

УДК 552.11

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО УДОКАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЛАТО<sup>1</sup>

© 2023 г. В. В. Ярмолюк<sup>а</sup>, В. М. Саватенков<sup>б, \*</sup>, А. М. Козловский<sup>а</sup>,  
Ф. М. Ступак<sup>а</sup>, М. В. Кузнецов<sup>б</sup>, Л. В. Шпакович<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>б</sup>Институт 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<sub>2</sub> (<45 мас. %) образовались из расплавов низких степеней плавления, возникших в условиях повышенных давлений и температур. Образование пород, отвечающих интервалу составов 45–61 мас. % SiO<sub>2</sub> 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

<sup>1</sup> 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  $\text{SiO}_2$  (Ступак и др., 2012; Рассказов, 1985; Рассказов и др., 1997). Было также отмечено, что вулканиты 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

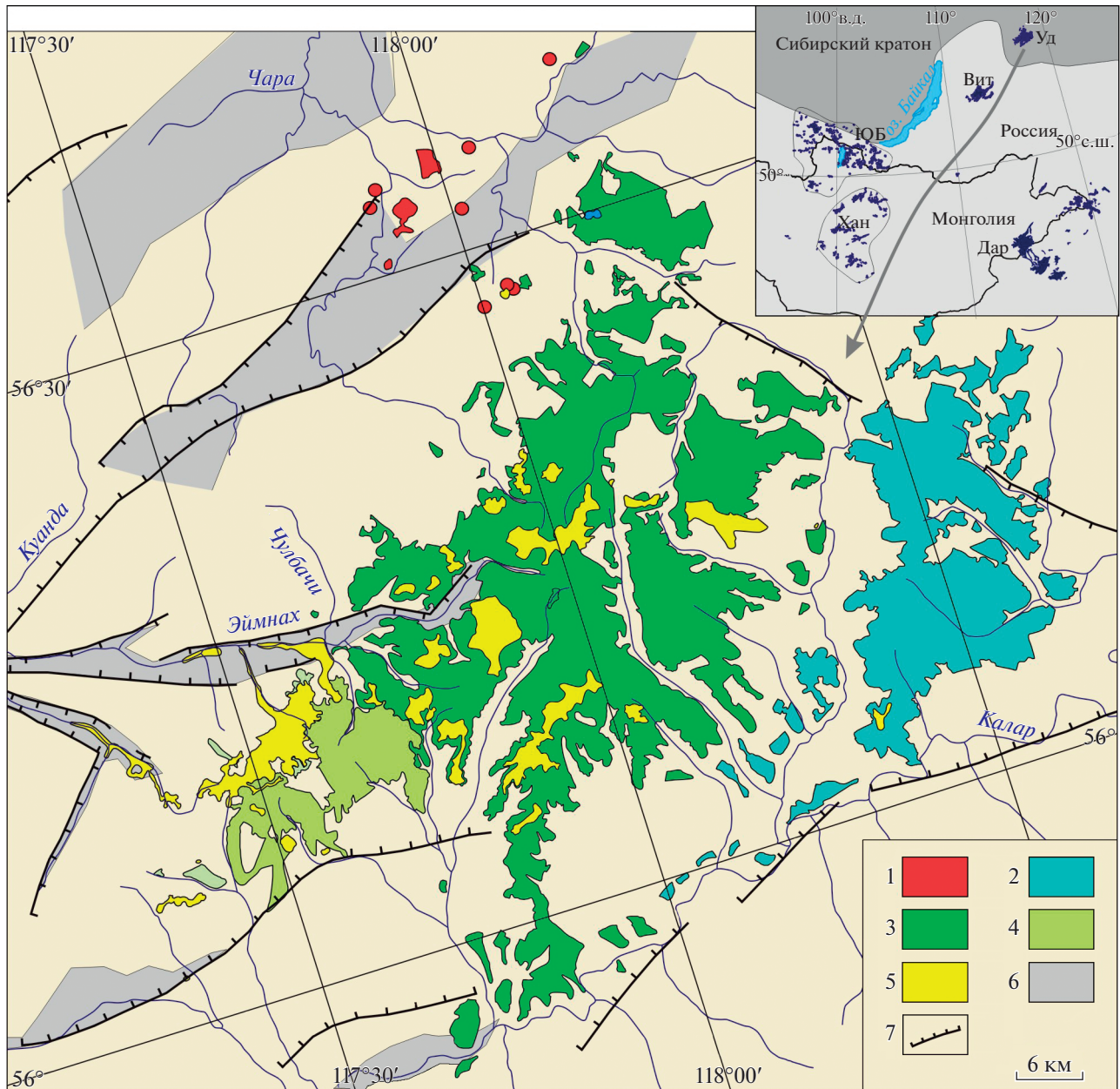
Удоканское вулканическое плато (УВП) располагается на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, которая наложена здесь на область развития пород раннего докембрия Алдано-Станового щита Сибирского кратона (рис. 1). Площадь УВП составляет около 3000 км<sup>2</sup>, а объем вулканических продуктов оценивается до 1000 км<sup>3</sup> (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 трахиандезибазальт—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 фойдитовых 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 вулканиты, 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, фонотэфриты, 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-плаггиоклазовыми (базанитах, трахибазальтах), затем пироксен-плаггиоклаз-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 Supplementary<sup>2</sup> 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.

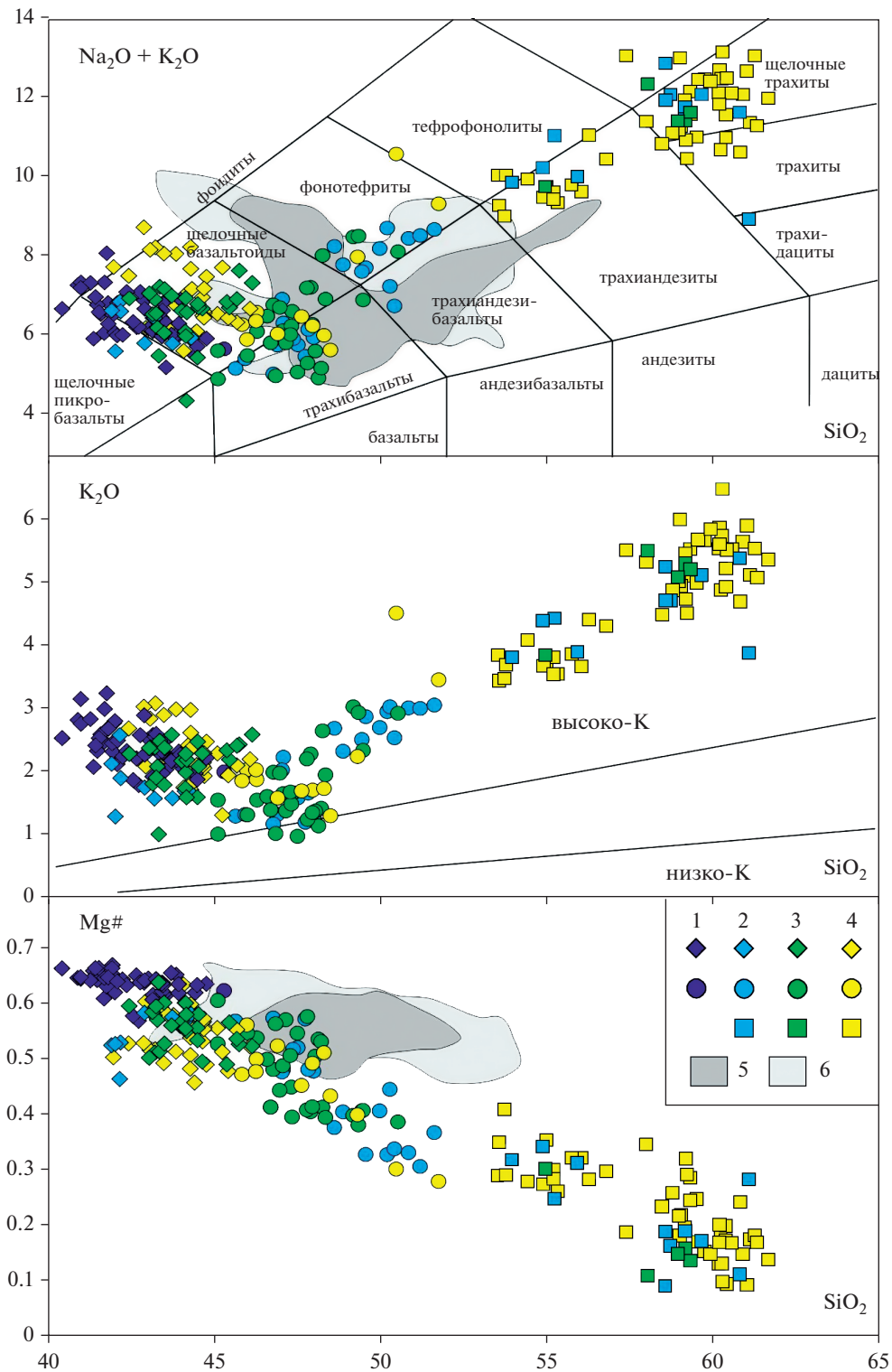
Петрохимические характеристики пород лавового плато отражены на рис. 2. Диапазон составов включает ультраосновные (щелочные пикробазальты), основные (щелочные базальтоиды и трахибазальты) и средние (фонотефриты, трахиандезиты, трахиты и щелочные трахиты) породы, которые охватывают интервал значений SiO<sub>2</sub> 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<sub>2</sub>O они отвечают высококалиевой петрохимической серии.

Особое место в составе лавовой области занимают породы среднемиоценового этапа, вариации состава которых ограничены узким интервалом SiO<sub>2</sub> = 41–45 мас.%. Они обладают наиболее высокими содержаниями MgO (>11 мас. %, Mg# = 0.57–0.68) и повышенной щелочностью, среди них преобладают мелалейцититы и меланефелиниты. По геохимическим характеристикам к ним близки щелочные базальтоиды пониженной кремнеземистости (SiO<sub>2</sub> < 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<sub>2</sub> 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-

<sup>2</sup> 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  $\text{SiO}_2$  в породах УВП. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2$ –Сумма щелочей, согласно (Петрографический кодекс, 2008).

Породы вулканических комплексов: 1 – среднемиоценового, 2 – позднемиоценового, 3 – плиоценового (ранне-среднеплиоценового и позднеплиоценового), 4 – плейстоценового (раннеплейстоценового, средне-позднеплейстоценового и голоценового). Ромбики – щелочные базальтоиды с низким содержанием  $\text{SiO}_2$  ( $\leq 45$  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).

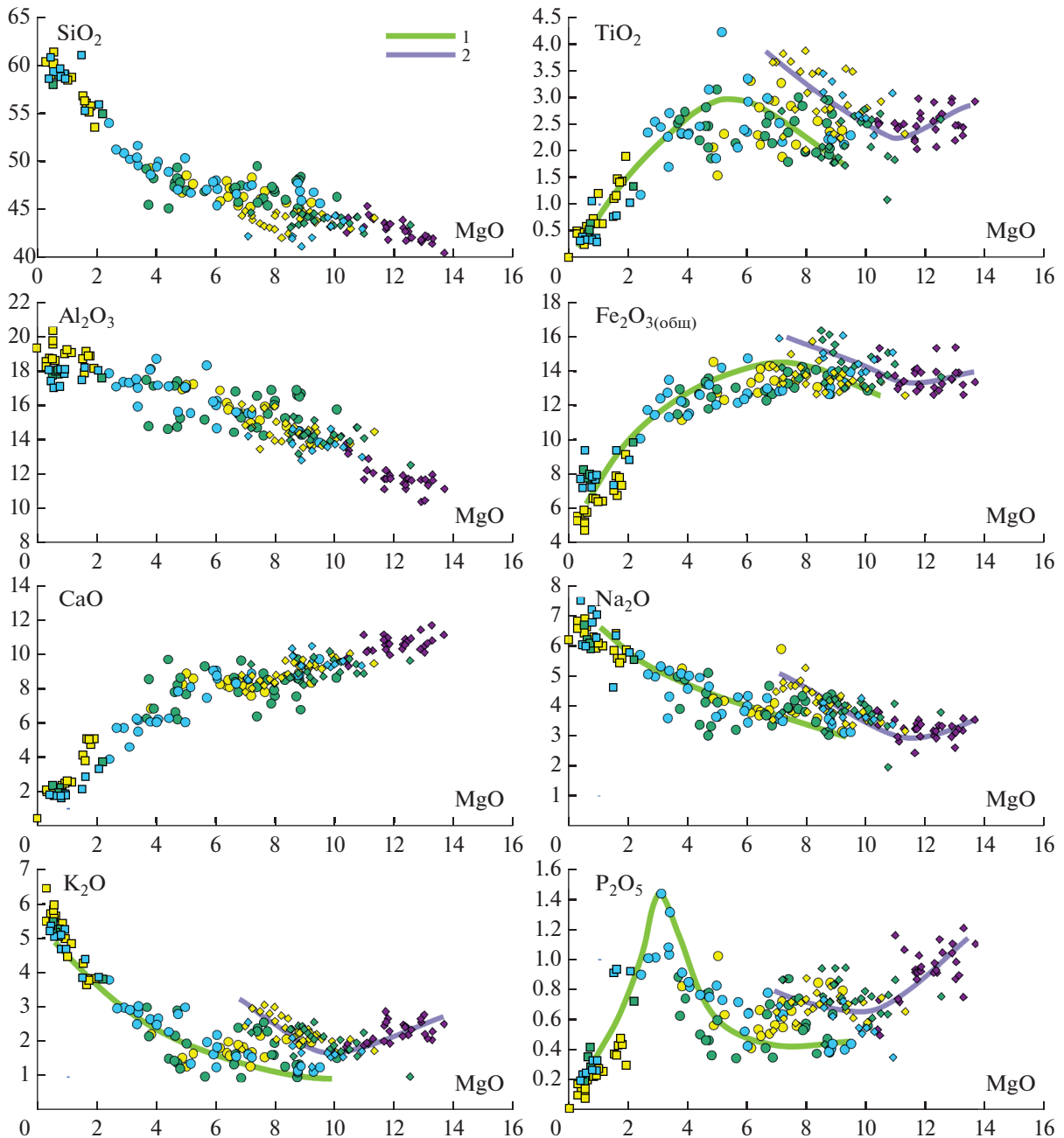


Рис. 3. Вариации петрогенных оксидов (мас. %) относительно MgO в породах УВП.

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  $\text{TiO}_2$  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  $\text{SiO}_2 (\leq 45$  мас. %), отвечающие щелочным пикробазальтам–базанитам, а другой объединяет породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 44 мас. % и выше. При одном и том же содержании MgO

породы первого тренда характеризуются более высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{общ})}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и др. Так, в пикробазальтах–базанитах уменьшение содержания MgO до ~7 мас. % сопровождается ростом  $\text{K}_2\text{O}$  от ~1.5 до 3 мас. %, тогда как в трахибазальтах и трахиандезибазальтах другого тренда в том же диапазоне содержания MgO рост  $\text{K}_2\text{O}$  начинается с более низких значений (~0.7) и достигает лишь 2 мас. %.

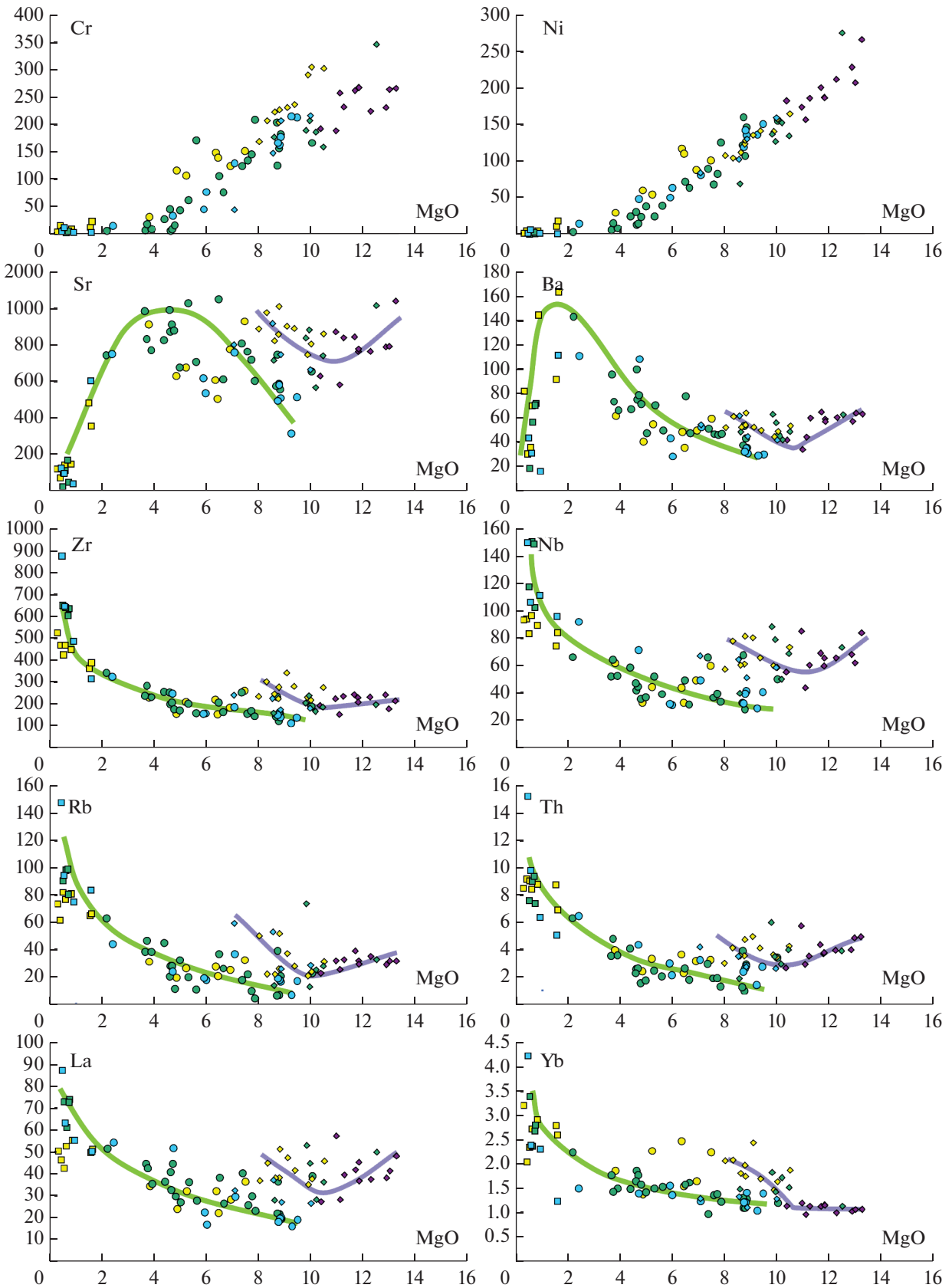


Рис. 4. Вариации рассеянных элементов (г/т) относительно MgO в породах УВП. Условные обозначения см. на рис. 2 и 3.

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 растёт по мере снижения  $MgO$  до  $\sim 4$  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  $SiO_2$  ( $\leq 45$  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 особенно-стями кристаллизационной дифференциации.

Концентрации рассеянных элементов относительно  $MgO$  в породах УВП показаны на рис. 4. Распределение совместимых элементов – Ni, Sr, 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  $(La/Yb)_n$  ( $\sim 12$  в ОИВ и  $\sim 11$ – $17$  в средних составах трахибазальтов), а также относительно повышенные содержания K, Ba, Sr и P. Европейская аномалия в базитах отсутствует ( $Eu/Eu^* \sim 1$ ).

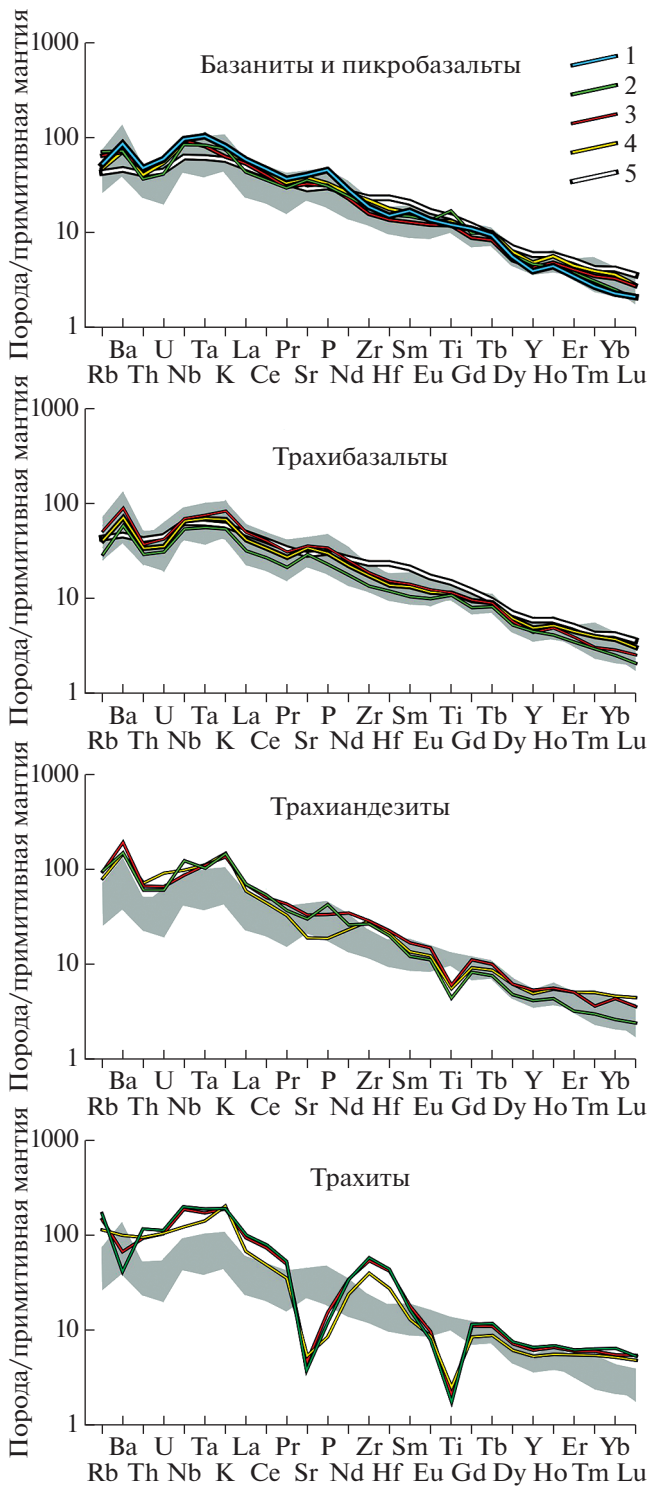
По сравнению со средними составами трахибазальтов и трахиандезибазальтов низкокремнеземистые ( $SiO_2 \leq 45$  мас. %) щелочные базальтоиды обогащены большинством рассеянных элементов, в том числе легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 5а). Величина  $(La/Yb)_n$  во времени снижается от значения  $(La/Yb)_n \sim 26$  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.

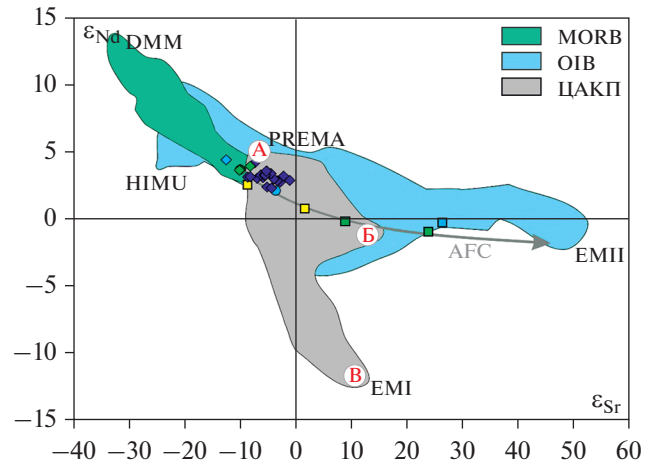
**Изотопный состав.** Изотопные составы Sr, Nd и Pb в породах лавового плато приведены в Supplementary 2, ESM\_2.xlsx и отражены на рис. 6 и 7. На диаграмме  $\epsilon_{Sr}$ – $\epsilon_{Nd}$  (рис. 6) составы пород распределились вдоль тренда, который протянулся из области составов умеренно деплетированных мантийных источников в область положительных значений  $\epsilon_{Sr}$  и слабо отрицательных значений  $\epsilon_{Nd}$ . 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).

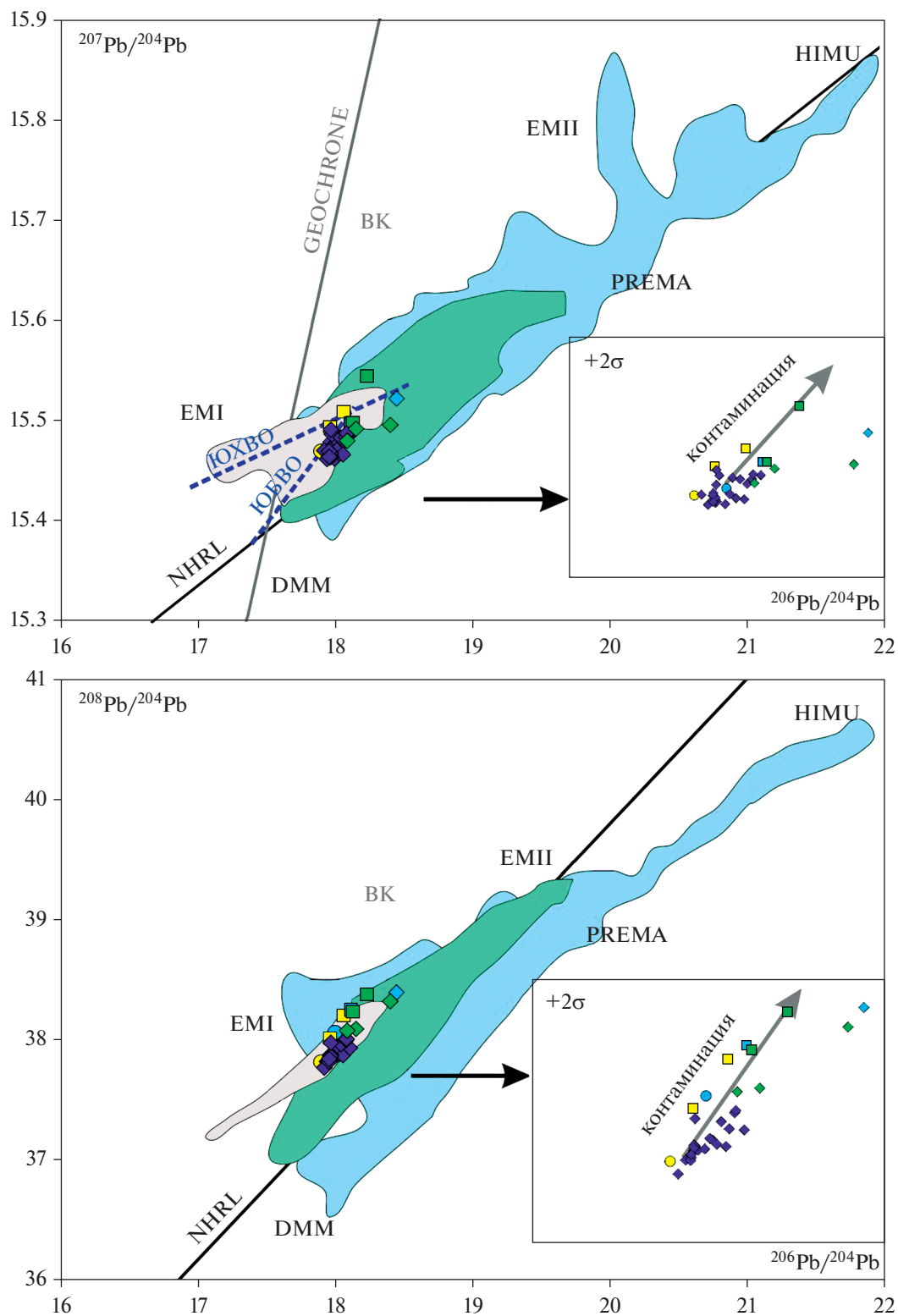


**Рис. 6.** Диаграмма в координатах  $\epsilon_{Sr}$ – $\epsilon_{Nd}$  с данными для пород УВП.

Для сравнения на диаграмму вынесены поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB) (PetDB Database, [www.earthchem.org/petdb](http://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  $\epsilon_{Nd}$  и положительных значений  $\epsilon_{Sr}$  попадают вулканики 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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—	0.07	—	0.08	—	0.31	0.3
FeO <sub>t</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	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
fo, %	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. fo — доля форстеритового минерала, в %. Температура рассчитана на основе геотермометра минерал-расплав, согласно (Rutik, 2008). Здесь и в табл. 2: прочерк — 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 <sub>2</sub>	51.1	53.91	50.95	50.72	47.79	49.4	48.01	48.81
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.47	0.83	0.37	1.57	1.05	1.69	1.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.43	1.42	5.59	6.68	9.17	7.45	9.2	6.84
FeO <sub>t</sub>	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 <sub>2</sub> O	1.47	1.42	0.38	0.94	0.57	0.76	0.86	0.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0.15	0.7	–	0.02	1.22	0.2	0.13
<i>En</i> , %	42.7	38.7	46.1	41.0	44.6	49.2	46.4	42.1
<i>Fs</i> , %	12.3	15.0	12.9	15.7	10.0	6.9	11.4	10.8
<i>Wo</i> , %	44.9	46.3	41.1	43.4	45.4	43.9	42.2	47.1
<i>P</i> , кбар	21.8	15.5	8.3	13.2	10.0	12.2	14.2	8.3
<i>T</i> , °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 позднекайнозойской вулканической провинции Востока Азии. Его формирование протекало одновременно с такими вулканическими областями западной части провинции, как Витимская, Хангайская, Южно-Байкальская, многочисленными вспышками активности в которых пришлось на середину миоцена, плиоцен и плейстоцен (Ярмолюк 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 – трахиандезибазальтами, 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 шпатов, 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 трахиандезиты–трахиты, 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.

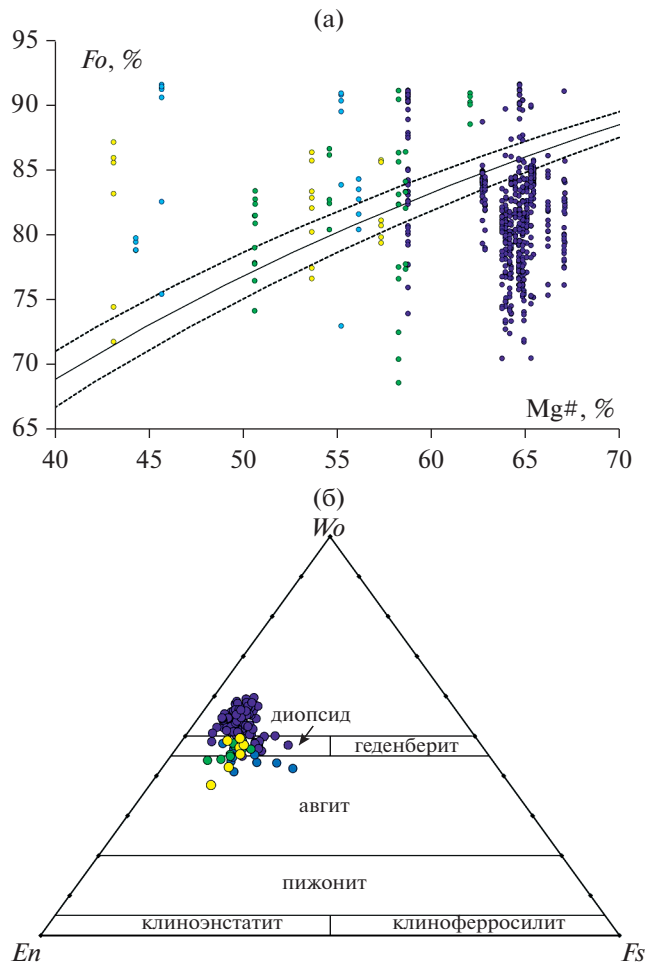
В табл. 1 и 2 приведены составы оливина и клинопироксена соответственно, присутствующих в основных породах УВП в виде фенокристаллов и игравших основную роль при дифференциации

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 гомодромного 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–волластонит–ферросилит по (Morimoto et al., 1988).  $Mg\#$  – магниальный 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-

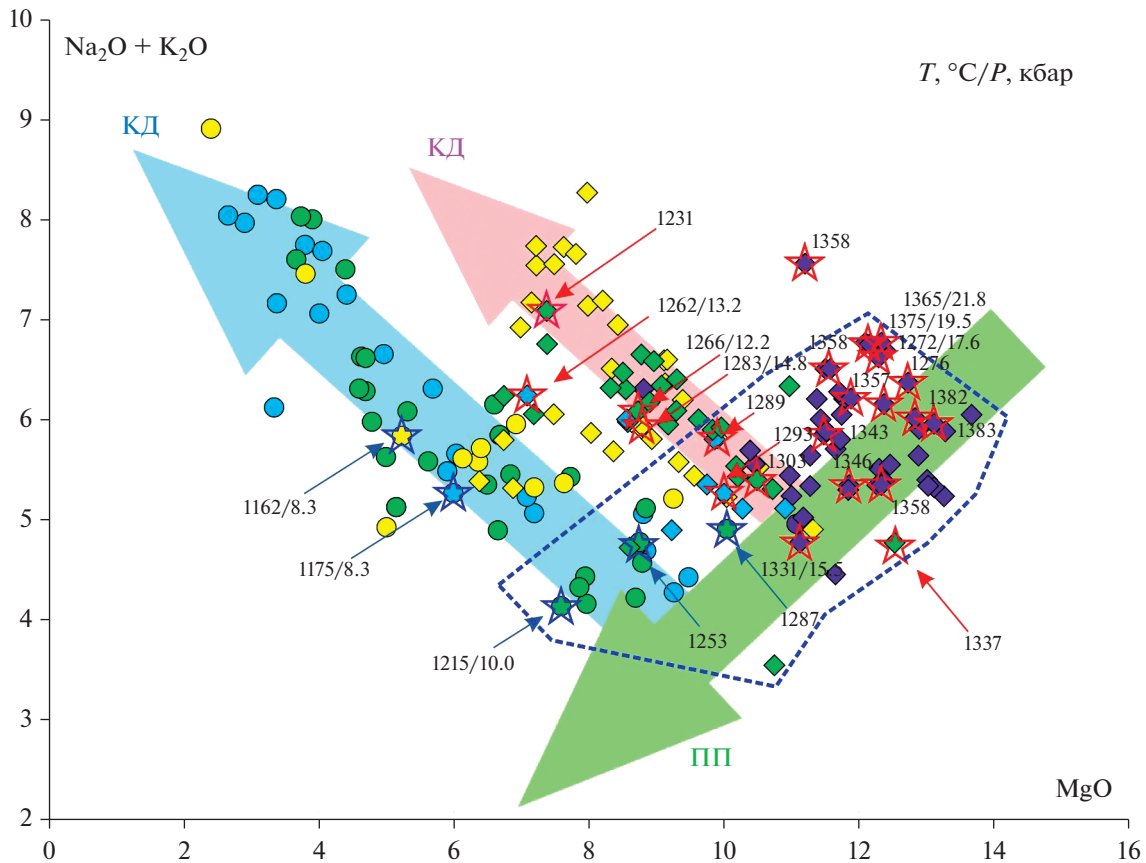
лым материалом коры. Все это указывает на несущественное влияние процессов контаминации на состав базитовых магм УВП. В то же время вклад корового контаминанта отмечается при образовании, по крайней мере, некоторых трахитов, ассоциирующих с базальтами. Они определяют обратную корреляцию между величинами  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $\epsilon_{Nd}$ , 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-



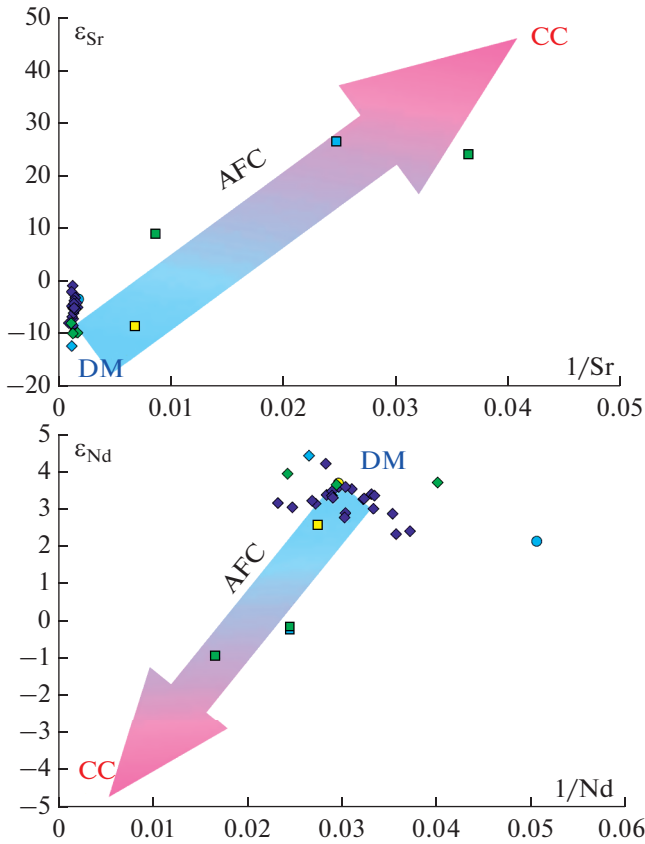
**Рис. 9.** Диаграмма в координатах  $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  с составами базальтов УВП.

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  $\text{SiO}_2$  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  $\text{SiO}_2$  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.

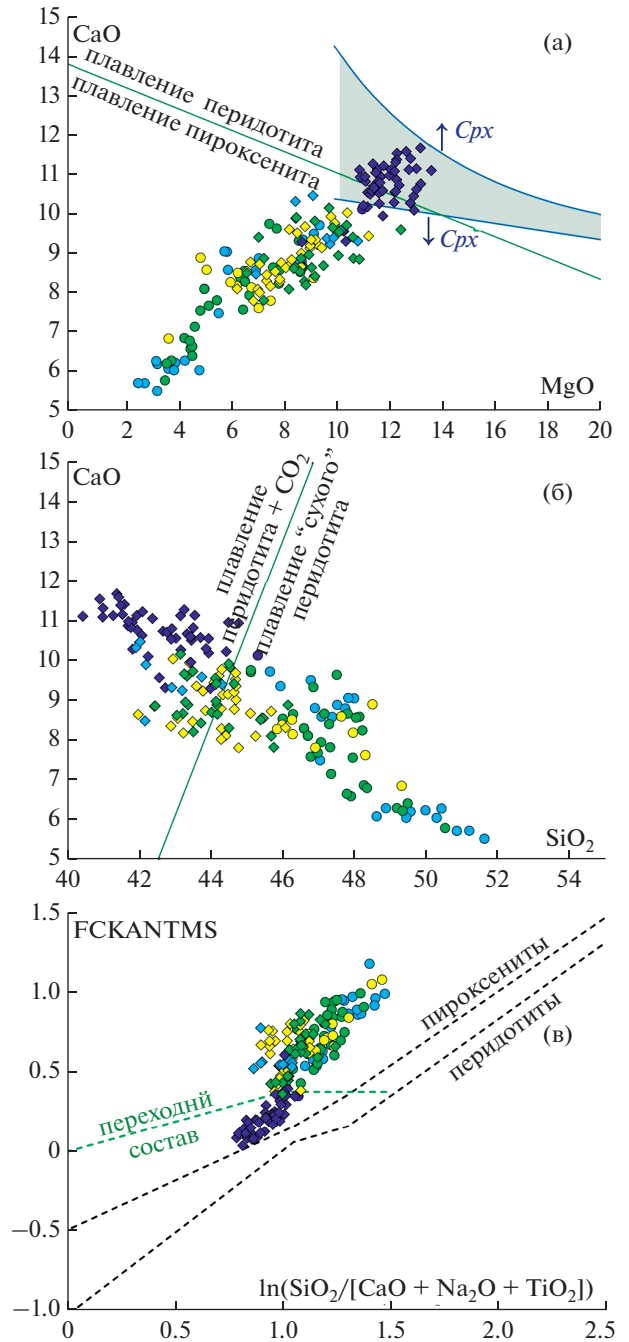
По своему химизму (низкое содержание  $\text{SiO}_2$ , повышенное содержание щелочей и  $\text{CaO}$ ) пикробазальты средне-миоценового этапа наиболее близко отвечают плавлению перидотита, содержащего  $\text{CO}_2$  (рис. 11а, 11б). Вместе с тем эти породы на диаграмме в координатах  $\ln(\text{SiO}_2/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{TiO}_2])-\text{FCKANTMS}$  (рис. 11в), согласно (Yang et al., 2019), а также на проекции оливин–Са–чермакит–кварц диаграммы  $\text{CMAS}$  (O’Naga, 1969) (рис. 12) занимают промежуточное положение между полями составов продуктов плавления  $\text{CO}_2$ -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  $\text{MgO}$  и  $\text{Ni}$ , 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  $X_{\text{Pxt}}$  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).



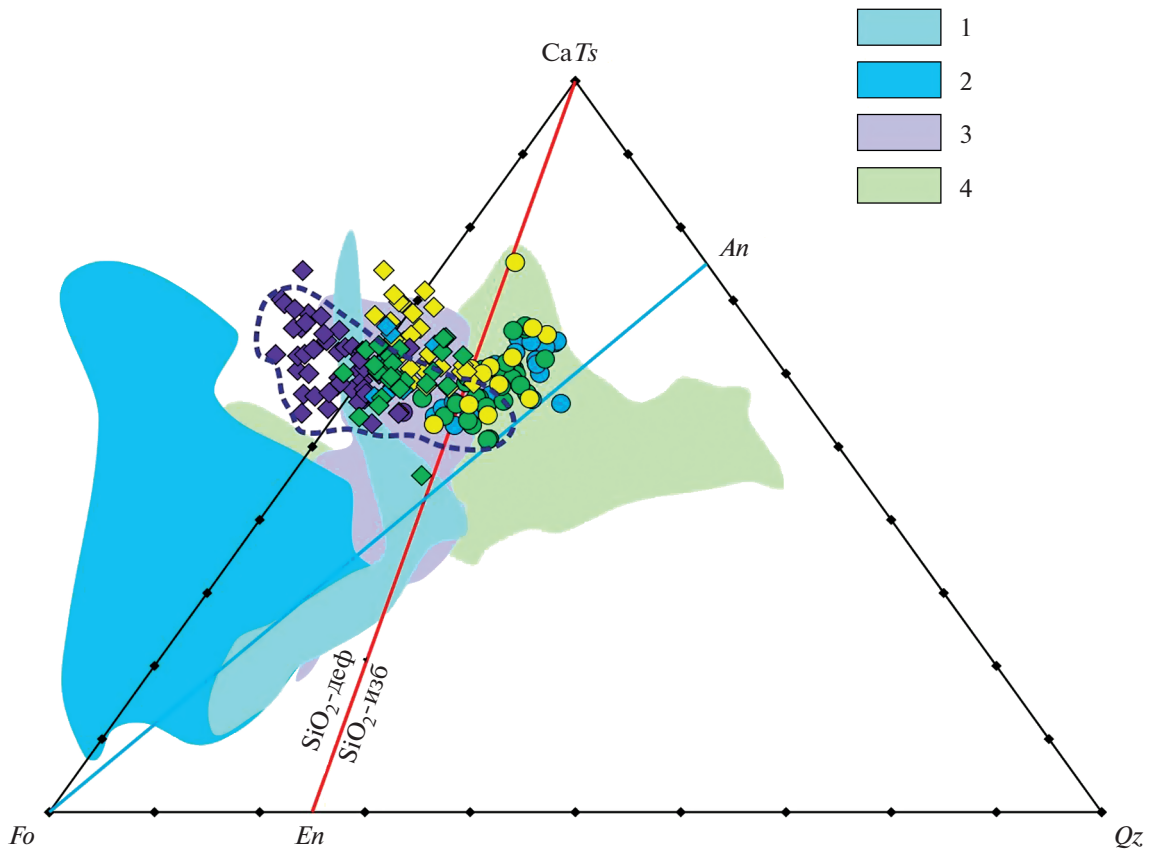
**Рис. 10.** Диаграммы в координатах  $1/Sr-\epsilon_{Sr}$  (а) и  $1/Nd-\epsilon_{Nd}$  (б), иллюстрирующие эффект ассимиляции–фракционной кристаллизации (AFC) на изотопные характеристики Sr и Nd в базальтах УЛП. CC – континентальная кора, DM – деплетированная мантия. Остальные условные обозначения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

На диаграмме в координатах  $La/Sm-Sm/Yb$  (рис. 14) видно, что пикробазальты среднемиоценового этапа характеризуются наиболее высокими отношениями  $Sm/Yb$  по сравнению с вулканитами 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 вулканитами 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<sub>2</sub> 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  $\ln(SiO_2/(CaO + Na_2O + TiO_2))$ –FCKANTMS ( $\ln(FeO/CaO) - 0.08\ln(K_2O/Al_2O_3) - 0.052\ln(TiO_2/Na_2O) - 0.036\ln(Na_2O/K_2O)$ )  $\ln(Na_2O/TiO_2) - 0.062(\ln(MgO/SiO_2))^3 - 0.641(\ln(MgO/SiO_2))^2 - 1.871\ln(MgO/SiO_2) - 1.473$ ), согласно (Yang et al., 2019).

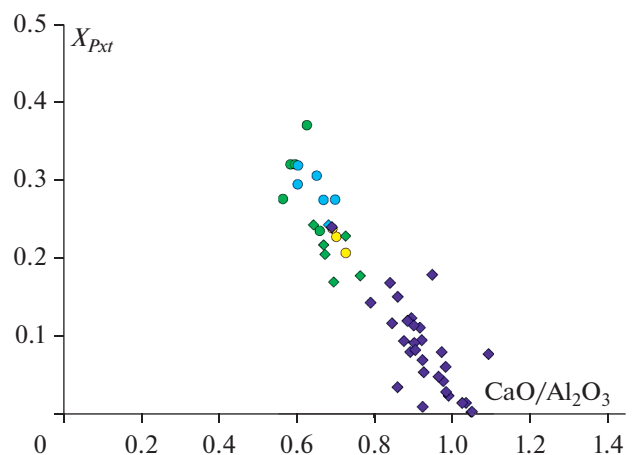




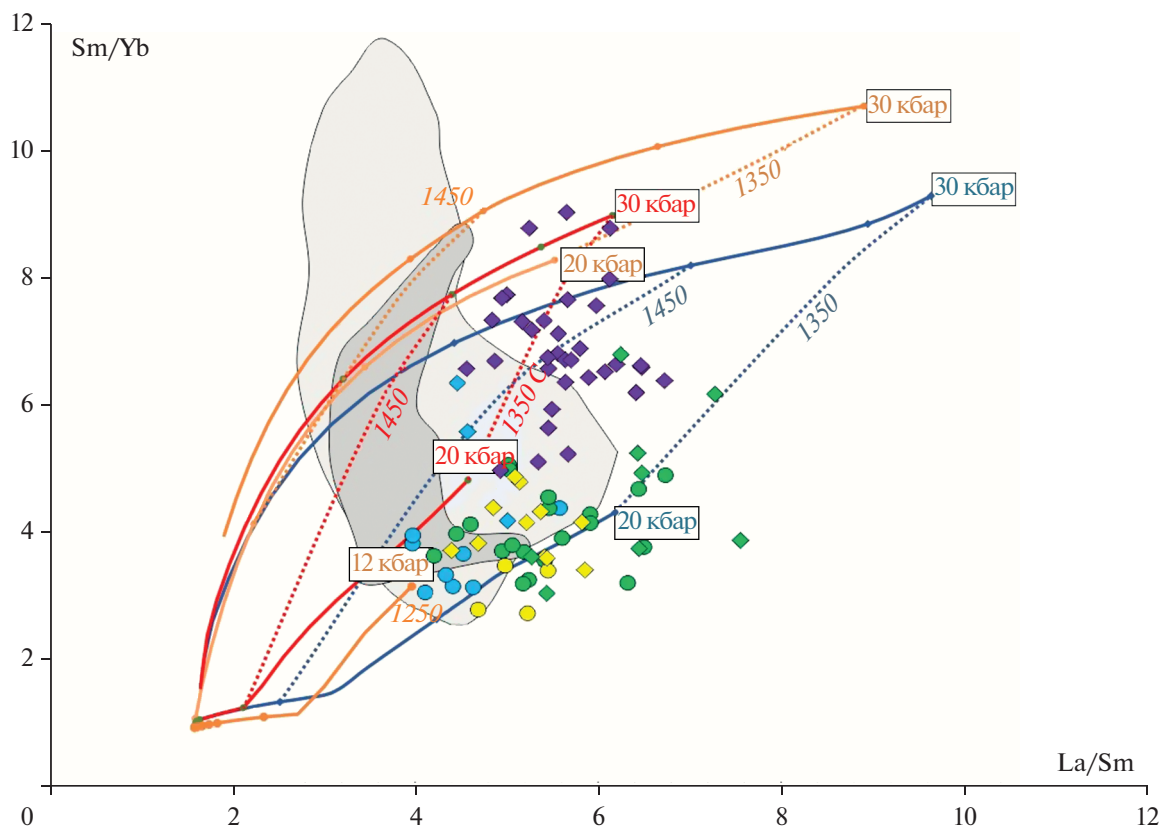
**Рис. 12.** Проекция форстерит–Са-чермакит–кварц диаграммы CMAS, согласно (O’Hara, 1968).

*An* – анортит, *CaTs* – Са-чермакит, *En* – энстатит, *Fo* – форстерит, *Qz* – кварц. Красная линия *CaTs–En* отделяет поля составов кремний-дефицитных ( $\text{SiO}_2$ -деф) и кремний-насыщенных ( $\text{SiO}_2$ -изб) расплавов. 1–4 – поля составов, отвечающих продуктам экспериментального плавления при давлениях >15 кбар: 1 – “сухого” перидотита, 2 –  $\text{CO}_2$ -содержащего перидотита, 3 –  $\text{SiO}_2$ -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  $\text{CO}_2$ -содержащего перидотитового источника был выбран состав примитивной мантии с содержанием  $\text{CO}_2$  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  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ –Доля пироксенитового компонента  $X_{Pxt}$  (от 0 до 1) с данными наименее дифференцированных базальтов УВП. Доля пироксенитового компонента рассчитана на основе содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{Ni}$  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.

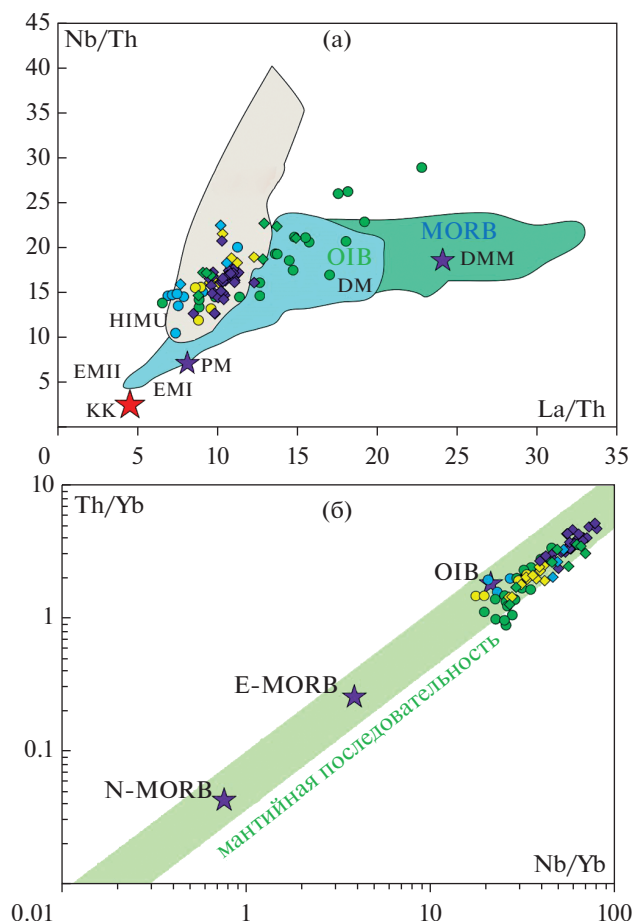
Таким образом, особенности химического состава и состава редких элементов в базальтах УВП указывают на то, что среднемиоценовые расплавы формировались за счет плавления  $CO_2$ -содержащего перидотита в нижних частях или в основании литосферы. Образовавшиеся расплавы при этом выводились на поверхность 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; Ashcherkov 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 (EMII) и В – обедненного радиогенным неодимом (EMI). Компоненты Б и В соответствуют различным литосферным источникам, участвующим в магмообразовании, 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 рефертилизации 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

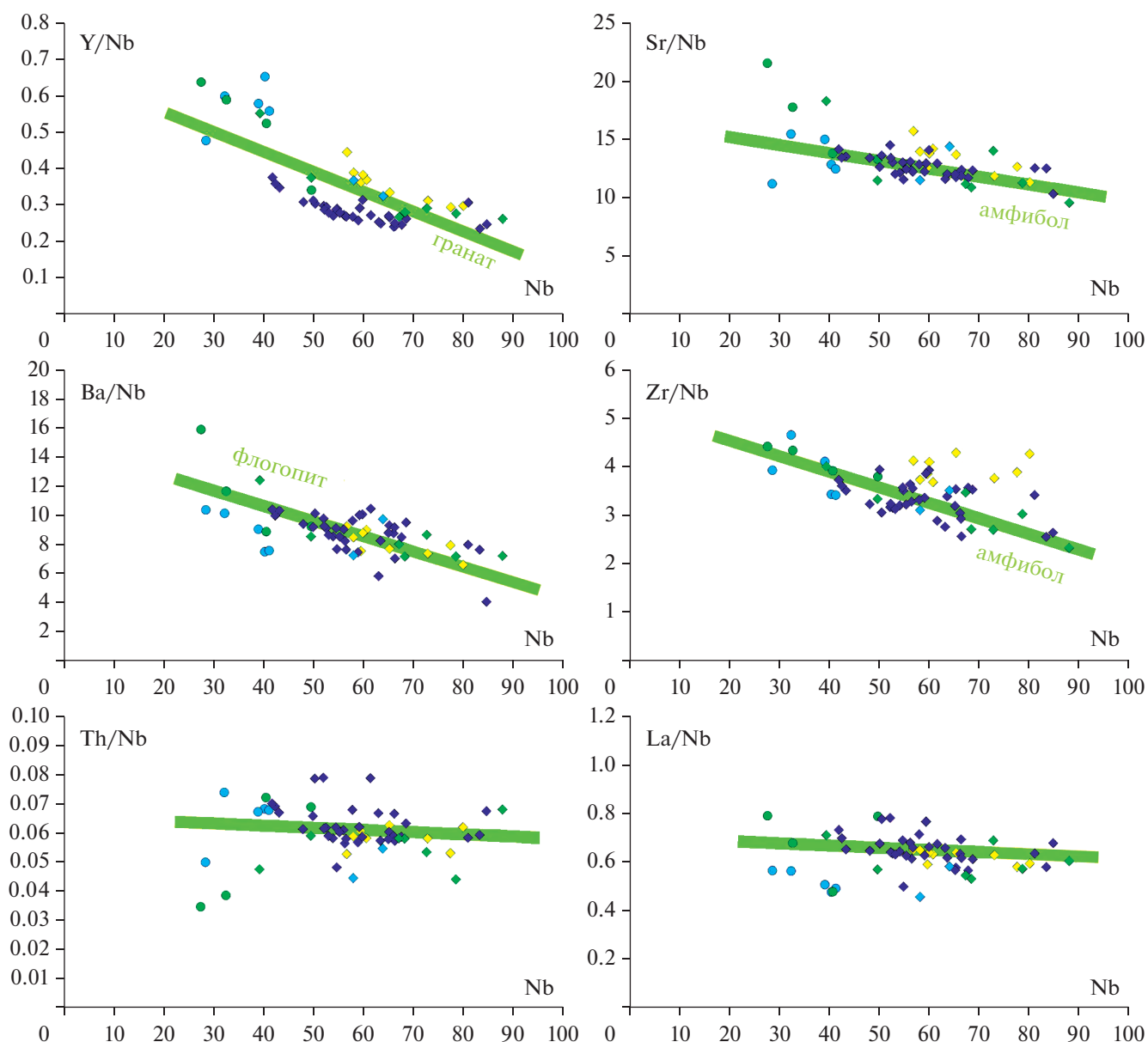


Рис. 16. Диаграммы вариации отношений высоконесовместимых элементов относительно Nb в наименее дифференцированных базальтах УВП.

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 эклогитового компонента, участвовавшего в формировании исходных расплавов УВП. Химизм базальтов ЮХВО и ЮБВО отличается преобладанием в ассоциации вулканических комплексов трахиандезитобазальтов, 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 эклогитового источника в их образовании. С этим согласуется и большая степень дисперсии изотопных составов Sr, Nd и Pb в базальтах этих областей. Малая доля эклогитового материала, которая могла присутствовать или привносится в область формирования базальтовых расплавов УВП, практически полностью вовлеклась 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 субдуцированных 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 CO<sub>2</sub>-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, протекала плиоценовая и плейстоценовая вспышки активности. При этом глубокая дифференциация расплавов, вероятно 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 ОИВ-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 ОИВ-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 колонны 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. Перепелову, 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., Мальшев 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 телесейсмическим 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. Лаверов. 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 трансенсия 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 кайнозойе 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.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозойе // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.
- Ярмолюк 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.
- Ярмолюк 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.
- Ярмолюк 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 Archaean 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.* Alkalic 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  $\text{CO}_2$ -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., Tsybukova 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. Yarmolyuk<sup>1</sup>, V. M. Savatenkov<sup>2</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>1</sup>,  
 F. M. Stupak<sup>1</sup>, M. V. Kuznetsov<sup>2</sup>, and L. V. Shpakovich<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup> *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 SiO<sub>2</sub> 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. % SiO<sub>2</sub> 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