2001), н.п.о. – ниже предела обнаружения, n – количество проанализированных включений.

1.9–3.3 P_2O_5 , 0.1–0.3 Cl, 0.3–2 SO_3 . Этот состав достаточно близок к составу мелилититов.

Основными составляющими химического состава солевых глобул (табл. 4, C_2 , ан. 5–16) являются щелочи, CaO, FeO, MgO, P_2O_5 , SO_3 , Cl. Также в составе глобул присутствуют довольно высокие количества SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 . Химический состав карбонатно-солевых глобул в расслоенных включениях перовскита I является гиперщелочной карбонатно-солевой. В нем отмечаются (табл. 4, ан. 5, 6) до 13.5–18.7 мас. % CaO, около 18 мас. % щелочей, 8–10 мас. % SO_3 и 3–5 мас. % P_2O_5 . Этот расплав, по-видимому, характеризует состав исходного карбонатитового расплава, отделившегося от силикатного расплава. В силикатном стекле включений перовскита II отмечались глобулы более простого состава, вероятно, обусловленного проявлением при 1190–1200°C и более низких температурах карбонатно-солевой несмесимости: щелочные карбонатно-солевые, щелочно-сульфатно-карбонатные, щелочно-сульфатно-фосфатно-карбонатные и щелочно-фосфатно-карбонатные.

Химический состав *щелочных карбонатно-солевых глобул* (табл. 4, ан. 7, 8, 15) характеризуется преимущественным преобладанием (в 1.3–2 раза) CaO над щелочами, хотя иногда отмечается и обратная закономерность (табл. 4, ан. 14). В последнем случае количество щелочей достигает 16.5 мас. %, а содержание CaO опускается до 8.3 мас. %. Суммарное количество CaO и щелочей обычно колеблется от 22 до 28 мас. %. В составе солевой фазки присутствуют также заметные количества (мас. %): SiO_2 5.5–17.2, Al_2O_3 1.2–4.6, MgO 2.5–5.4, FeO 2.7–6.6. Отмечаются также невысокие содержания (мас. %): SO_3 1.4–4, P_2O_5 1.7–3.5, Cl 0.2–0.5, BaO 0.2–0.6 и SrO 0.2–0.8.

Щелочные сульфатно-карбонатные глобулы (табл. 4, ан. 9–13) содержат (мас. %): 9–23.2 SO_3 , 10.9–15.9 CaO, от 6–7 до 28 щелочей (при преобладании K), 0.4–23.8 SiO_2 , 0.2 и 5.3–8.6 FeO, 0.1 и 4.2–5.5 MgO, сравнительно низкое количество P_2O_5 (1.3–2.4), Cl (0.2–1.4), BaO и SrO.

В *щелочно-сульфатно-фосфатно-карбонатной глобуле* (табл. 4, C_3 , ан. 12), которая была обнаружена совместно с щелочно-сульфатной глобулой в силикатном стекле одного включения после его прогрева, содержится (мас. %): 19.2 SO_3 и 11.4 P_2O_5 , очень высокое количество щелочей (23.8), 15.9 CaO, 2.7 SiO_2 , меньше (MgO + FeO) ~ 1.8, ~1 Cl, 0.78 SrO и 0.53 BaO.

В *щелочно-фосфатной глобуле* (табл. 4, ан. 16) присутствует (мас. %): 17.5 P_2O_5 , 19.8 CaO, 5.2 FeO, 5 MgO, 14.3 SiO_2 , очень низкое (4.1) количество щелочей, до 1.7 SrO.

В *монтичеллите* плавление дочерних фаз в *силикатно-солевых включениях* становится замет-

ным около 500°C. При дальнейшем увеличении температуры формируется глобула. Около 800°C начинает темнеть монтичеллит – матрица. При 920°C в некоторых включениях отмечается перемещение глобулы, видны мелкие недорасплавленные дочерние фазы. При 950–990°C появляются трещины в минерале и часть включений взрывается. Содержимое некоторых сохранившихся включений выглядит однородным. В других включениях фиксируются мелкие глобулы, которые иногда исчезают около 1150°C. Точно зафиксировать температуру гомогенизации не удалось, так как большинство включений при повышении температуры взрывается.

Состав прогретых до 1000–1150°C и закаленных силикатно-солевых включений содержит (мас. %): до 11–29 SiO_2 , 2.9–5.2 (иногда до 9.5) FeO, 7–11, реже 21 MgO, 14–35 CaO, до 16 Na_2O , 1.6–5.8 K_2O , до 0.5 BaO, 0.1–3.4 SrO, до 1.7–4.3 P_2O_5 , 0.1–0.5, редко 5.9, Cl и 2.3–6.2 SO_3 (табл. 5, ан. 1–8). При варьирующем соотношении основных компонентов в содержимом рассматриваемых включений прослеживается некоторая закономерность: уменьшение в составе включений SiO_2 сопровождается в основном уменьшением содержаний Mg, Fe и увеличением Ca, щелочей и Sr.

Солевые включения в монтичеллите при нагревании ведут себя одинаково. Первыми в них при 350–425°C начинают плавиться бурые фазы. Затем при 550–570°C расплавляются бесцветные, а при 700–710°C – зеленые фазы. При этих температурах газовый пузырь приобретает округлую форму и нередко передвигается внутри вакуоли. В некоторых включениях при 680–780°C отмечается гомогенизация включений, а в других обнаруживается несмесимость: расплав распадается на разноокрашенные солевые жидкости: в центре – зеленоватую и оконтуривающую бесцветную. При дальнейшем нагревании большинство включений теряют герметичность и взрывается. Оставшаяся часть мелких включений, не обнаружившая несмесимость, гомогенизируется при 740–980°C.

Как показал микрозондовый анализ (табл. 5, ан. 9–27), основными составляющими солевых включений, как и в солевых глобулах включений в перовските, являются щелочи, Ca, P, SO_3 и CO_2 , Cl. В зависимости от соотношения этих компонентов и преобладания одного или нескольких из них были выделены следующие их разновидности: щелочные карбонатно-солевые, щелочные сульфатно-карбонатные, щелочные фосфатно-карбонатные и кальциевые карбонатные. В большинстве разновидностях солевых включений отмечается отсутствие Al и Ti и присутствие 1–2 мас. % SrO, преобладание Ca над Fe, Mg и Na над K.

Щелочные карбонатно-солевые включения характеризуются либо явным преобладанием или более низкими содержаниями CaO над Na_2O и

Таблица 5. Химический состав прогретых включений в монтичеллите монтичеллитовых пород, мас. %

Компоненты	Силикатно-солевые							Щелочно-карбонатно-солевые							Щелочно-сульфатно-карбонатные							Щелочно-фосфатно-карбонатные						Са-карбонатные	
	1(1)	2(1)	3(1)	4(1)	5(1)	6(1)	7(1)	8(1)	9(3)	10(5)	11(1)	12(7)	13(3)	14(3)	15(4)	16(4)	17(1)	18(3)	19(1)	20(3)	21(1)	22(1)	23(2)	24(18)	25(1)	26(1)	27(1)		
SiO ₂	29.03	27.01	24.20	15.58	13.80	13.16	11.98	11.01	0.56	0.44	6.50	2.43	2.89	1.77	5.28	4.81	4.32	0.93	1.75	1.61	3.51	1.33	1.32	2.25	3.87	2.12	2.87		
TiO ₂	0.06	0.09	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		
Al ₂ O ₃	н.п.о.	0.14	0.09	0.01	0.02	н.п.о.	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.48	н.п.о.	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.09	н.п.о.		
FeO	4.45	5.18	4.76	9.50	3.35	2.93	2.92	3.91	0.22	0.30	1.60	1.79	1.44	0.74	1.51	1.09	4.59	0.76	0.28	0.72	0.59	0.44	0.74	0.52	0.49	0.65	0.63		
MgO	21.13	10.97	11.07	7.96	8.93	9.63	6.98	2.39	0.29	0.46	3.16	2.22	2.82	0.93	2.55	1.85	4.73	0.71	0.98	2.38	2.31	1.00	1.76	1.46	1.12	1.69	0.94		
CaO	29.35	14.15	19.70	19.66	27.05	34.85	31.07	23.86	33.86	34.71	33.72	33.11	17.29	19.26	15.40	16.24	6.81	6.72	7.32	22.67	38.24	19.22	20.43	26.79	34.00	45.75	47.18		
Na ₂ O	1.03	4.02	7.40	9.28	15.98	4.02	12.18	10.66	17.35	12.36	5.92	10.66	16.84	16.35	21.04	25.14	17.40	38.73	25.35	20.36	6.65	32.68	21.35	22.50	14.84	2.04	0.83		
K ₂ O	3.37	1.57	3.86	2.48	5.65	5.63	5.80	3.58	3.72	3.81	4.47	5.67	5.13	7.91	7.23	8.78	11.15	9.83	20.14	5.45	2.96	1.38	4.07	2.79	1.94	0.08	0.15		
BaO	0.12	0.20	н.п.о.	0.29	0.23	0.21	0.15	0.52	н.п.о.	н.п.о.	0.20	0.12	0.28	0.52	0.55	0.47	0.56	0.78	0.33	0.25	н.п.о.	н.п.о.	0.46	0.31	0.21	н.п.о.	н.п.о.		
SrO	0.12	0.44	0.04	1.84	1.35	3.43	1.28	2.40	1.03	1.40	0.93	2.03	1.82	0.78	1.74	1.05	0.17	0.93	0.09	2.26	2.35	1.29	1.35	1.67	1.14	н.п.о.	0.12		
P ₂ O ₅	0.24	1.71	0.07	4.32	2.80	0.61	2.03	1.97	0.27	0.28	1.49	1.48	6.49	1.86	3.97	3.98	1.22	2.72	4.31	11.36	13.73	19.60	24.16	33.24	34.75	н.п.о.	0.09		
Cl	0.12	0.51	5.87	0.09	0.08	0.55	0.09	0.13	0.10	0.02	0.07	0.80	0.76	0.61	0.54	0.95	1.94	2.45	0.25	0.35	0.77	0.07	0.05	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.		
SO ₃	6.21	4.64	2.26	4.87	5.94	4.87	3.41	3.51	0.87	1.86	1.49	3.84	6.45	6.52	8.40	12.18	13.10	14.67	17.07	5.99	2.43	5.12	4.57	1.88	1.41	н.п.о.	0.35		
Сумма	95.23	70.63	79.32	75.88	85.23	79.92	77.90	63.94	58.27	55.64	61.03	64.15	62.30	57.25	68.21	76.54	66.04	79.23	77.87	73.40	73.54	82.18	80.26	93.42	93.77	52.42	54.16		
CaO/(Na ₂ O + K ₂ O)	6.67	2.53	1.75	1.67	1.25	3.61	1.73	1.68	1.61	2.15	3.25	2.03	0.79	0.79	0.54	0.48	0.24	0.14	0.16	0.88	3.98	0.56	0.80	1.06	2.03	21.58	48.14		
Примечание. В скобках – количество проанализированных включений; н.п.о. – ниже предела обнаружения.																													

Таблица 6. Химический состав содержимого прогретых включений в оливине монтichelлитовых пород, мас. %

№ ан.	Объект исследования	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO	P ₂ O ₅	Cl	SO ₃	Сумма
1	C _г	36.58	2.70	13.16	6.59	4.22	14.67	4.76	10.45	0.53	0.27	1.91	0.06	0.31	96.21
2	C _о	32.34	3.76	5.72	6.26	6.58	16.45	5.04	6.44	1.03	0.94	5.80	0.19	0.62	91.17
3	C _г	7.03	н.п.о.	н.п.о.	3.98	8.70	11.05	12.66	9.96	0.44	0.72	1.13	0.99	3.00	59.66
4	C _г	7.50	н.п.о.	н.п.о.	2.70	8.12	18.31	6.88	3.52	0.09	1.33	1.98	0.47	0.23	51.13
5	C _г	8.08	0.02	н.п.о.	1.62	6.27	31.54	9.85	2.70	0.08	1.10	4.55	0.04	н.п.о.	65.85
6	C _г	0.85	0.03	н.п.о.	0.34	2.04	44.40	3.08	3.70	н.п.о.	2.11	0.59	0.02	н.п.о.	57.16

Примечание. Содержимое включений: C_г — гомогенное прогретое, C_о — остаточное прогретое с недорасплавленным кальситом. н.п.о. — ниже предела обнаружения.

K₂O: соотношение CaO/(Na₂O + K₂O) в них изменяется от 3.3 до 0.8 (табл. 5, ан. 9–14). Количество CaO варьирует от 34.7 до 17.3 мас. %, а щелочей — от 10.4 до 24.3 мас. %. В них также отмечается 0.2–1.8 мас. % FeO и 0.3–2.8 мас. % MgO. При преобладании щелочей над Ca в солевых расплавах увеличиваются содержания SO₃ (от 0.9 до 6.5 мас. %), P₂O₅ (от 0.3 до 6.5 мас. %), Cl (от 0.02 до 0.76 мас. %), BaO (до 0.5 мас. %). Для них также характерны карбонатно-солевая несмесимость расплавов. Исходя из невысокой суммы компонентов (55.7–64.1 мас. %), в щелочных солевых расплавах могло присутствовать до 44–35 мас. % CO₂. Температура гомогенизации мелких включений составляет 740–790°C и несколько выше.

Щелочные сульфатно-карбонатные включения (табл. 5, ан. 15–19) отличаются от щелочных карбонатно-солевых включений более высоким количеством щелочей (28.3–48.6 мас. %) и более низким CaO (6.7–16.2 мас. %), очень высоким содержанием SO₃ (8.4–17.1 мас. %), а также заметным присутствием P₂O₅ (1.2–4.3 мас. %), BaO (0.33–0.78 мас. %) и Cl (0.3–2.5 мас. %). В составе включений присутствует 0.3–4.6 мас. % FeO и 0.7–4.7 мас. % MgO. Количество CO₂ может достигать до 21–34 мас. %. Большинство включений при нагревании взрывались, некоторые мелкие гомогенизировались при 860–890°C.

Щелочные фосфатно-карбонатные включения (табл. 5, ан. 20–25) содержат варьирующие количества CaO и щелочей: значение CaO/(Na₂O + K₂O) колеблется от 0.56 до 2.03. Содержание CaO в составе включений варьирует от 19.2 до 34 мас. %, щелочей — от 16.8 до 34.1 мас. %. Содержание P₂O₅ в солевом расплаве достигает 11.4–34.8 мас. %, SO₃ — 1.4–6 мас. %, Cl — до 0.35 мас. % и CO₂ — до 6–26 мас. %. Увеличение содержания P₂O₅ сопровождается уменьшением в расплаве SO₃, Cl, CO₂.

В солевом расплаве отмечается также 0.4–0.7 мас. % FeO и 1–2.4 мас. % MgO. Включения гомогенизируются при 850–920°C.

Кальцево-карбонатные включения встречаются редко. В их составе (табл. 5, ан. 26, 27) отмечается (мас. %): 45.8–47.2 CaO, 0.6 FeO, 0.9–1.7 MgO и 0.8–2 Na₂O. Включения гомогенизируются при 680–780°C.

В оливине прогрев включений осложняется потемнением минерала-хозяина при высоких температурах (около 900°C). В силикатных включениях подплавление бурой однородной массы отмечается около 770°C. При 880°C формируются газовые пузыри и фиксируется распад однородной массы на несколько частей, среди которых отчетливо просматривается рудная фаза. При 1020°C газовые пузыри объединяются в один пузырь и содержимое включений начинает интенсивно темнеть. При 1110°C газовый пузырь начинает уменьшаться, а при 1200°C достигает размера точки. Для выяснения химического состава включений мы производили закалку включений при 1110°C и 1200°C. Химический состав прогретого до 1200°C и закаленного силикатного включения в оливине (табл. 6, ан. 1), как и состав несмесимой силикатной фракции в расслоенных включениях в перовските, был близок к меллититу, содержал 36.6 мас. % SiO₂, много щелочей, особенно калия, 4.8 мас. % Na₂O, 10.5 мас. % K₂O, его Mg# = 0.39. Прогретое до 1110°C включение в оливине (табл. 6, ан. 2) состояло из стекла и недорасплавленного кальсилита (табл. 3, ан. 14). Химический состав стекла малокремнистый (32.3 мас. % SiO₂), высокощелочной, содержит (мас. %): 6.3 FeO, 6.6 MgO и 16.4 CaO, обогащен BaO, SrO, P₂O₅ и SO₃.

В солевых включениях подплавление дочерних фаз происходило около 500–540°C. При 550–590°C формировался газовый пузырь, который при увеличении температуры некоторое время

увеличивался, затем уменьшался и исчезал при 680–810°C. Химический состав солевых включений (табл. 6, ан. 3–6) – щелочно-карбонатный. Содержание щелочей колеблется от 6.8 до 22.6 мас. % при преобладании Na над K. Содержание CaO варьирует от 11 до 44.4 мас. %, FeO – от 0.3 до 4 мас. %, MgO – от 2 до 8.7 мас. %. Увеличение содержания Ca сопровождается увеличением до 2.1 мас. % SrO. В составе включений также отмечается от 0.6 до 4.6 мас. % P_2O_5 и до 0.2–3 мас. % SO_3 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. Как показали исследования, химический состав главных породообразующих минералов монтichelлитовых пород – оливина, монтichelлита и перовскита заметно отличается от такового в оливинитах, кугдитах и мелилитолитах Крестовской интрузии (Панина и др., 2001, 2018). Прежде всего, состав оливина и монтichelлита в рассматриваемых породах более магнезиальный. Так, в *оливине* монтichelлитовых пород отмечается (мол. %): 90–93 *Fo*, 6.8–9 *Fa* и 0.5–0.8 *La* компонентов, а в оливинитах и кугдитах 86–87 *Fo*, 12–13.5 *Fa* и 0.75–1.1 *La* компонентов (табл. 1, ан. 1–5). *Монтichelлит* в виде дочерних фаз включений в оливине оливинитов и кугдитов и нередко зерен в мелилитолитах содержит в своем составе (мол. %): преимущественно 37.2, иногда 41.1 *Fo*, 12–14 *Fa* и 47–50 *La* (табл. 1, ан. 11–13), а зерна в монтichelлитовых породах и изредка в мелилитолитах – 42–45 *Fo*, 5–9 *Fa* и 49–50 *La* компонентов (табл. 1, ан. 6–10). Более высокая магнезиальность оливина и монтichelлита в монтichelлитовых породах, по сравнению с таковой в более ранних оливинитах и кугдитах, и варьирующая в мелилитолитах противоречит представлению о последовательной кристаллизации пород из одной материнской магмы, которое предусматривает, наоборот, увеличение железистости в последующих магматических дифференциатах.

Для химического состава *перовскита* – сквозного минерала всех рассматриваемых пород Крестовской интрузии, характерно присутствие варьирующего количества Fe и других примесных компонентов, которые замещают Ca и Ti в минерале¹. В оливинитах – наиболее ранних породах массива, более высокое содержание FeO (1.28 мас. %) отмечается в дочернем перовските из включений в оливине (Панина и др., 2018), тогда как в породообразующем перовските оно понижается до 0.62 мас. % (табл. 2, ан. 3). Следовательно, на стадии кристаллизации оливина и консервации в нем включений расплава, последние были более существенно обогащены Fe, чем на более поздней стадии кристаллизации зерен перовскита. В монтichelлитовых и мелилитовых породах в химическом составе перовскита фиксируются также переменные количества Fe и других примесных компонентов. В монтichelлитовых породах при высоком содержании FeO (1.92 мас. %) в перовските I отмечалось 7.04 мас. % REE, Nb_2O_5 и Nd_2O_3 , количество которых при уменьшении FeO в перовските II также уменьшалось до 2.01 мас. % (табл. 2, ан. 1, 2). В перовските мелилитовых пород (табл. 2, ан. 4, 5) при среднем содержании FeO = 1.29 мас. % в минерале отмечается (мас. %): 0.74 La_2O_3 , 1.63 CeO_2 , 0.04 Sm_2O_3 , 0.54 Nb_2O_5 и 0.05 Ta_2O_5 (Сазонов и др., 2001). В целом в химическом составе перовскита I по сравнению со светло-бурыми перовскитами II в тех же породах присутствует меньше Ti, Ca и больше примесных компонентов – Fe, REE, Nb, Nd. Следует предполагать, что на ранних стадиях кристаллизации перовскита расплавы были более обогащены Fe, REE, Nb, Nd.

Таким образом, согласно полученным данным, кристаллизация основных породообразующих минералов монтichelлитовых пород – оливина, перовскита, монтichelлита, происходила из ультрамафитовых расплавов, более обогащенных Mg и обедненных REE, чем на более ранней стадии их кристаллизации при формировании оливинитов и кугдитов. Это может быть связано с притоком в магматическую камеру более магнезиальных расплавов и вероятным их смешением с материнской ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмой, из которой кристаллизовались оливиниты Крестовской интрузии (Панина и др., 2018).

2. Анализ также показал, что *одноименные дочерние фазы* из включений в монтichelлите и перовските монтichelлитовых пород имеют также заметно различающийся химический состав. Так, все фемические минералы из включений в перовските по сравнению с таковыми в монтichelлите (табл. 3) являются более железистыми, менее магнезиальными, силикатные – менее глиноземистыми, более щелочными.

3. При изучении расплавных включений было установлено, что минералы в монтichelлитовых породах Крестовской интрузии кристаллизова-

Химический состав кристаллитов, присутствующих в монтichelлите, согласно полученным анализам, имеет либо промежуточный состав между составами одноименных дочерних фаз из включений в перовските и монтichelлите (кристаллиты флогопита), либо близкий к составу дочерних фаз в перовските (кристаллиты гидрограната) или в монтichelлите (кристаллиты нефелина). В целом это, вероятно, свидетельствует о кристаллизации перовскита и монтichelлита рассматриваемой породы из смешивающихся расплавов, по-разному обогащенных Fe, Mg, Al, щелочами.

3. При изучении расплавных включений было установлено, что минералы в монтichelлитовых породах Крестовской интрузии кристаллизова-

¹ В перовските Ca обычно замещается Fe^{2+} , REE, щелочами, а Ti – Al, Mg, Fe^{3+} .

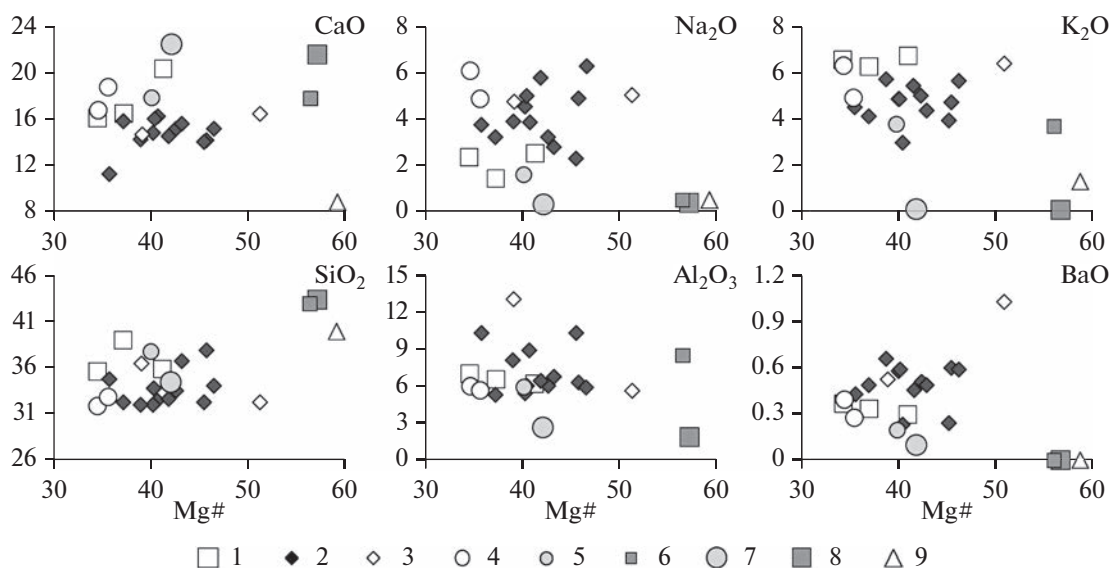


Рис. 3. Вариации основных компонентов (в мас. %) в зависимости от магнезиальности ($Mg\# = 100 \times MgO / (MgO + FeO)$) застеклованных прогретых включений в минералах оливинитов, монтichelлитовых и мелилитовых пород Крестовской интрузии.

Включения: 1 — в оливине и перовските оливинитов, 2 — в перовските монтichelлитовых пород, 3 — в оливине монтichelлитовых пород, 4 — в перовските мелилитовых пород, 5 — в диопсиде рудных пироксенитов, 6 — в фассаите пироксенитов. Породы: 7 — рудный пироксенит, 8 — пироксенит, 9 — щелочной пикритоид.

лись из высоконагретых расплавов в следующей последовательности: перовскит I ($1250\text{--}1230^\circ\text{C}$) $\rightarrow$ перовскит II (1200°C и несколько выше) $\leftrightarrow$ оливин ($>1200^\circ\text{C}$) $\rightarrow$ монтichelлит ($>1150^\circ\text{C}$).

4. Выяснилось, что образование разноокрашенных перовскитов в монтichelлитовых породах осуществлялось из разных расплавов, обогащенных летучими компонентами. При кристаллизации раннего красно-бордового *перовскита I*, слагающего нередко ядра минерала, состав расплава был практически идентичен (за исключением более низкого содержания K_2O) составу ранее отмеченных включений в оливине оливинитов: расплавы были железистые ($Mg\# = 0.37$), имели калиевый тип щелочности, щелочи преобладали над глиноземом ($(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 = 1.37$) и отвечали составу камафугитовых магм (табл. 4, ан. 1). При кристаллизации более позднего светлого *перовскита II* расплавы приобрели более высокую магнезиальность ($Mg\# = 0.41$), содержали больше Al_2O_3 (9 против 5.3 мас. %), меньше летучих и щелочей (6.9 против 7.3 мас. %) при преобладании Na над K, имели промежуточный состав между камафугитами и щелочными пикритоидами (табл. 4, ан. 2). Подобный состав расплавов противоречит эволюционному преобразованию камафугитовой магмы, из которой кристаллизовались зерна перовскита I, а, скорее, предполагает приток в магматическую камеру более магнезиальной, менее щелочной, более глиноземистой, вероятнее всего, пикритоидной магмы и ее смешение с ларнит-нормативной щелочной ультрамафитовой, из которой кристаллизовались оливиниты Крестовской интрузии.

трамафитовой, из которой кристаллизовались оливиниты Крестовской интрузии.

5. Согласно полученным данным, химический состав законсервированных расплавов в *оливине* монтichelлитовых пород (табл. 6, ан. 1) в отличие от состава включений в оливине оливинитов рассматриваемого массива (Панина и др., 2018) был более магнезиален ($Mg\# = 0.39$ против 0.36), больше обогащен Al_2O_3 (13.2 против 6.3–9.9 мас. %) и меньше FeO (6.6. против 11.4–13.8 мас. %), по летучим компонентам — он был близок к составам мелилитов.

На рис. 3, на котором нанесены составы стекол прогомогенизированных включений, отчетливо видно, что расплавы, из которых кристаллизовались перовскиты и оливин в монтichelлитовых породах, по сравнению с ларнит-нормативной щелочно-ультраосновной магмой, ответственной за формирование оливинитов Крестовской интрузии, были более магнезиальные, более натровые, меньше содержали Si, K, Ca в связи с вероятным смешением с щелочно-пикритоидными расплавами.

О совместном участии ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой и щелочно-пикритоидной магм на ранних этапах формирования пород Крестовской интрузии свидетельствуют и результаты изучения расплавных включений в диопсиде и фассаите пироксенитов (Панина, Усольцева, 2009). Было установлено, что диопсиды в пироксенитах кристаллизовались из камафугитовых расплавов,

обогащенных Fe, Ba, Sr, щелочами, а фассаиты — из щелочно-пикритоидных расплавов, содержащих больше Mg, Al и до 0.44 мас. % H_2O . Это даже отразилось на составе пород. На рис. 3 состав рудных пироксенитов, в котором среди пироксенов превалирует диопсид, располагается в области камафугитовых расплавов, а состав пироксенитов, содержащих преимущественно фассаит, — в непосредственной близости от состава щелочных пикритоидов. При изучении пироксенитов (Панина и др., 2009), исходя из более высоких концентраций несовместимых элементов и их соотношений в камафугитовых расплавах, законсервированных в диопсиде, по сравнению с щелочно-пикритоидными расплавами из включений в фассаите, был сделан вывод о выплавлении этих расплавов из разных магматических источников. Более резкое деплетирование HREE законсервированных в фассаите расплавов говорит о более значительной глубине источника пикритоидных расплавов. О различных источниках исходных магматических расплавов также свидетельствуют, по мнению А.М. Сазонова с соавторами (2001), вариации изотопно-геохимических характеристик пород Крестовской интрузии. Пространственная близость Крестовской интрузии к главному в провинции трансконтинентальному магматическому каналу обусловила неоднократно повторяющуюся активизацию рифтовой структуры, которая способствовала поступлению магм в промежуточные очаги, где они смешивались, дифференцировали, фракционировали.

6. На стадии кристаллизации перовскита II, когда в составе летучих значительно возросло количество H_2O , вероятно, связанное с большим притоком обогащенных водой щелочных пикритоидных расплавов (Панина, Усольцева, 2009), начал кристаллизоваться монтichelлит. О высоком содержании воды в расплавах косвенно свидетельствует присутствие среди дочерних фаз включений в монтichelлите преобладающего количества гидроксилсодержащих минералов. Кристаллизация монтichelлита осуществлялась из малокремнистого щелочного высокомагнезиального, обогащенного летучими компонентами силикатно-солевого расплава. Наиболее высококремнистые (около 29–27 мас. % SiO_2) фракции расплава (табл. 5, ан. 1, 2) были довольно близки к составу оливин-мелилитовых пород — кугдитов Крестовской интрузии, отличаясь от них более высоким содержанием FeO и низким MgO. Кугдиты, по данным А.М. Сазонова и др. (2001), содержат (мас. %): 27.2–30.8 SiO_2 , 4–7.5 TiO_2 , 0.13–1.7 Al_2O_3 , 11.6–19.9 FeO, 16.2–27.2 MgO, 10.1–22 CaO, 0–0.9 Na_2O , 0.05–0.82 K_2O .

7. Изучение включений в минералах монтichelлитовых пород показало, что камафугитовые и щелочно-пикритоидные расплавы были существенно обогащены летучими компонентами, а

процесс кристаллизации способствовал их дальнейшему накоплению. На одной из ранних стадий кристаллизации перовскита I при 1250–1230°C летучие, вероятно, достигли критических содержаний и вызвали карбонатно-силикатное расслоение расплавов, продолжавшееся и при кристаллизации перовскита II. Это выразилось в обособлении солевых глобул в высоконагретом силикатном расплаве включений в перовските. Химический состав несмесимых фаз включений довольно широко варьировал. В составе обособившихся застеклованных силикатных фракций (табл. 4, ан. 3–12) отмечалось (мас. %): 32–37.9 SiO_2 , 5.5–6.8 иногда 8–10 Al_2O_3 , 6.5–10 FeO, 5–7.5 MgO, 11–16 CaO, 2.3–6.3 Na_2O , 4–5.8 K_2O , 0.2–0.7 BaO, 0.3–0.9 SrO, 1.9–3.3 P_2O_5 , 0.1–0.3 Cl, 0.3–2 SO_3 . Этот состав довольно близок к таковому мелилитов, а также составу прогоменизированных включений в оливине монтichelлитовых пород, отличаясь от него более низкими содержаниями Al и K. Состав солевой составляющей расслоенных включений в перовските I (табл. 4, ан. 5, 6) был гиперщелочной карбонатный, обогащенный (мас. %): SiO_2 до 4–6.8, FeO 2–2.5, MgO 1–1.5, CaO 13.5–18.7, Na_2O 3.5–10, K_2O 8–14.5, а также Ba, Sr, P, Cl, SO_3 . Он был довольно близок к составу малодифференцированных карбонатитовых лав вулкана Олдоиньо Ленгаи в Танзании 1960 г. извержения (Dawson et al., 1992, 1995).

8. При кристаллизации перовскита II произошел приток в магматическую камеру щелочных пикритоидных расплавов. Он нарушил равновесное сосуществование обособившихся в результате жидкостной несмесимости силикатных и карбонатно-солевых расплавов и вызвал при 1190–1200°C расщепление последних на фракции более простого состава. Об этом свидетельствует присутствие в прогретых и закаленных стеклах включений в перовските II солевых глобул щелочно-карбонатно-солевого (табл. 4, ан. 7, 8, 14, 15), щелочно-сульфатно-карбонатного (табл. 4, ан. 9–13) и щелочно-фосфатно-карбонатного (табл. 4, ан. 16) состава. Зафиксировано также присутствие в стеклах одного включения сразу двух солевых глобул разного состава: щелочно-фосфатно-карбонатного и щелочно-фосфатно-сульфатно-карбонатного (табл. 4, ан. 12). Процесс многофазовой карбонатно-солевой несмесимости при формировании мелилитовых и монтichelлитовых пород Крестовской интрузии детально был рассмотрен в работе (Panina, 2005). Ликвидационное разделение карбонатно-солевых расплавов протекало долгое время в большом температурном интервале (вплоть до 780–680°C) и резко возросло в нестабильной физико-химической обстановке. Последняя способствовала пространственному отделению силикатного и карбонатно-солевого расплавов, что на микроуровне отразилось консерва-



Рис. 4. Схема эволюционного преобразования ларнит-нормативной щелочно-ультраосновной магмы при ее смешении со щелочным пикритовидным расплавом на стадии кристаллизации минералов монтichelлитовых пород Крестовской интрузии с учетом данных изучения расплавных включений в оливине оливинитов (Панина и др., 2018).

цией в монтichelлите наряду с силикатно-солевыми включениями большого количества первичных солевых, карбонатных и карбонатно-солевых включений разного состава. На рис. 4 схематически представлены сложные процессы смешения калиевых камафугитовых расплавов с натриевыми пикритовидными расплавами, их преобразование и проявление двухфазовой силикатно-карбонатной и многофазовой карбонатно-солевой несмеси при кристаллизации минералов монтichelлитовых пород.

Механизм проявления несмеси в недосыщенных силикатных магмах изучен экспериментально и обоснован теоретически (Lee, Wyllie, 1997; Chalot-Prat, Arnold, 1999; Сук, 2009). Установлено, что главными факторами, вызывающими в них несмесь, являются критические содержания Са, щелочей и высокое давление летучих (CO_2 , F, Cl, S), которые играют роль катализаторов расслоения. Из-за высокой активности щелочей летучие не могут отделиться от расплава в виде газа. Это приводит к изменению структуры алюмосиликатных расплавов и создает условия для

силикатно-солевой несмеси. Повышение давления и снижение температуры способствуют расширению области расслоения и проявлению многофазовой карбонатно-солевой несмеси. Разделение карбонатно-солевых жидкостей на более простые фракции осуществляется исходя из равновесия обменных реакций, которые сдвинуты в сторону сочетания сильных кислотных анионов с наиболее сильными щелочными катионами (Когарко, 1978), т.е. щелочи, а затем и Са последовательно устанавливают связи с Cl, SO_4 , PO_4 , а на завершающих стадиях с CO_2 , что обуславливает появление разных типов несмешимых карбонатных и солевых расплавов и приводит к формированию разных типов карбонатитов. Процесс сепарации карбонатно-солевых расплавов на отдельные несмешимые фракции в природе проявляется довольно широко, особенно в глубинных условиях при медленном охлаждении и длительной эволюции магмы. Подтверждением этому является обнаружение и выделение различных типов карбонатитов: щелочно-сульфатного в Западном Забайкалье (Рипп и др., 2000), на Мушугай-Худук в

Монголии (Андреева и др., 1998), Маунтин-Пасс в Калифорнии (Castor, 2008), щелочно-фосфатного на Томторе (Энтин и др., 1990), щелочно-сульфатно-фосфатного в фергусит-порфирах Восточного Памира (Соловова и др., 1996) и широко развитого кальцитового.

Благодарности. Авторы искренне благодарны И.П. Солововой и другим рецензентам за обсуждение полученных результатов, сделанные замечания и советы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских работ (проект № 330-2016-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные расплавы карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 307–315.
- Асавин А.М., Чесалова Е.И. Карбонатитовые провинции – вопросы пространственной однородности плюмового магматизма и его связь с СІР-провинциями // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 51–56.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.012>
- Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: Недра, 1969. 247 с.
- Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый магматизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
- Когарко Л.Н. Принцип полярности химической связи и его петрологическое значение // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 222–228.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Кузьмин Д.В. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1572–1579.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–110.
- Орлова М.П., Кухаренко А.А. Мелилиты из щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова // Учен. зап. Ленингр. ун-та. № 312. Серия геол. наук. 1962. Вып. 13. С. 173–179.
- Панина Л.И., Исакова А.Т. Джерфишерит из монтичеллитовых пород Крестовской интрузии, Полярная Сибирь // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 182–199.
- Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмешимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. 2008. № 5. С. 487–504.
- Панина Л.И., Моторина И.В. Меймечиты, щелочные пикритовые порфиры и меланефелиниты Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия. 2013. № 2. С. 122–144.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. С. 378–392.
- Панина Л.И., Сазонов А.М., Усольцева Л.М. Мелилитовые и монтичеллитосодержащие породы Крестовской интрузии (Полярная Сибирь) и их генезис // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1314–1332.
- Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Толстов А.В. Лампрофиры Томторского массива – результат смешения калиевых и натриевых щелочно-базитовых магм // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 654–672.
- Панина Л.И., Исакова А.Т., Сазонов А.М. Оливиниты Крестовской интрузии – продукты кристаллизации ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмы: данные изучения расплавных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 163–177.
- Расс И.Т., Плечов П.Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 3. С. 389–392.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Наука, Изд-во БНЦ, 2000. 230 с.
- Рябчиков И.А., Когарко Л.Н. Глубокая дифференциация щелочно-ультраосновных магм: формирование карбонатитовых расплавов // Геохимия. 2016. № 9. С. 771–779.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магомобразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311–323.
- Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ИНТИ, 2001. 510 с.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. Т. 25. № 12. С. 97–110.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
- Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 339–363.
- Сук Н.И. Экспериментальное изучение силикатно-карбонатных систем // Петрология. 2009. № 9. С. 547–558.
- Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С. 42–51.
- Brooker R.A., Hamilton D.L. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites // Nature. 1990. V. 346. P. 459–462.

- Castor S.B. The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California // *Canad. Mineral.* 2008. V. 46. № 4. P. 779–806.
<https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.779>
- Chalot-Prat F., Arnold M. Immiscibility between calcio-carbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // *Lithos.* 1999. V. 46. № 4. P. 627–659.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00067-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00067-X)
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M. 1966 ash eruption of Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli, and mixing of silicate and carbonate magmas // *Mineral. Mag.* 1992. V. 56. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.382.01>
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Petrology.* 1995. V. 36. P. 797–826.
<https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.797>
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineral. Mag.* 1988. V. 52. P. 43–55.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.364.04>
- 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 109. P. 124–129.
<https://doi.org/10.1007/BF00687205>
- Lee W., Wyllie P.I. Liquid immiscibility in the join NaAl-SiO₄-NaAlSi₃O₈-CaCO₃ at 1 GPa: implications for crystal carbonatites // *J. Petrol.* 1997. V. 38. № 9. P. 1113–1135.
<https://doi.org/10.1093/petroj/38.9.1113>
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 126. P. 331–344.
<https://doi.org/10.1007/s004100050254>
- Panina L.I. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 19–36.
<https://doi.org/10.1134/S0016702908050029>
- Panina L.I., Usoltseva L.M. Alkaline-ultrabasic mantle-derived magmas, their sources, and crystallization features: data from melt inclusion studies // *Lithos.* 2008. V. 103. P. 431–444.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.009>
- Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L. et al. Mineral inclusions in diamond from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos.* 1997. V. 39. P. 135–157.
- Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 11–12. P. 2015–2031.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2015>

The Monticellite-Bearing Rocks of the Krestovskaya Intrusion: the Genesis According to Melt Inclusion Study

L. I. Panina¹, A. T. Isakova¹, and E. Yu. Rokosova¹

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

The investigation of monticellitites and olivine-monticellite rocks from the Krestovskaya Intrusion shows that the principal minerals (olivine and monticellite) contain higher amount of MgO than same minerals in olivinites and kugdites of the Intrusion. In the studied rocks olivine contains 90–93 mol. % *Fo* and monticellite has 41.6–42.3 mol. % *Fo* whereas in olivinites and kugdites olivine and monticellite contains 86–87 mol. % *Fo*, and 37.2–41.2 mol. % *Fo*, respectively. Melt inclusion study in minerals of monticellite rocks evidenced that the monticellite rocks of the Krestovskaya Intrusion were formed due to mixing melts different in composition and volatiles: K-rich high-iron low-alumina kamafugitic melt and Na-rich high-magnesia high-alumina picritic one. Minerals crystallized at high temperatures in the following sequence: perovskite I (1250–1230°C) → perovskite II (≥1200°C) ↔ olivine (>1200°C) → monticellite (>1150°C). Perovskite I in monticellite rocks, as well as olivine in olivinites, crystallized from K-rich high-iron (Mg # = MgO/(MgO + FeO) – 0.37), low-alumina kamafugitic melt. During crystallization of late perovskite II in monticellite rocks, the melt became more magnesian (Mg # = 0.41) and richer in Na₂O and Al₂O₃, which is intermediate in composition between kamafugite and alkali picritoid. Olivine in monticellite rocks crystallized from melts similar in composition to melilitite, having a K-rich composition with Mg # = 0.39, whereas monticellite formed from a heterogeneous high-magnesian Si-undersaturated melt, which is highly enriched with volatile components (including H₂O) and salts. The crystallization of minerals was accompanied by accumulation of volatile components in the mixing melts and as a result by the further processes of silicate-carbonate liquid immiscibility under 1250–1190°C and by multiphase carbonate-salt immiscibility under below 1190°C. In the latter event, the separated carbonate melt began to decompose into simpler immiscible fractions: alkali-sulfate-carbonate, alkali-phosphate-carbonate and calcio-carbonate.

Keywords: monticellite rocks, K-rich larnite-normative ultramafic magma, Na-rich picrite magma, magma mixing, silicate-carbonate liquid immiscibility, multiphase carbonate-salt immiscibility

ЭГИРИНСОДЕРЖАЩИЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ В КСЕНОЛИТАХ ГРАНУЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, СИБИРСКИЙ КРАТОН: СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МЕССБАУЭРОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО МИКРОАНАЛИЗА

© 2023 г. А. В. Сапегина^{a, b, *}, М. В. Воронин^b, А. Л. Перчук^{a, b}, О. Г. Сафонов^{a, b}

^a Кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет,
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^b Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка, Московская область, Россия

*e-mail: ann.sapagina@gmail.com

Поступила в редакцию 15.03.2022 г.

После доработки 25.04.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Эгириновый компонент ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) в клинопироксенах, обусловленный вхождением Fe^{3+} в их структуру, влияет на корректность восстановления P - T условий формирования пород высоких ступеней метаморфизма, а также позволяет оценивать окислительно-восстановительные условия их образования. Наиболее часто содержание этого компонента в клинопироксенах устанавливается на основе кристаллохимических пересчетов микрозондовых анализов. Однако в некоторых публикациях, посвященных эклогитам, где результаты пересчетов клинопироксенов сравнивались с данными мессбауэровской спектроскопии, были выявлены заметные отличия измеренных и рассчитанных отношений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, способные существенно влиять на результаты геотермометрии. В настоящей работе приводятся результаты измерений методом мессбауэровской спектроскопии фракций клинопироксенов, отобранных из трех образцов гранат-клинопироксеновых гранулитов кимберлитовой трубки Удачная. Измеренные в клинопироксенах отношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} = 0.22\text{--}0.26$ соответствуют 6–10 мол. % эгирина. Эти оценки хорошо согласуются со значениями, полученными при пересчете микрозондовых анализов клинопироксенов из этих же образцов методом баланса зарядов. Вследствие этого мы полагаем, что кристаллохимические пересчеты микрозондовых анализов клинопироксенов из неэклогитовых пород позволяют корректно оценивать содержание в них Fe^{3+} . Аналогичный пересчет микрозондовых анализов клинопироксенов из коровых ксенолитов из других регионов, а также из ферробазальтов трапповых провинций, даек ферродолеритов и ксенолитов габброидов (близких по валовому химическому составу ко многим ниже-средне-коровым ксенолитам) выявил существенные количества ранее неучтенного эгирина в них (до 13 и 4–9 мол. %, соответственно), что раскрывает потенциал для восстановления редокс-условий во многих породах.

Ключевые слова: гранулиты, ксенолиты, клинопироксен, эгирин, мессбауэровская спектроскопия, континентальная кора

DOI: 10.31857/S0869590323010089, **EDN:** VKOJUZ

ВВЕДЕНИЕ

Ксенолиты гранулитов в кимберлитах являются важным источником информации о формировании континентальной коры в докембрийское время (Rudnick, Gao, 2014). Кимберлитовая трубка Удачная (Якутская кимберлитовая провинция) содержит большое количество малоизмененных мантийных и коровых ксенолитов разнообразного состава, транспортированных с разных уровней коры и верхней мантии, что делает ее перспективным объектом для восстановления процессов формирования и эволюции Сибирского

кратона. Коровые ксенолиты из трубки Удачная представлены в основном гранат-пироксеновыми и двупироксеновыми гранулитами, в подчиненном количестве встречаются амфиболиты, эндробиты и плагиогнейсы (Korshkova et al., 2009, 2011; Perchuk et al., 2021; Shatsky et al., 2016, 2019).

Оценки температуры минеральных равновесий в мафических гранулитах из ксенолитов обычно основываются на использовании различных калибровок Fe-Mg обменного равновесия между гранатом и клинопироксеном, не учитывающих вхождение Fe^{3+} в сосуществующие минералы.

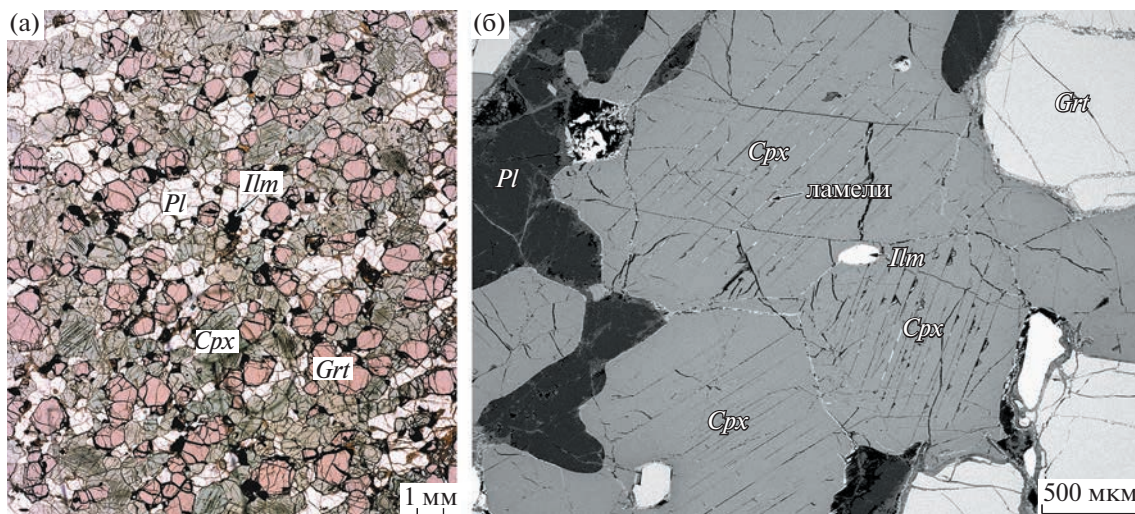


Рис. 1. Фрагмент шлифа мафического гранулит, обр. Ud01-300.

(а) — парагенезис *Pl-Grt-Cpx* (фотография в проходящем свете), (б) — зерна клинопироксена с ламелями ильменита и низко-Са пироксена в ядрах (фотография в обратно-рассеянных электронах).

лы (Ai, 1994; Berman et al., 1995; Ellis, Green, 1979; Krogh, 1988; Nakamura, 2009; Powell, 1985; Råheim, Green, 1974; Ravna, 2000). Однако во всех этих статьях отмечается, что это обменное равновесие весьма чувствительно к присутствию Fe^{3+} (молекулы эгирина) в составе клинопироксена.

Для определения содержания эгирина в клинопироксене, как правило, используется метод кристаллохимического пересчета микрозондовых анализов, в единичных случаях эти данные сравниваются с данными мессбауэровской спектроскопии. В.Н. Соболев с соавторами (Sobolev et al., 1999) проанализировали зерна клинопироксенов из ксенолитов биминеральных эклогитов кимберлитовой трубки Удачная и показали, что на расчетные количества Fe^{3+} влияет качество анализа всех элементов, а небольшие погрешности измерения могут приводить к значительным отклонениям расчетных значений Fe^{3+} от измеренных с помощью мессбауэровской спектроскопии. В цитируемой статье отмечено, что ошибки расчетов $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ сказываются и на результатах определения температур и давлений с использованием термобарометрических реакций с участием клинопироксена. А. Проер с соавторами (Proyer et al., 2004), изучив омфациты из эклогитов комплекса Даби-Шань (Китай), показали, что ошибки пересчетов Fe^{3+} по методу Ч. Друппа (Droop, 1987) неприемлемо высоки и приводят к большим ошибкам в результатах термобарометрии.

На присутствие Fe^{3+} в клинопироксенах мафических гранулитов из ксенолитов до недавнего времени (Perchuk et al., 2021) не обращалось внимание. В настоящей работе приводятся результа-

ты определений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксенах из ксенолитов гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная методом мессбауэровской спектроскопии, которые сравниваются с пересчетами микрозондовых анализов клинопироксенов из тех же образцов на кристаллохимические формулы. На основе полученных результатов обсуждается корректность применения электронно-зондового микроанализа для определения содержания Fe^{3+} в клинопироксенах из ксенолитов основных гранулитов и ферробазальтов трапповых провинций.

ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ ГРАНУЛИТОВ

Зерна клинопироксенов для изучения выделены из трех образцов ксенолитов гранулитов (Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27), детально исследованных в работе (Perchuk et al., 2021). Округлые ксенолиты, размером 8–15 см, обладают среднезернистой гранобластовой структурой с равномерным распределением породообразующих минералов. Гранулиты сложены клинопироксеном, гранатом, плагиоклазом и в малых количествах амфиболом (рис. 1а). Акцессорные минералы представлены ильменитом с ламелями титаномагнетита, апатитом и Fe-Ni-Cu сульфидами. Ксенолиты мало изменены транспортировавшими их кимберлитовыми магмами (Perchuk et al., 2021).

Клинопироксен образует светло-зеленые полупрозрачные зерна размером 1–2 мм в матриксе пород, а также в виде включений в гранате. Составы клинопироксенов (табл. 1) варьируют от авгита до диопсида и характеризуются содержанием Na_2O от 1.1 до 2.0 мас. %, входящего в состав

Таблица 1. Представительные составы клинопироксенов и пересчеты кристаллохимических формул из ксенолитов (образцы Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27)

Компоненты	Ud01-300		Ud01-300		Ud01-127		Ud01-127		Ud79-27		Ud79-27	
	ядро	кайма	ядра (ср.)	каймы (ср.)	ядро	кайма	ядра (ср.)	каймы (ср.)	ядро	кайма	ядра (ср.)	каймы (ср.)
Оксиды, мас. %												
SiO ₂	50.67	52.64	50.42	51.18	50.19	51.55	50.44	51.25	50.88	51.97	50.89	51.61
TiO ₂	0.60	0.41	0.57	0.51	0.55	0.30	0.46	0.40	0.45	0.29	0.41	0.35
Al ₂ O ₃	5.19	4.11	5.17	4.03	5.16	3.42	4.86	4.06	4.25	3.30	3.98	3.37
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.04	—	—	—	0.03	—	0.01	0.01
FeO	9.55	8.61	9.42	8.69	11.36	9.51	11.13	9.92	11.07	9.75	10.59	9.87
MnO	0.08	0.05	0.10	0.09	0.11	0.15	0.10	0.09	0.11	0.12	0.11	0.09
MgO	11.95	13.13	11.98	12.81	10.92	12.55	11.17	12.01	11.49	12.22	11.66	12.27
CaO	20.73	21.73	20.75	21.37	20.09	20.86	20.30	20.85	20.38	21.02	20.41	20.89
Na ₂ O	1.23	1.18	1.19	1.12	1.41	1.27	1.40	1.35	1.41	1.42	1.38	1.32
K ₂ O	—	—	0.02	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	101.86	99.63	99.82	99.83	99.61	99.88	99.92	100.07	100.09	99.43	99.77
Кристаллохимические формулы: пересчет на 6 кислорода и 4 катиона												
Si	1.881	1.911	1.879	1.898	1.878	1.920	1.885	1.905	1.897	1.932	1.906	1.922
Al	0.227	0.176	0.227	0.176	0.228	0.150	0.214	0.178	0.187	0.138	0.176	0.148
Ti	0.000	0.000	0.016	0.014	0.020	0.000	0.013	0.011	0.013	0.006	0.012	0.010
Cr	—	—	—	0.001	—	—	—	—	0.002	—	—	—
Fe ³⁺	0.065	0.063	0.068	0.080	0.086	0.085	0.091	0.086	0.096	0.090	0.089	0.084
Fe ²⁺	0.231	0.198	0.225	0.190	0.270	0.211	0.256	0.222	0.249	0.220	0.243	0.223
Mn	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	0.661	0.710	0.666	0.708	0.609	0.697	0.622	0.665	0.638	0.680	0.651	0.681
Ca	0.825	0.845	0.829	0.849	0.806	0.832	0.813	0.831	0.814	0.840	0.819	0.833
Na	0.089	0.083	0.086	0.081	0.102	0.092	0.101	0.098	0.102	0.103	0.100	0.096
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.74	0.78	0.75	0.79	0.69	0.77	0.71	0.75	0.72	0.76	0.73	0.75
Fe ³⁺ (М)	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.08	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06
X _{Jd}	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
X _{Act}	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08
X _{Jd} (М)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03
X _{Act} (М)	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.08	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06

Примечание. Fe³⁺ (М), X_{Jd} (М), X_{Act} (М) — параметры, скорректированные в соответствии с данными мессбауэровской спектроскопии. Прочерк — содержание меньше порога определения.

клинопироксена в виде молекул эгирина и/или жадеита.

Зерна клинопироксена в матриксе пород зональны. Ядра зерен гомогенны по химическому составу, но содержат ламели, выполненные ильменитом и низко-Са пироксеном (рис. 16). Кай-

мы шириной 100–200 мкм не содержат ламели и характеризуются увеличением содержания MgO и снижением содержаний FeO, TiO₂ и Al₂O₃ к краям зерен. В зернах клинопироксена ядра занимают большую часть объема: 93 об. % зерен в обр. Ud01-300, 86 об. % в образцах Ud01-127 и Ud79-27.

Включения клинопироксена в гранате не содержат ламелей и по составу близки к каймам зерен клинопироксена в матриксе.

Моделирование фазовых равновесий в породах показало, что ядра зерен клинопироксена являются реликтами магматических пироксенов, которые были изолированы от метаморфических реакций, производивших гранат (Perchuk et al., 2021). Каймы зерен клинопироксена формировались совместно с гранатом в ходе реакций магматического клинопироксена с плагиоклазом при активном участии ильменита и магнетита.

Светло-розовые полупрозрачные зерна (до 4 мм) граната в образцах содержат включения клинопироксена, ильменита и, реже, плагиоклаза и амфибола. Состав граната соответствует альмандин-пироп-гроссуляровому ряду твердого раствора с малыми содержаниями Fe^{3+} .

Плагиоклаз образует прозрачные зерна (до 2 мм) и характеризуется содержанием анортита от 28 до 38 мол. %.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Электронно-зондовый микроанализ

Анализы химических составов клинопироксенов были выполнены методом электронно-зондового микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра X-Maxn-50 (Oxford Instruments Ltd., GB), установленного на сканирующем электронном микроскопе Jeol 6480 LV SEM с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и оборудованным детекторами INCA — Energy 350 EDS и INCA Wave 500 WDS (Oxford instruments) в Лаборатории локального исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Анализы выполнены при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока 15 нА. При скорости обработки 14 тыс. имп./с, продолжительность измерения составляла 100 с, а величина “мертвого” времени — около 25%. Выбранные режимы обеспечивают относительную ошибку измерения около 1% и пороги обнаружения для всех анализируемых элементов около 0.05 мас. %

В качестве стандартов использовались следующие фазы: NaCl для измерения Na; диопсид NMNH 11773 — для Mg, Si, Ca; стандарты чистых металлов — для Ti, Cr, Mn; гиперстен USNM-746 — для Fe (Jarosewich et al., 1980). Для идентификации элементов использовались K_{α} -линии. Измерение стандартов производилось при тех же условиях, что и анализ исследуемого вещества. В качестве стандарта сравнения использовался металлический Co. Обработка результатов проводилась с применением коррекционной поправки по модели

XPP-коррекции при помощи программы “INCZ”, версия 21b (Oxford Instruments Ltd., GB).

Концентрация Fe^{3+} в клинопироксене по данным микрозондового анализа рассчитывалась методом баланса зарядов. Расчет Fe^{3+} также был выполнен по методу Ч. Друппа (Droop, 1987). Результаты применения обоих методик полностью совпали. Содержание эгиринового компонента в твердом растворе приравнивалось к наименьшему количеству между катионами Na и Fe^{3+} , а жадейта — к наименьшему количеству между оставшимся Na или Al^{VI} (Lindsley, 1983).

Мессбауэровская спектроскопия

Кристаллы клинопироксена из образцов Ud01-300, Ud79-27 и Ud01-127 были извлечены вручную с использованием бинокля. Анализ отобранного материала с помощью рентгеновской порошковой дифрактометрии показал наличие наряду с клинопироксеном небольших количеств плагиоклаза, граната и ильменита. Эти данные были использованы далее для корректной интерпретации мессбауэровских спектров. Для измерений порошковые пробы навески 150–200 мг запрессовывались в таблетки диаметром 18 мм, в которых в качестве связующей массы использовался парафин.

Мессбауэровские спектры при комнатной температуре были получены в ИЭМ РАН на спектрометре MS-1104Em (производитель Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону) с источником ^{57}Co в матрице из родия. В качестве стандарта использовалось α -Fe. Разложение спектров выполнялось с использованием программы Univem MS, поставляемой в комплекте с указанным спектрометром.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мессбауэровские спектры порошковых проб клинопироксена с примесями граната и ильменита показаны на рис. 2, а их параметры приведены в табл. 2.

На спектрах (рис. 2) выделяются два дублета со значениями изомерных сдвигов 1.15–1.17 и 1.13–1.14 мм/с, указывающие на Fe^{2+} в позициях M2 и M1 структуры клинопироксена соответственно. Дублет с изомерным сдвигом 0.38–0.40 мм/с соответствует Fe^{3+} в октаэдрической позиции структуры клинопироксена (рис. 2). Fe^{2+} в позиции с координацией VIII в структуре граната характеризуется слегка ассиметричным дублетом с изомерным сдвигом 1.28–1.29 мм/с (Geiger et al., 1992), а Fe^{3+} в октаэдре выражен дублетом с изомерным сдвигом 0.38–0.42 мм/с. Параметры для дублетов Fe^{3+} в клинопироксене и гранате заметно накладываются

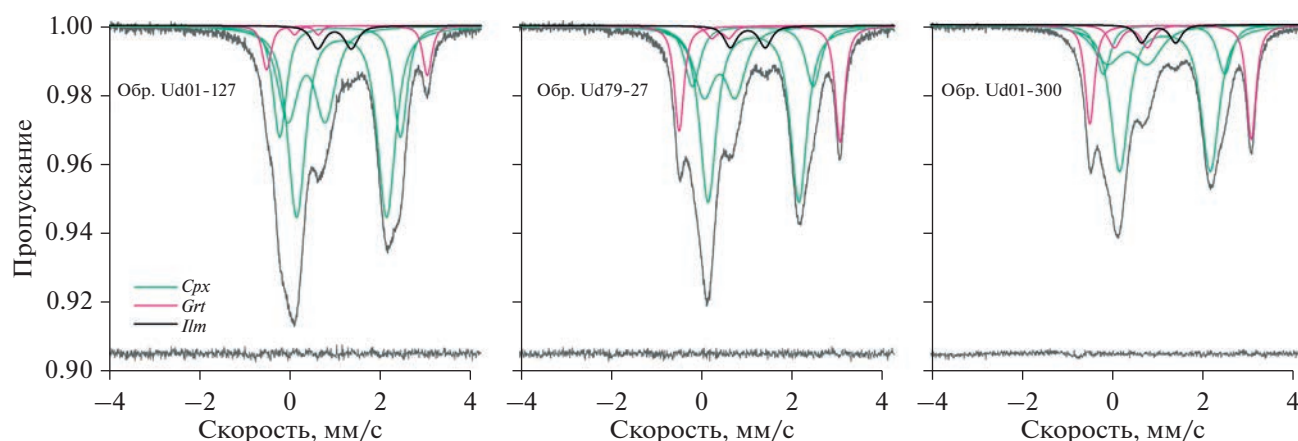


Рис. 2. Мессбауэровские спектры клинопироксенов с примесями граната и ильменита из ксенолитов мафических гранулитов трубка Удачная, Якутия.

ются друг на друга, что подтверждается анализом литературных данных по мессбауэровской спектроскопии клинопироксена (Redhammer et al., 2006; Redhammer et al., 2000) и граната (Dyar et al.,

2012; Woodland et al., 2009; Woodland, Ross, 1994). Это усложняет их отнесение к тому или иному минералу и увеличивает ошибку в определении содержания Fe^{3+} в клинопироксене. Двухвалент-

Таблица 2. Параметры мессбауэровских спектров клинопироксена с примесями граната и ильменита (образцы гранулитов Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27)

Номер образца	Минерал	Компонент	IS, мм/с	QS, мм/с	FWHM, мм/с	S, %
Ud01-300	Cpx	[VI] Fe^{2+} (M2)	1.17	1.98	0.46	45.5
		[VI] Fe^{2+} (M1)	1.14	2.66	0.36	12.3
		[VI] Fe^{3+}	0.39	0.83	0.50	16.8
	Grt	[VIII] Fe^{2+}	1.29	3.54	0.28	19.5
		[VI] Fe^{3+}	0.39	0.62	0.21	1.5
	Ilm	[VI] Fe^{2+}	1.00	0.77	0.35	4.6
Ud01-127	Cpx	[VI] Fe^{2+} (M2)	1.16	1.99	0.48	45.0
		[VI] Fe^{2+} (M1)	1.13	2.68	0.36	19.8
		[VI] Fe^{3+}	0.38	0.83	0.54	24.7
	Grt	[VIII] Fe^{2+}	1.28	3.56	0.24	5.7
		[VI] Fe^{3+}	0.38	0.53	0.20	0.9
	Ilm	[VI] Fe^{2+}	1.00	0.74	0.34	3.9
Ud79-27	Cpx	[VI] Fe^{2+} (M2)	1.15	2.00	0.44	43.7
		[VI] Fe^{2+} (M1)	1.14	2.66	0.40	13.9
		[VI] Fe^{3+}	0.40	0.69	0.54	20.4
	Grt	[VIII] Fe^{2+}	1.29	3.54	0.27	16.1
		[VI] Fe^{3+}	0.42	0.38	0.27	1.9
	Ilm	[VI] Fe^{2+}	1.02	0.77	0.32	4.0

Примечание. IS — изомерный сдвиг относительно $\alpha\text{-Fe}$, QS — квадрупольное расщепление, FWHM — полная ширина на полувысоте, S — относительная площадь.

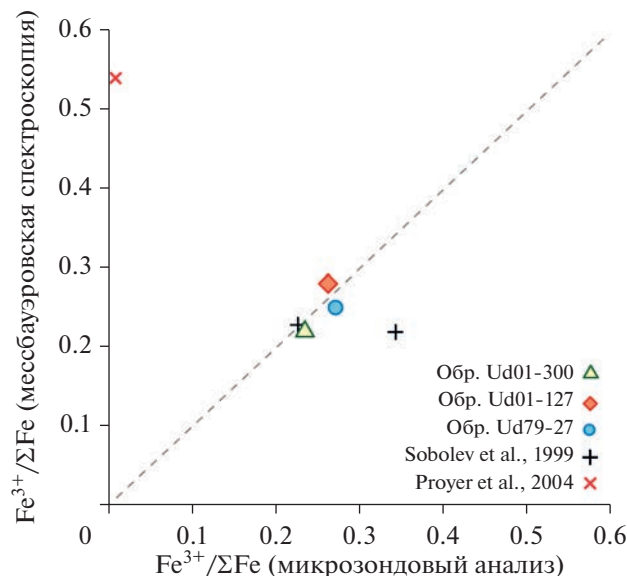


Рис. 3. Сравнение значений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, полученных по пересчетам микрозондовых анализов клинопироксенов из образцов мафических гранулитов (Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27) и по данным мессбауэровской спектроскопии. Значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, рассчитанные из микрозондовых анализов, приведены как средние (табл. 1) с учетом объемным соотношений кайм и ядер в зернах клинопироксена (см. текст).

ному железу в октаэдрической позиции структуры ильменита соответствует дублет с $IS = 1.00\text{--}1.02$ мм/с.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение результатов мессбауэровской спектроскопии и электронно-зондового микроанализа

Значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксенах по пересчетам микрозондовых анализов и по данным мессбауэровской спектроскопии представлены на рис. 3. Данные мессбауэровской спектроскопии характеризуют $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ для фракций клинопироксена без учета их зональности. Поскольку большой объем выбранных зерен составляют их ядра, то измеренные величины отражают особенности состава ядерных частей зерен. Рассчитанные отношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в каймах почти не отличаются от ядер, за исключением обр. Ud01-300 (рис. 4). Для образцов Ud01-300 и Ud01-127 измеренные значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ и средние значения, рассчитанные из микрозондовых анализов с учетом объемных соотношений кайм и ядер в зернах клинопироксена, совпадают (рис. 3). Небольшое отклонение расчетных и измеренных значений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в сторону расчетных наблюдается лишь для обр. Ud79-27 (рис. 3).

Ошибки расчета Fe^{3+} из микрозондовых анализов клинопироксенов из эклогитов (Proyer et al., 2004; Sobolev et al., 1999) заметно превосходят ошибки, полученные нами для клинопироксенов из гранулитов (рис. 3). Вероятно, низкое содержание FeO_{tot} (менее 5 мас. %) и высокое содержание натрия в омфацитах негативно сказываются на точности пересчетов. Таким образом, пересчеты микрозондовых анализов клинопироксенов из мафических гранулитов корректно предсказывают содержание Fe^{3+} в них, позволяя использовать их для оценок физико-химических параметров образования пород.

На рис. 4 приведены составы кайм и ядер клинопироксенов из трех изученных образцов. В образцах Ud01-127 и Ud79-27 усредненные составы кайм и ядер близки к измеренным с помощью мессбауэровской спектроскопии. В обр. Ud01-300 средний состав кайм показывает повышенное $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ по сравнению со средним составом ядер и мессбауэровским анализом. Корреляция между содержаниями Mg, Ca и Al и рассчитанным количеством Fe^{3+} в ядрах и каймах клинопироксенов отсутствует (рис. 4). Однако прослеживается корреляция рассчитанного количества Fe^{3+} с магнезиальностью клинопироксенов $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (рис. 4а, 4г, 4ж), в особенности из обр. Ud01-300. Это связано с тем, что значение магнезиальности зависит от содержания Fe^{3+} .

Fe^{3+} в природных клинопироксенах

Учет присутствия Fe^{3+} в клинопироксене важен не только для корректной оценки P - T условий образования пород, но для определения окислительно-восстановительных условий. По ксенолитам пород нижней коры опубликовано немало данных, однако для клинопироксенов из этих пород в большинстве случаев не учитывается содержание Fe^{3+} . Поскольку использованная методика пересчета формул клинопироксена демонстрирует хорошую сходимость расчетных значений и результатов мессбауэровской спектроскопии для мафических гранулитов из ксенолитов трубки Удачная, она была применена к пересчетам электронно-зондовых микроанализов клинопироксенов из пород, имеющих генетическую (внутриплитный магматизм и продукты метаморфических преобразований) и/или геохимическую близость (ферробазальты и феррограббро) к изученным мафическим гранулитам основания континентальной коры Сибирского кратона. На рис. 5 нанесены составы клинопироксенов из следующих областей, представленных в базе данных GEO-ROCK (<https://georoc.eu>): нижнекоровые ксенолиты Северо-Китайского кратона (Chen et al., 2001, 2007; Geng et al., 2020; Huang et al., 2002; Xu

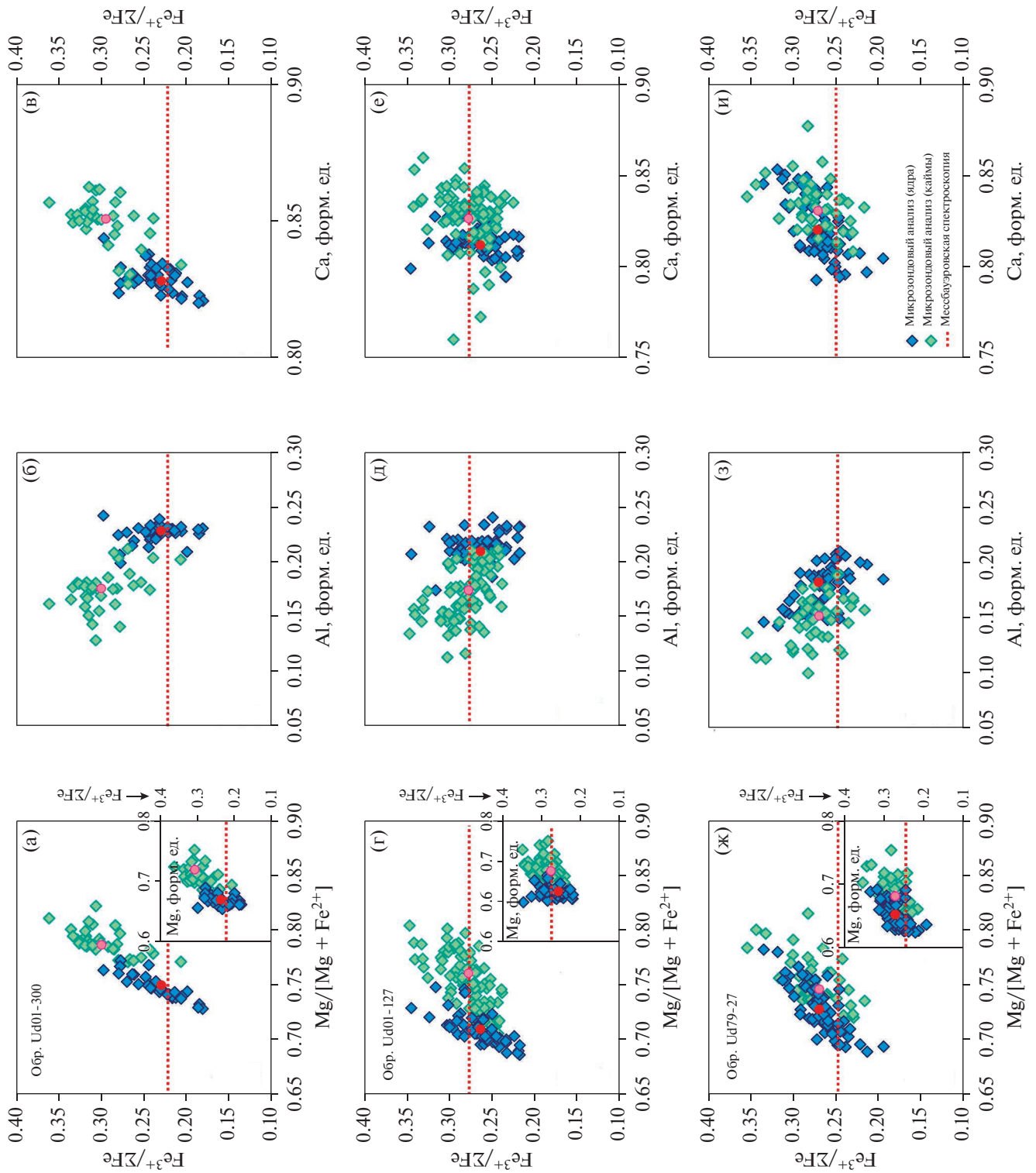


Рис. 4. Зависимость $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ от параметров состава в каймах и ядрах клинопироксенов из мафических гранулитов. (а–в) обр. Ud01-300, (г–е) обр. Ud01-127 и (ж–и) обр. Ud79-27. $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ – расчетные значения на основе микрозондовых анализов. Красные точки – средние составы ядер клинопироксенов, розовые – средние составы кайм (табл. 1). Красные пунктирные линии – $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ по данным мессбауэровской спектроскопии.

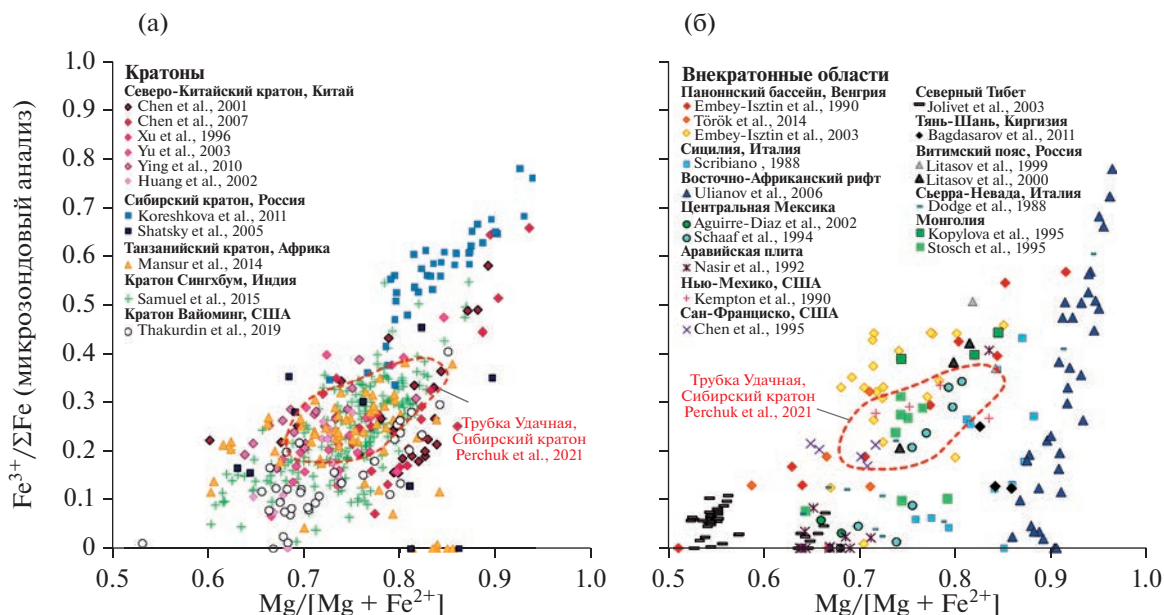


Рис. 5. Расчетные отношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксенах в зависимости от параметров состава из вулканических, plutонических и метаморфических пород основного состава.

Клинопироксены: (а) из коровых ксенолитов кратонных областей, (б) коровых ксенолитов внекратонных областей, (в–з) из вулканитов и субвулканитов (Ryabchikov et al., 2001; Beccaluva et al., 2009; Krivolutskaia et al., 2018; Sibik et al., 2015; Stepanova et al., 2014), из ксенолитов габброидов (Stern et al., 2016; Yang et al., 2012), фенокристы из субвулканитов (Liang et al., 2018). Красным пунктиром показаны границы составов клинопироксенов из ксенолитов гранулитов трубки Удачная (Perchuk et al., 2021). Области, заливные голубоватым цветом (в–з), отображают границы составов клинопироксенов из нижнекоровых ксенолитов по всему миру, представленных на диаграмме (а).

et al., 1996; Ying et al., 2010; Yu et al., 2003), Сибирского кратона (Шацкий и др., 2005; Koreshkova et al., 2009), Танзанийского кратона (Mansur et al., 2014), кратона Сингхбум в Индии (Samuel et al., 2015), кратона Вайоминг в США (Thakurdin et al., 2019), Паннонского бассейна в Венгрии (Embey-Isztin et al., 1990, 2003; Török et al., 2014), Сицилии в Италии (Scribiano, 1988), Восточно-Африканского рифта (Ulianov, Kalt, 2006), Центральной Мексики (Aguirre-Díaz et al., 2002; Schaaf et al., 1994), Аравийской плиты (Nasir, 1992), пояса Джиронимо в Аризоне, США (Kempton et al., 1990), Сан-Франциско, США (Chen, Arculus, 1995), Северного Тибета (Jolivet et al., 2003), Тянь-Шаня (Bagdasarov et al., 2011), Витимского пояса, Россия (Litasov, 1999; Litasov et al., 2000), Сьерра-Невада, США (Dodge et al., 1988), Монголии (Корюлова et al., 1995; Stosch et al., 1995), ферробазальты траппов Эфиопского плато (Beccaluva et al., 2009) и Сибирского плато (Ryabchikov et al., 2001; Krivolutskaia et al., 2018; Sibik et al., 2015), ферродолериты протерозойских даек в Карелии (Stepanova et al., 2014), фенокристы из ферродолеритовых даек Северо-Китайского кратона (Liang et al., 2018), ксенолиты габброидов на острове Чеджу в Южной

Кореи (Yang et al., 2012) и Аравийского полуострова (Stern et al., 2016).

Расчеты показывают, что значение $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксенах из коровых ксенолитов кратонов и внекратонных областей достигает 0.4–0.5 при магнезиальности 0.70–0.80 (рис. 5а, 5б), что соответствует содержанию эгирина 0–13 мол. %. Повышенные величины $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ характерны для наиболее глубоких пород – ксенолитов габброидов. Они достигают значений 0.5–0.6, что соответствует содержанию эгиринового компонента 5–7 мол. %. Наиболее бедны Fe^{3+} клинопироксены из вулканических и субвулканических пород траппов и даек. Отношение $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в них составляет 0–0.3, но низкое содержание Na обуславливает малые содержания эгириновой составляющей (до 4 мол. %).

Значительная часть составов клинопироксенов из ферробазальтов, ферродолеритов и ксенолитов габброидов соответствует составам клинопироксенов из нижнекоровых ксенолитов (рис. 5в–5з). Исключение составляют более магнезиальные клинопироксены из ферробазальтов траппов Эфиопского и Сибирского плато и ферродолеритовых

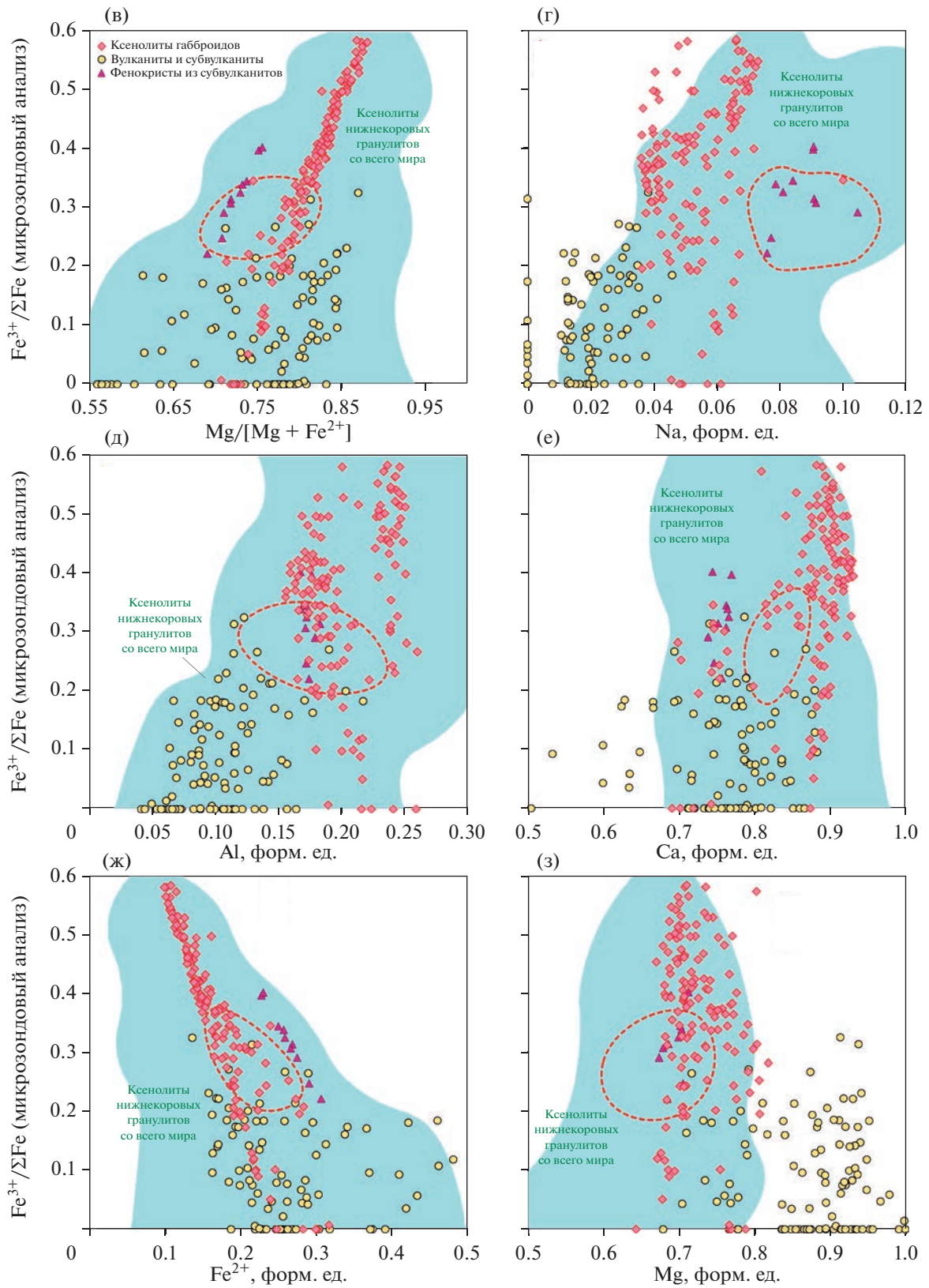


Рис. 5. Окончание

даек Карелии (рис. 5з). Наиболее низкое содержание Na характеризует клинопироксены из вулканических и субвулканических пород (рис. 5г), в то время как клинопироксены из ксенолитов габброидов и фенокристы в дайках долеритов показывают более высокое содержание Na. Такая же тенденция отмечается для содержания Al (рис. 5д). Магнезиальность и количество катионов Fe^{2+} и Ca близки для метаморфических и магматических клинопироксенов (рис. 5а, 5е, 5ж).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований показывают, что количество Fe^{3+} в клинопироксенах из гранулитов нижнекоровых ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная (Якутия), проанализированное мессбауэровской спектроскопией и рассчитанное по микронзондовым анализам, одинаково и отвечает значительному содержанию эгириновой молекулы (до 10 мол. %).

Выводы предыдущих исследований о значительных ошибках при расчете Fe^{3+} по микронзондовым анализам клинопироксенов из эклогитов, приводящие к некорректным оценкам температуры (Proyer et al., 2004; Sobolev et al., 1999), по всей видимости, не распространяются на бедные Na (менее 2 мас. %) клинопироксены с относительно высоким содержанием FeO_{tot} (более 8 мас. %).

На основе пересчета микронзондовых анализов клинопироксенов из баз данных по коровым ксенолитам основных гранулитов, ферробазальтам трапповых провинций Эфиопского и Сибирского плато, ферродолеритовых даек Карелии и ксенолитов габброидов Южной Кореи и Аравийского полуострова установлено, что содержание эгиринового компонента в этих клинопироксенах может достигать 13 мол. % для ксенолитов гранулитов, 5–7 мол. % для ксенолитов габброидов, 8–10 мол. % в фенокристах в долеритовых дайках и до 4 мол. % для траппов и ферродолеритов Карелии. Мы полагаем, что выявление столь широкой распространенности эгиринсодержащих клинопироксенов открывают перспективы восстановления P - T - $f\text{O}_2$ условий формирования коровых гранулитов и пород траппового магматизма.

Благодарности. Авторы благодарны В.С. Шацкому за предоставление образцов ксенолитов, Л.В. Сипавиной за мессбауэровское исследование образцов клинопироксенов и Корешковой М.Ю. за ценные замечания и рекомендации по материалам статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 18-17-00206-П (руководитель Сафонов О.Г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Шацкий В. С., Буздукова Л. В., Ягоуц Э. и др. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273–1289.
- Aguirre-Díaz G. J., Dubois M., Laureyns J. et al. Nature and P - T conditions of the crust beneath the Central Mexican Volcanic Belt Based on a Precambrian crustal xenolith // Int. Geol. Rev. 2002. V. 44. № 3. P. 222–242.
- Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 115. № 4. P. 467–473.
- Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2011. V. 116. № B1.
- Beccaluva L., Bianchini G., Natali C. et al. Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of the Northern Ethiopian Plateau // J. Petrol. 2009. V. 50. № 7. P. 1377–1403.
- Berman R. G., Aranovich L. Y., Pattison D. R. M. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. № 1. P. 30–42.
- Chen S., O'Reilly S. Y., Zhou X. et al. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths // Lithos. 2001. V. 56. № 4. P. 267–301.
- Chen W., Arculus R. J. Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA // Lithos. 1995. V. 36. № 3. P. 203–225.
- Chen X., Lin C., Shi L. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China // Science in China Series D Earth Sciences. 2007. V. 50. № 8. P. 1128–1141.
- Dodge F. C. W., Lockwood J. P., Calk L. C. Fragments of the mantle and crust from beneath the Sierra Nevada batholith: xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // GSA Bull. 1988. V. 100. № 6. P. 938–947.
- Droop G. T. R. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Mineral. Mag. 1987. V. 51. № 361. P. 431–435.
- Dyar M. D., Breves E. A., Emerson E. et al. Accurate determination of ferric iron in garnets by bulk Mössbauer spectroscopy and synchrotron micro-XANES // Amer. Mineral. 2012. V. 97. № 10. P. 1726–1740.
- Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 71. № 1. P. 13–22.
- Embey-Isztin A., Scharbert H. G., Dietrich H. et al. Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin // Mineral. Mag. 1990. V. 144. № 6. P. 652–670.
- Embey-Isztin A., Downes H., Kempton P. D. et al. Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: Mineral chemistry, thermobarometry and petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 144. № 6. P. 652–670.
- Geiger C. A., Armbruster Th., Lager G. A. et al. A combined temperature dependent ^{57}Fe Mössbauer and single crystal X-ray diffraction study of synthetic almandine: evidence for

- the Gol'danskii-Karyagin effect // *Phys. Chem. Mineral.* 1992. V. 19. № 2. P. 121–126.
- Geng X., Liu W., Zhang W. *et al.* The effect of host magma infiltration on the Pb isotopic systematics of lower crustal xenolith: an in-situ study from Hannuoba, North China // *Lithos.* 2020. V. 366–367. P. 105556.
- Huang X.L., Xu Y.G., Wang R.C. *et al.* The Nushan granulite xenoliths from Anhui province, China: mineralogical characteristics, the lower crustal geotherm and their implications for genesis // *Acta Petrol. Sinica.* 2002. V. 18. № 3. P. 383–391.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. № 1. P. 43–47.
- Jolivet M., Brunel M., Seward D. *et al.* Neogene extension and volcanism in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet: new constraints on the age of the Kunlun Fault // *Tectonics.* 2003. V. 22. № 5. P. 1–25.
- Kempton P.D., Harmon R.S., Hawkesworth C.J. *et al.* Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 12. P. 3401–3426.
- Kopylova M.G., O'Reilly S.Y., Genshaft Yu.S. Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // *Lithos.* 1995. V. 36. № 3. P. 243–255.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Levsky L.K. *et al.* Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precamb. Res.* 2009. V. 168. № 3. P. 197–212.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Nikitina L.P. *et al.* Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya Kimberlite Pipes, Siberia // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 10. P. 1857–1885.
- Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V., Gongalsky B.I. *et al.* Stages of trap magmatism in the Norilsk Area: new data on the structure and geochemistry of the volcanic rocks // *Geochem. Int.* 2018. V. 56. № 5. P. 419–437.
- Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. № 1. P. 44–48.
- Liang Y., Deng J., Liu X. *et al.* Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: insights into magma mixing and source metasomatism // *Lithos.* 2018. V. 302–303. P. 480–495.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. № 5–6. P. 477–493.
- Litasov K.D. Petrology and geochemistry of lower-crustal xenoliths from alkali basalts of the Vitim Plateau // *Geologia i Geofizika.* 1999. V. 40. № 5. P. 674–693.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Y.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt // *Lithos.* 2000. V. 54. № 1. P. 83–114.
- Mansur A.T., Manya S., Timpa S. *et al.* Granulite-facies xenoliths in rift basalts of northern Tanzania: age, composition and origin of archaic lower crust // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 7. P. 1243–1286.
- Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *J. Metamorph. Geol.* 2009. V. 27. № 7. P. 495–508.
- Nasir S. The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics.* 1992. V. 201. № 3. P. 357–370.
- Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G. *et al.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precamb. Res.* 2021. V. 357. P. 106122.
- Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. № 3. P. 231–243.
- Proyer A., Dachs E., McCammon C. Pitfalls in geothermobarometry of eclogites: Fe³⁺ and changes in the mineral chemistry of omphacite at ultrahigh pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. № 3. P. 305–318.
- Råheim A., Green D.H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1974. V. 48. № 3. P. 179–203.
- Ravna K. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. № 2. P. 211–219.
- Redhammer G.J., Amthauer G., Roth G. *et al.* Single-crystal X-ray diffraction and temperature dependent ⁵⁷Fe Mössbauer spectroscopy on the hedenbergite-aegirine (Ca,Na)(Fe²⁺,Fe³⁺)Si₂O₆ solid solution // *Amer. Mineral.* 2006. V. 91. № 8–9. P. 1271–1292.
- Redhammer G.J., Amthauer G., Lottermoser W. *et al.* Synthesis and structural properties of clinopyroxenes of the hedenbergite CaFe²⁺Si₂O₆ – aegirine NaFe³⁺Si₂O₆ solid-solution series // *Eur. J. Mineral.* 2000. V. 12. № 1. P. 105–120.
- Rudnick R.L., Gao S. 4.1 – composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry.* Second Ed. Oxford: Elsevier, 2014. P. 1–51.
- Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflou Th. *et al.* Subalkaline picobasalts and plateau basalts from the Putorana plateau (Siberian continental flood basalt province): I. Mineral compositions and geochemistry of major and trace elements // *Geochem. Int.* 2001. V. 39. № 5. P. 415–431.
- Samuel V.O., Sajeve K., Hokada T. *et al.* Neoarchean arc magmatism followed by high-temperature, high-pressure metamorphism in the Nilgiri Block, southern India // *Tectonophysics.* 2015. V. 662. P. 109–124.
- Schaaf P., Heinrich W., Besch T. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite // *Chem. Geol.* 1994. V. 118. № 1. P. 63–84.
- Scribano V. Petrological notes on lower-crustal nodules from Hyblean Plateau (Sicily) // *Period. Mineral.* 1988. V. 57. P. 41–52.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. *et al.* Tectono-thermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precamb. Res.* 2016. V. 282. P. 1–20.
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu. *et al.* The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? // *Precamb. Res.* 2019. V. 332. P. 105388.
- Sibik S., Edmonds M., MacLennan J. *et al.* Magmas erupted during the Main Pulse of Siberian Traps volcanism were volatile-poor // *J. Petrol.* 2015. V. 56. № 11. P. 2089–2116.
- Sobolev V.N., McCammon C.A., Taylor L.A. *et al.* Precise Mössbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-

forming minerals and limitations of electron microprobe analysis // *Amer. Mineral.* 1999. V. 84. № 1–2. P. 78–85.

Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: petrology, geochronology, and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 9. P. 1719–1751.

Stern R.J., Ali K.A., Ren M. et al. Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 436. P. 31–42.

Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S. et al. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // *Lithos.* 1995. V. 36. № 3. P. 227–242.

Thakurdi Y., Bolhar R., Horváth P. et al. Characterization of crustal xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana (USA), using U-Pb geochronology, whole-rock geochemistry and thermobarometry, with implications for lower crustal processes and evolution of the Wyoming Craton // *Chem. Geol.* 2019. V. 524. P. 295–322.

Török K., Németh B., Koller F. et al. Evolution of the middle crust beneath the western Pannonian Basin: a xenolith study // *Mineral. Petrol.* 2014. V. 108. № 1. P. 33–47.

Ulianov A., Kalt A. Mg-Al sapphirine- and Ca-Al hibonite-bearing granulite xenoliths from the Chyulu Hills Volcanic Field, Kenya // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 5. P. 901–927.

Woodland A.B., Bauer M., Ballaran T.B. et al. Crystal chemistry of $\text{Fe}_3^{2+}\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ garnet solid solutions and related spinels // *Amer. Mineral.* 2009. V. 94. № 2–3. P. 359–366.

Woodland A.B., Ross C.R. A crystallographic and Mössbauer spectroscopy study of $\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$, (almandine–“skiagite”) and $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (andradite–“skiagite”) garnet solid solutions // *Phys. Chem. Minerals.* 1994. V. 21. № 3. P. 117–132.

Xu X., O'Reilly S.Y., Zhou X. et al. A xenolith-derived geotherm and the crust-mantle boundary at Qilin, southeastern China // *Lithos.* 1996. V. 38. № 1. P. 41–62.

Yang K., Arai S., Yu J. et al. Gabbroic xenoliths and megacrysts in the Pleisto-Holocene alkali basalts from Jeju Island, South Korea: the implications for metasomatism of the lower continental crust // *Lithos.* 2012. V. 142–143. P. 201–215.

Ying J.-F., Zhang H.-F., Tang Y.-J. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton // *Lithos.* 2010. V. 119. № 3. P. 363–376.

Yu J.-H., Xu X., O'Reilly S.Y. et al. Granulite xenoliths from Cenozoic basalts in SE China provide geochemical fingerprints to distinguish lower crust terranes from the North and South China tectonic blocks // *Lithos.* 2003. V. 67. № 1. P. 77–102.

Aegirine-Bearing Clinopyroxenes in Granulites from Xenoliths of the Udachnaya Kimberlite Pipe, Siberian Craton: Comparison of the Results of Mössbauer Spectroscopy and Electron Microprobe Analysis

A. V. Sapegina^{1,2}, M. V. Voronin², A. L. Perchuk^{1,2}, and O. G. Safonov^{1,2}

¹ Department of Petrology and Volcanology, Geological Faculty, Moscow State University, Moscow, Russia

² Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia

The aegirine end-member ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) in clinopyroxenes resulted from incorporation of Fe^{3+} into the mineral structure affects the accuracy of reconstruction of the P - T conditions in the high-grade metamorphic rocks and also allows evaluation the redox conditions of their formation. As a rule, the content of this end-member in clinopyroxenes is evaluated based on the crystal chemical recalculations of microprobe analyses. However, in some publications on eclogites, the results of recalculations of clinopyroxenes were compared with the data of Mössbauer spectroscopy. Significant difference was revealed between the measured and calculated $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ ratios, that can significantly affect the results of geothermometry. This paper presents the results of the Mössbauer spectroscopy measurements of clinopyroxene fractions separated from three samples of garnet-clinopyroxene granulites from the Udachnaya kimberlite pipe. The ratios $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} = 0.22$ – 0.26 measured in clinopyroxenes correspond to 6–10 mol. % aegirine. These estimates are in good agreement with the values obtained for clinopyroxenes from the same samples by the recalculation of microprobe analyses using the charge balance method. Following to this conclusion, we believe that crystal chemical recalculations of microprobe analyses of clinopyroxenes from non-eclogitic rocks make it possible to correctly estimate the Fe^{3+} content in them. Similar recalculation of microprobe analyses of clinopyroxenes from crustal xenoliths from other localities, as well as from ferrobasalts of the continental flood basalts provinces, ferro-dolerite dikes, and gabbroid xenoliths (similar in bulk chemical composition to many lower-middle-crustal xenoliths) revealed significant amounts of previously unaccounted aegirine in them (up to 13 and 4–9 mol. %, respectively), that unleashes the potential for the reconstruction of redox conditions in many rocks.

Keywords: granulites, xenoliths, clinopyroxene, aegirine, Mössbauer spectroscopy, continental crust