

УДК 551.2

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ: ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2022 г. М. В. Кузнецов^{a, b, *}, В. М. Саватенков^{a, b, **}, Л. В. Шпакович^a,
В. В. Ярмоляк^c, А. М. Козловский^c

^aИнститут геологии и геохронологии докембра РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

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

*e-mail: kuznetsov_max@list.ru

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

Поступила в редакцию 27.12.2021 г.

После доработки 22.02.2022 г.

Принята к публикации 10.03.2022 г.

Восточно-Монгольская вулканическая область (ВМВО) является частью вулкано-плутонического пояса позднего мезозоя—раннего кайнозоя Северо-Восточной Азии. В ее развитии можно выделить три этапа, характеризующихся различным составом вулканических пород, а также источниками и механизмами формирования расплавов. Породы раннемелового этапа (135–100 млн лет), формирующие покровный вулканический комплекс ВМВО, представлены преимущественно щелочными базальтоидами. Изучение вещественного состава этих пород, в особенности их изотопных характеристик Pb, позволили установить природу их источников: перидотиты континентальной метасоматизированной литосферной мантии (КМЛМ) и эклогитизированные породы нижней континентальной коры. На следующем этапе эволюции ВМВО (104–90 млн лет) формировались щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса, представленные на северо-востоке области вулканическим полем Улдза-гол. Согласно изотопно-геохимическим характеристикам, эти породы имели те же источники, что и породы покровного комплекса, однако в их формировании сравнительно большую роль играл эклогитовый компонент. На завершающем этапе эволюции ВМВО в позднем мелу—раннем кайнозое (87–51 млн лет) в пределах Средней Гоби на юго-западном фланге области формировались щелочные базальтоиды позднемелового экструзивного комплекса, сходные по своим вещественным характеристикам с ОИВ. В формировании данных вулканитов участвовали астеносферный и пироксенитовый рециклированный компоненты, в меньшей степени перидотиты КМЛМ. Различные источники вулканических пород ВМВО подразумевают действие двух механизмов при их формировании. В период от раннего до позднего мела причиной магматизма стали подъем астеносферной мантии и процессы деламинации литосферной мантии. На рубеже раннего кайнозоя вулканизм протекал вследствие деятельности глубинного мантийного плюма.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Восточная Монголия, внутриплитный вулканизм, изотопный состав Sr, Nd, Pb, источники магматических пород

DOI: 10.31857/S086959032205003X

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Монгольская вулканическая область (ВМВО) является частью вулканической провинции, которая возникла в позднем мезозое—раннем кайнозое на востоке Азиатского континента. Ее формирование происходило одновременно с такими вулканическими областями как Западно-Забайкальская (Россия), Гоби-Алтай-

ская — Южнохангайская (Монголия) и Больше-Хинганская (Китай) (Ярмоляк и др., 1995; Воронцов и др., 2016). Причины формирования провинции до сих пор остаются дискуссионными. Одни исследователи связывают вулканизм в ее пределах либо с субдукцией Палеотихоокеанской плиты (Traynor, Sladen, 1995; Bars et al., 2018), либо с субдукционными процессами при закрытии Монголо-Охотского океана (Sheldrick et al., 2020a). Согласно другой точке зрения, значительная роль в формировании мезозойских вулканических областей в Центральной Азии отводится деятельно-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S086959032205003X для авторизованных пользователей.

сти мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 2020). Последнее объяснение вулканизма может быть спорным, так как в позднем мезозое в регионе протекали и другие геодинамические процессы, такие как закрытие Монголо-Охотского океана (Arzhannikova et al., 2022), формирование активной континентальной окраины на границе с Тихим океаном (Bars et al., 2018), постколлизионное растяжение и деламинация литосферы (Meng, 2003).

Отсутствие единой точки зрения на причины образования ВМВО, кроме того, связано и со специфическим вещественным составом продуктов позднемезозойского вулканизма, не отвечающим в полной мере внутриплитной или конвергентной тектонической обстановке. Так, для базитовых пород ВМВО, согласно геохимическим данным и изотопным (Sr , Nd), предполагается, что основным источником их исходных расплавов служила астеносфера и субдукционно измененная литосферная мантия с возможной контаминацией верхнекоровым веществом (Ярмолюк и др., 2020; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Sheldrick et al., 2020a). Однако обогащенные геохимические и изотопные характеристики этих пород могут объясняться также участием вещества погребенной океанической коры с терригенными осадками.

Таким образом, на сегодняшний день нет обоснованной петрологической и геохимической модели, объясняющей связь наблюдаемых особенностей вещественного состава пород ВМВО с природой мантийных источников, а также ролью корово-мантийного взаимодействия при формировании этих пород.

Существенным дополнением, которое позволило бы расширить представление о природе источников вулканитов, является изучение их изотопного состава Pb . Изотопные характеристики Pb в комплексе с Sr-Nd изотопными характеристиками позволяют выявлять участие нижнекорового (погребенный эклогитовый компонент, кристаллический фундамент) или верхнекорового (терригенно-осадочного) вещества в формировании вещественного состава магматических расплавов. Кроме того, изотопный состав Pb позволяет сделать относительную оценку возраста погребенного корового компонента. Вместе с тем, несмотря на значительное число работ, посвященных петрологическому и изотопно-геохимическому изучению вулканических пород ВМВО, изучение изотопных характеристик Pb в этих породах носит единичный характер. В настоящей работе рассмотрен петрогенезис пород, слагающих разновозрастные вулканические поля ВМВО на основе новых данных об их возрасте, содержаниях петрогенных и редких элементов, а также изотопных характеристиках Sr , Nd и Pb .

Ввиду того, что вулканические породы наиболее примитивного состава являются самыми надеж-

ными для определения вещественной природы источников и условий формирования вулканизма, в настоящей работе основной акцент сделан на рассмотрении изотопно-геохимических особенностей вулканитов основного состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По своему строению, особенностям развития и составу магматических продуктов ВМВО подобна другим вулканическим областям, возникшим в пределах позднемезозойской вулканической провинции Востока Азии. Ее формирование началось в поздней юре и продолжалось с перерывами, по меньшей мере, до конца позднего мела и раннего кайнозоя. В развитии области выделяется ряд этапов (Ярмолюк и др., 2020). Ранний (позднеюрский) был связан с образованием пород шошонитовой серии на обширных пространствах Восточной Монголии и Большого Хингана (Ступак и др., 2020; Wang et al., 2006). После перерыва в магматизме, охватившего интервал между 150 и 135 млн лет, в пределах ВМВО произошли основные структурообразующие события. Был сформирован структурный каркас области, определяемый системой впадин и грабенов северо-восточного простирания, произошли излияния лав основного состава, сформировавшие лавовый чехол большой мощности. Эта фаза вулканизма завершилась в конце первой половины раннего мела (125–120 млн лет) проявлениями кислого магматизма в форме скопления крупных экструзий, небольших вулканов центрального типа и лавовых куполов. Во второй половине раннего мела (120–100 млн лет) была сформирована верхняя часть лавовых толщ, сложенная исключительно породами основного состава. Вулканические породы области встречаются в разных сочетаниях, однако преобладающими ассоциациями среди них являются базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и риолит-трахириолитовая (Карта геологических формаций ..., 1989; Ярмолюк и др., 2020).

К окончанию раннемеловой фазы вулканизма (<104 млн лет) приурочены также проявления щелочных базальтоидов, сформировавших в северо-восточной части вулканической области небольшой ареал щелочного магматизма (Ярмолюк и др., 2020; Dash et al., 2015). В позднем мелу вулканическая активность в пределах области резко сократилась. В начале позднего мела вулканизм проявлялся в пределах восточной окраины ВМВО. В конце позднего мела его проявление было ограничено только западной границей области, где в интервале 80–50 млн лет возникли многочисленные субвулканические и экструзивные тела щелочных базальтоидов (Ярмолюк и др., 2019).

Геологический фон, на котором происходило образование вулканической провинции Восточной Азии, в частности ВМВО, был достаточно

сложным. Закрытие Монголо-Охотского океана здесь завершилось в средней юре (Arzhannikova et al., 2022) или ранее и сопровождалось процессами орогенеза, охватившими прилегающие территории. С раннего мела в пределах Забайкалья, Восточной Монголии и Северо-Восточного Китая начались процессы рифтогенеза (Arzhannikova et al., 2022; Meng, 2003). Они охватили обширные пространства Восточной Азии от окраины континента вплоть до структур Монгольского и Гобийского Алтая. Процессы посторогенной деструкции сопровождались магматической активностью, приведшей к образованию вулканических областей провинции, в том числе и ВМВО.

Рассматриваемая вулканическая область возникла в пределах территории, образованной рядом разных по строению и возрасту террейнов (рис. 1). Среди них выделяются: микроконтинент Эриндава, сложенный докембрийскими—палеозойскими толщами (Badarch et al., 2002; Miao et al., 2020); террейны Адацаг и Доч-гол, которые рассматриваются в качестве аккреционных комплексов, надвинутых на пассивную (Badarch et al., 2002) или активную окраину террейна Эриндава (Miao et al., 2020; Sheldrick et al., 2020a); террейн Идермег, который рассматривается в качестве реликта раннепалеозойской пассивной континентальной окраины (Badarch et al., 2002); террейн Гоби-Алтай, отвечающий позднепалеозойской активной континентальной окраине (Hanžl et al., 2020).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках представленного исследования была изучена коллекция образцов вулканических пород, собранная в пределах рассматриваемых вулканических полей ВМВО. Координаты отбора проб представлены в Supplementary², ESM_1.xlsx. Изотопный возраст вулканических пород определен в ИГЕМ РАН (г. Москва) K-Ar методом по методике, разработанной (Чернышев и др., 2006), с использованием в качестве геохронометра мицролитового матрикса пород. Концентрация радиогенного ^{40}Ar в образцах измерена методом изотопного разбавления на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (SELMI, Украина), а содержание K — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01 (ЗОЗМ, Россия).

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА в ИГЕМ РАН на спектрометре Axios mAX (PANalytical, Нидерланды).

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary: ESM_1.xlsx — Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканических породах ВМВО.

Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла <3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.1 мас. % и до 35 отн. % ниже 0.1 мас. %.

Содержания микроэлементов в породах ВМВО были определены методом ИСП-МС в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PQ II (VG Elemental, Великобритания). Относительная погрешность определения элементов не превышала 12%. Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, JA-1 и др.

Определение изотопного состава Sr и Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT, Германия) в изотопной лаборатории ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и соотношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ проводилось методом изотопного разбавления. Химическое выделение Rb, Sr, Sm и Nd из образцов проводилось согласно методике, описанной в работе (Саватенков и др., 2020). Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании много-кратных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (50 измерений): [Sr] = 336.7 мкг/г, [Rb] = 47.46 мкг/г, [Sm] = 6.47 мкг/г, [Nd] = 28.13 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 6$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 5$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNd-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 5 (2σ , 50 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd-1 составила 0.512098 ± 4 (2σ , 50 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd — по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNd-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ (Tanaka et al., 2000). Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$.

Изотопный анализ Pb и U также выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ИГГД РАН в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2σ). Выделение U и Pb из образцов проводилось согласно методике, описанной в работе (Manhes et al., 1984). Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и

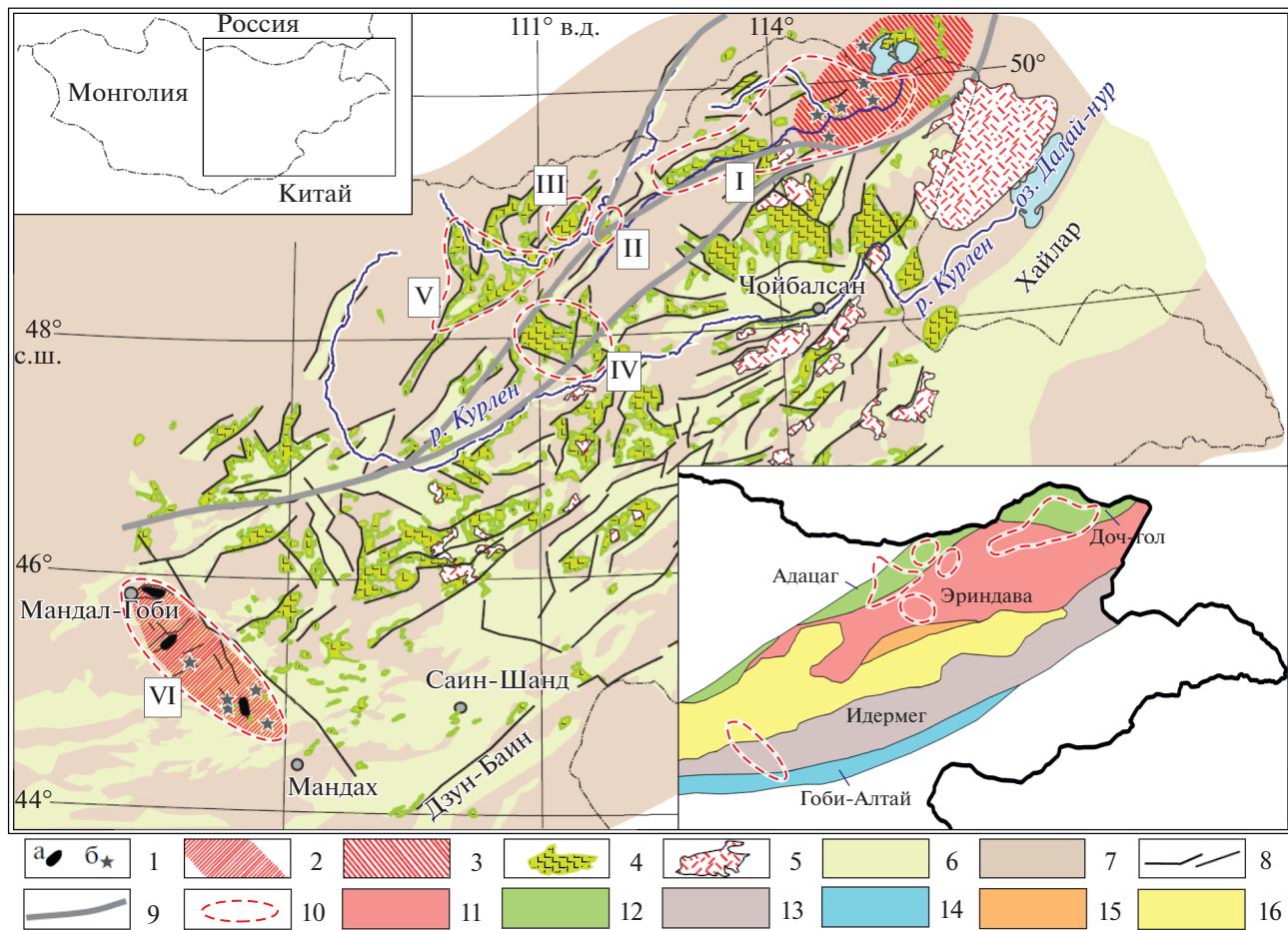


Рис. 1. Геологическая карта ВМВО.

На врезке в левом верхнем углу показано расположение территории, на врезке в правом нижнем углу – структурное районирование фундамента вулканической области (Badarch et al., 2002).

1–3 – экструзивный щелочно-базальтоидный комплекс: 1 – субвулканические тела (а – скопления, б – отдельные тела), 2 – позднемеловой–раннекайнозойский ареал Средней Гоби, 3 – ареал конца раннего мела вулканического поля Улдза-гол; 4, 5 – раннемеловые вулканические комплексы: 4 – покровные существенно базальтоидные, 5 – существенно трахириодатитовые и трахириолитовые; 6 – меловые впадины, 7 – домеловой фундамент области, 8 – разломы, 9 – сутуры Монголо-Охотской зоны, 10 – границы изученных вулканических полей (I – Улдза-гол, II – Норовлин, III – Северный Онон, IV – Батноров, V – Баян-Адарга, VI – Средняя Гоби); 11, 12 – структуры (террейны) основания вулканической области: 11 – микроконтинент Эриндава, 12 – Адацаг и Доч-гол, аккреционные призмы Монголо-Охотского палеоокеана; 13 – Идермег, пассивная континентальная окраина, 14 – Гоби-Алтай, активная континентальная окраина, 15 – Херлен, сутурная зона между террейнами Эриндава и Идермег, 16 – Средне-Гобийский вулкано-плутонический пояс.

У не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно. Правка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ^{235}U - ^{204}Pb - ^{207}Pb (Мельников, 2005). Погрешности (2σ) измерения изотопных отношений ^{206}Pb / ^{204}Pb , ^{207}Pb / ^{204}Pb и ^{208}Pb / ^{204}Pb , определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1 (^{206}Pb / $^{204}\text{Pb} = 18.820 \pm 0.005$, ^{207}Pb / $^{204}\text{Pb} = 15.6406 \pm 0.0017$, ^{208}Pb / $^{204}\text{Pb} = 38.737 \pm 0.010$, $n = 10$), не превышают 0.03, 0.03 и 0.05% соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты полевого исследования вулканических пород

В пределах восточной части ВМВО были изучены породы шести вулканических полей: грабен долины р. Улдза-гол (рис. 1, I); район сомона Норовлин (рис. 1, II); район сомона Дадал на северном берегу р. Онон (рис. 1, III); район сомона Батноров (рис. 1, IV); район сомона Баян-Адарга (рис. 1, V). Также были изучены основные породы Мандах – Мандал-Гобийской зоны (Средняя Гоби),

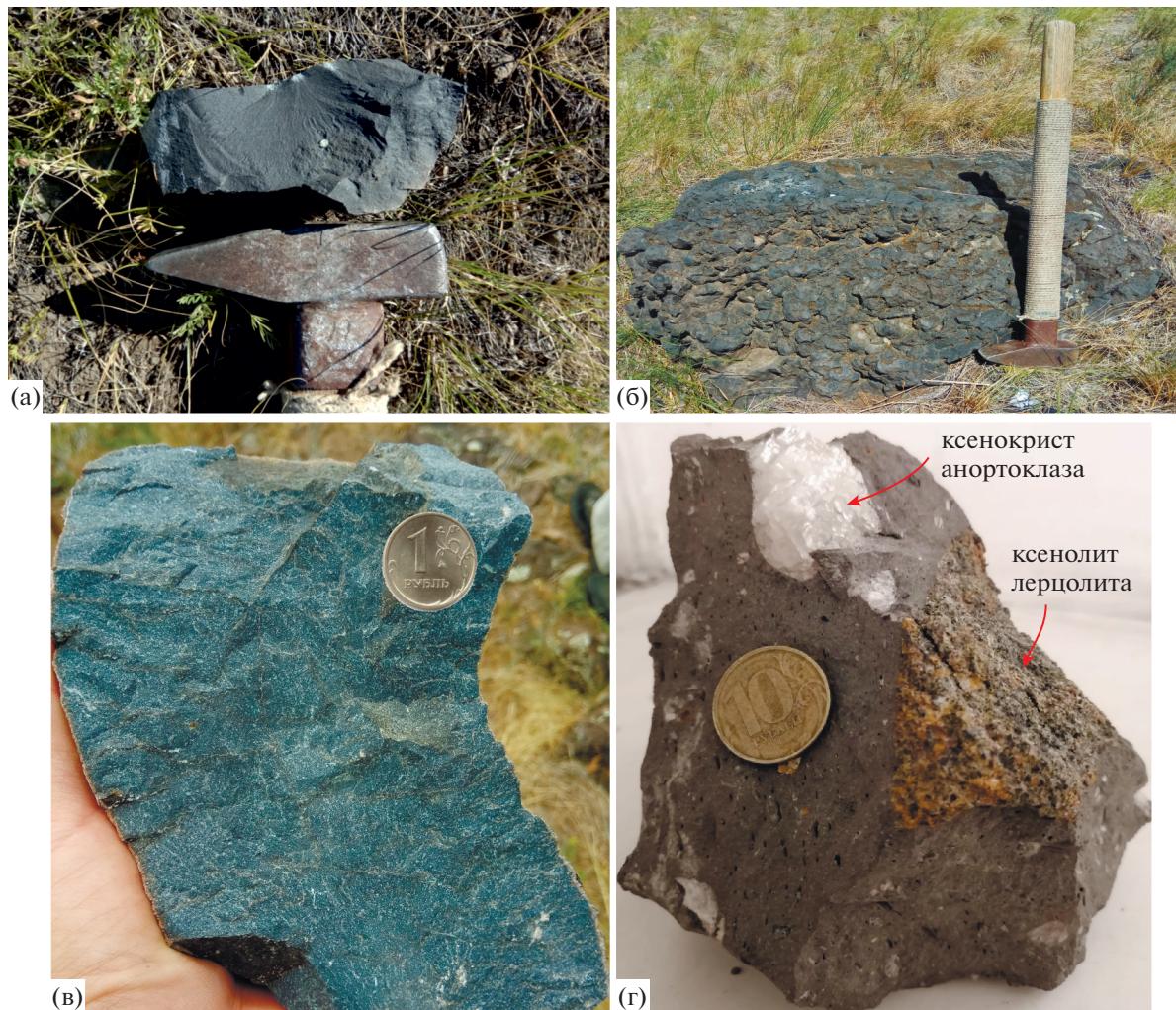


Рис. 2. Фотографии пород вулканических полей: (а) – афировый базальт вулканического поля Батноров, (б) – гиалоластит, (в) – афировый тефрит вулканического поля Улдза-гол, (г) – базанит с мантийными ксенолитами Средне-Гобийского вулканического ареала.

расположенной в юго-западной части ВМВО (рис. 1, VI).

Вулканические ассоциации этих полей соответствуют трем последовательным этапам развития ВМВО. Первому из них соответствуют породы базальт-трахибазальт-трахиандезитовой формации. Они формировались в период главной вулканической фазы, охватившей большую часть раннего мела и сопровождавшейся активным грабенообразованием (Ярмолюк и др., 2020). Эти породы преобладают в строении области, образуя ее лавовый чехол, поэтому здесь мы объединяем их в качестве чехольного или *покровного вулканического комплекса*. Породы этого комплекса участвуют в строении вулканических полей Улдза-гол, Норовлин, Северный Онон, Батноров, Баян-Адарга.

Вулканическое поле Батноров сложено базальтами, формирующими крупное лавовое плато, которые стратиграфически согласно перекрыва-

ются трахитами и трахидацитами, имеющими ограниченное распространение. Вулканические породы залегают на пенепленизированном основании, сложенном разновозрастными допозднемезозойскими комплексами. Базальтовое плато состоит из многочисленных потоков небольшой (до 10 м) мощности. В их составе участвуют как сильнопористые, так и массивные стекловатые базальты (рис. 2а), которые чередуются по разрезу. Потоки местами слабо деформированы (угол падения 10°), суммарная мощность лавовых потоков превышает 1000 м.

Породы покровного комплекса определяют строение вулканических полей Норовлин, Северный Онон и Баян-Адарга. Эти поля приурочены к Норовлинскому и Ононскому грабенам, соответственно, и характеризуются разрезами мощностью до 500 м и более. Местами в основании лавовых полей отмечаются слабо сцементированные свет-

ло-серые гравелиты и песчаники раннего мела. Среди базальтов обычны шаровые лавы и гиалокластиты, свидетельствующие об излияниях базальтов в условиях достаточно глубоких озер, а также о сопряженном формировании грабенов и вулканитов. На последнее обстоятельство указывает некомпенсированный характер грабенов и отсутствие в нижних частях их разрезов значительных объемов терригенных пород. Вулканический грабен, сопряженный с долиной р. Улдза-гол, выполнен серией полого залегающих потоков афировых базальтов и их гиалокластитов (рис. 2б). В бортах долины встречены выходы трахириолитов в виде небольших экструзивных куполов. Трахириолиты перекрываются базальтами, что, скорее всего, свидетельствует о формировании базальтов грабена Улдза-гол во второй половине раннего мела, для которой кислые вулканиты не характерны (Ярмолюк и др., 2020).

Формирование покровного комплекса завершилось образованием серии отдельных шлаковых куполов, экструзий, штоков, даек, лакколитов у восточной границы области в пределах вулканического поля Улдза-гол. Это поле сложено трахиандезибазальтами и щелочными базальтоидами. Породы начали формироваться в конце раннего мела и продолжили в начале позднего мела (см. далее), что позволяет определить их как *раннемеловой (трахиандезибазальтовый) экструзивный комплекс*. В наиболее крупнозернистых разновидностях пород комплекса отмечаются фенокристы пироксена и оливина (рис. 2в). В них также встречаются ксенокристы санидина и оливина, отмечаются и ксенолиты лерцолитов (Dash et al., 2015). Характер распределения этих пород ареальный, не контролируемый определенными структурными элементами. Их выходы венчают лавовые плато, сложенные породами чехольного комплекса ВМВО, что указывает на их более молодой геологический возраст. Стоит также отметить, что в пределах вулканического поля Улда-гол также была выделена базанитовая ассоциация пород (Dash et al., 2015). Однако в настоящей работе внимание будет уделено лишь оригинальной коллекции образцов, представленной в основном трахиандезибазальтами.

Наиболее молодую группу пород представляют щелочные базальтоиды (базаниты, трахибазальты), слагающие многочисленные экструзивные тела вблизи западной границы ВМВО. Проявления этих пород сосредоточены вдоль общей линейной зоны север–северо-западного простирания, которая выделяется так же как Мандах – Мандал-Гобийская зона (Ярмолюк и др., 2019). В ее пределах отмечаются отдельные скопления экструзивных тел, приуроченные к узлам пересечения зоны с разломами северо-восточного простирания. Породы этой группы насыщены ксенокристами санидина и оливина, а также ксенолитами лерцолитов (рис. 2г). Эта ассоциация пород

формировалась в позднем мелу и раннем кайнозое, поэтому далее мы будем определять ее как *позднемеловой (щелочнобазальтоидный) экструзивный комплекс*.

Оценка возраста вулканитов

В литературе имеются достаточно многочисленные оценки возраста для пород покровного вулканического комплекса ВМВО. Известно, что формирование этих вулканитов в основном проходило в раннем мелу (135–105 млн лет) (Ярмолюк и др., 2020; Bars et al., 2018; Dash et al., 2015; Sheldrick et al., 2020a). В развитии Мандах – Мандал-Гобийского линейного ареала было выделено два этапа магматизма – позднемеловой (около 85 млн лет) и раннекайнозойский (около 50 млн лет) (Ярмолюк и др., 2019). В то же время в литературе для пород экструзивного комплекса поля Улдза-гол встречается лишь одна оценка возраста – 104 млн лет (Dash et al., 2015). В связи с этим нами были проведены дополнительные геохронологические исследования вулканических пород этого поля K-Ar методом. Несмотря на то, что данный метод надежно зарекомендовал себя при определении возраста пород кайнозойского возраста (Чернышев и др., 2006), в случае вулканитов позднего мезозоя могли быть получены некорректные оценки возраста из-за накопленных за более длительный временной период постмагматических изменений пород. Поэтому для определения возраста на основе петрографических наблюдений отбирались образцы в наименьшей степени подверженные вторичным изменениям, которые затем проходили тщательную ручную очистку под микроскопом. Кроме того, полученные оценки K-Ar возраста сопоставлялись с имеющимися определениями возраста ^{40}Ar - ^{39}Ar методом. Достоверность результатов геохронологического исследования пород также проверялась при помощи стратиграфического контроля, когда полученные оценки возраста пород соотносились с положением толщи в разрезе относительно других толщ с установленным возрастом. Результаты K-Ar датирования приведены в табл. 1.

Возраст для образца трахиандезита (ВГ-7/7) из крупного лавового поля, приуроченного к грабену Улдза-гол и отнесенного по геологическим показателям к покровному комплексу, составил 123 ± 3 млн лет. Этот возраст соответствует ранее полученным оценкам для пород покровного комплекса (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Sheldrick et al., 2020a; Ярмолюк и др., 2020).

Возраст пород трахиандезибазальтового экструзивного комплекса был определен для пород трех лавовых куполов, венчающих и прорывающих породы покровного комплекса. Он составил (в млн лет): 104.2 ± 3 (обр. ВГ-7/22), 100 ± 3 (обр. ВГ-7/31) и 90.4 ± 2 (обр. ВГ-7/34). Эти данные хо-

Таблица 1. Результаты K-Ar датирования вулканических пород ВМБО

Номер образца	Координаты		Калий, % ($\pm \sigma$)	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г ($\pm \sigma$)	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, % в образце	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
	с.ш.	в.д.				
ВГ-7/7	49.3626	113.1022	2.92 ± 0.03	25.77 ± 0.09	11.3	123.0 ± 2.7
ВГ-7/22	49.4402	114.4577	3.25 ± 0.04	24.18 ± 0.08	6.0	104.2 ± 2.6
ВГ-7/31	49.7225	114.7675	2.39 ± 0.03	16.99 ± 0.05	5.4	99.7 ± 2.6
ВГ-7/34	49.7243	114.7980	1.61 ± 0.02	10.36 ± 0.03	7.5	90.4 ± 2.3

Примечание. Анализы выполнены В.А. Лебедевым в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике (Чернышев и др., 2006). Анализированный материал – основная масса породы.

орошо согласуются с результатами геохронологических исследований, выполненных (Dash et al., 2015), и свидетельствуют о том, что образование этих пород началось в конце раннего мела. На этом основании мы дополнительно определяем трахиандезибазальтовый экструзивный комплекс как раннемеловой.

Химическая характеристика пород

Результаты макро- и микрокомпонентного анализа вулканических пород представлены в Supplementary, ESM_1.xlsx.

Макрокомпонентный состав

Вулканические породы основного–среднего состава покровного комплекса ВМБО, согласно классификации TAS, в большинстве своем отвечают трахизабазальтам и трахиандезибазальтам с подчиненным количеством трахиандезитов (рис. 3). Содержание кремнезема в них варьирует в диапазоне 48.5–61.3 мас. %. Значение магнезиальности ($Mg\#$) вулканитов находится в пределах 0.15–0.41.

Базальты покровного комплекса характеризуются высокими содержаниями K_2O (1.44–5.74 мас. %) и P_2O_5 (0.17–1.96 мас. %). Также особенностью данных вулканитов является повышенное содержание TiO_2 (1.9–3.9 мас. %) для пород основного ряда. Содержание MgO в наиболее примитивных вулканитах достигает 4 мас. %. Средние содержания Al_2O_3 , FeO_{tot} , CaO и Na_2O в базальтах составляют 14.3, 13.0, 7.7 и 3.6 мас. % соответственно.

Среди изученных нами пород раннемелового экструзивного комплекса (поле Улдза-гол) по петрохимическому составу можно выделить две группы. Первая группа пород не отличается от вулканитов покровного комплекса. Для трахиандезибазальтов и фонотефритов второй группы пород характерны в среднем более низкие содержания TiO_2 (<2 мас. %), FeO_{tot} (<8.8 мас. %), P_2O_5 (~1 мас. %) и более высокие содержания Al_2O_3 (>18 мас. %), MgO (>4.2 мас. %), Na_2O (~4.5 мас. %) и K_2O (>3 мас. %) по сравнению с базальтами покровного комплекса. Магнезиальность в щелочных

базальтоидах достигает 0.56, превышая данный показатель для продуктов платобазальтовых излияний более раннего этапа. Стоит отметить, что в нормативном минеральном составе вулканитов второй группы экструзивного комплекса поля Улдза-гол присутствует нормативный нефелин. Отметим, что в составе этого комплекса по данным (Dash et al., 2015) участвуют также пикробазальты.

Породы позднемелового экструзивного комплекса, локализованные в пределах Средней Гоби (у западной границы ВМБО), согласно классификации TAS, относятся к щелочным пикробазальтам, щелочным базальтоидам и более редким трахизабазальтам (рис. 3). Среди продуктов вулканизма здесь преобладают нефелин-нормативные породы. Содержание SiO_2 в базанитах составляет от 42.4 до 51.3 мас. %. Магнезиальность вулканитов находится в пределах 0.43–0.65, а содержание MgO – от 5.2 до 12.2 мас. %, что превы-

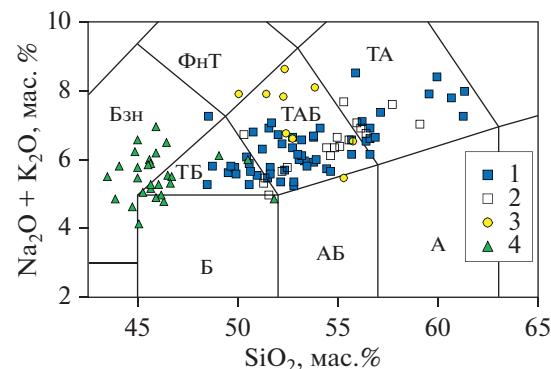


Рис. 3. Классификационная диаграмма в координатах $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (Le Bas et al., 1986). А – андезит, АБ – андезибазальт, Б – базальт, ТА – трахиандезит, ТБ – трахизабазальт, ТАБ – трахиандезибазальт, Бзн – базанит, ФНТ – фонотефрит. Вулканические породы ВМБО: 1, 2 – вулканиты покровного вулканического комплекса: 1 – оригинальные данные, 2 – опубликованные данные (Bars et al., 2018; Sheldrick et al., 2020a); 3 – щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса вулканического поля Улдза-гол; 4 – щелочные базальтоиды позднемелового экструзивного комплекса Средней Гоби.

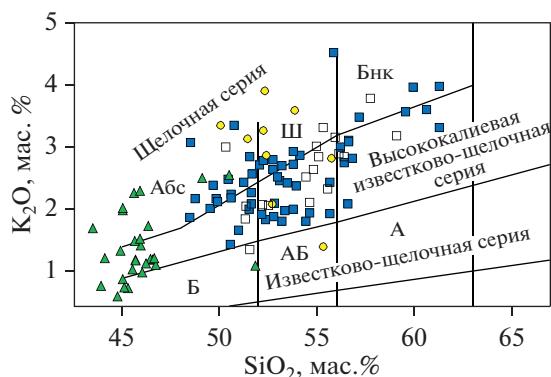


Рис. 4. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 (Ewart, 1982).

А – андезит, АБ – андезибазальт, Б – базальт, Ш – шошонит, Абс – абсарокит, Бнк – банакит. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

шает показатели для основных вулканитов покровного и раннемелового экструзивного комплексов ВМВО. Содержание TiO_2 в базанитах и трахибазальтах в среднем немного ниже, чем в основных вулканитах покровного комплекса, и составляет от 1.9 до 3.2 мас. %. По сравнению с трахибазальтами покровного комплекса, базаниты содержат заметно больше CaO (9.4 мас. %) и меньше Al_2O_3 , FeO_{tot} , K_2O и P_2O_5 – 13.9, 11.8, 1.2 и 0.7 мас. % соответственно.

По суммарному содержанию щелочей все породы рассматриваемых вулканических полей попадают в щелочную серию. Согласно петрохимической классификационной диаграмме SiO_2 - K_2O (Ewart, 1982), подавляющее большинство рассматриваемых вулканитов следует отнести к высококалиево-известково-щелочной и щелочной сериям (рис. 4).

Микрокомпонентный состав

Основные вулканиты ВМВО, независимо от их возраста, обогащены несовместимыми редкими элементами. В большинстве случаев их содержание превышает стандарт ОИВ.

Несмотря на высокую степень обогащения редкими элементами, в случае базитов покровного комплекса распределение редких элементов на спайдер-диаграммах частично сходно с таковыми вулканических пород островных дуг (IAB) (рис. 5). Для них характерно обогащение крупноионными лиофильными элементами (LILE) (Rb , Th , U , K , Pb) относительно высокозарядных (HFSE) (Nb , Ta , P). На спайдер-диаграммах можно наблюдать положительные Ba - и Pb -аномалии, а также отрицательные аномалии Ta , Nb , Ti и Sr .

Породы раннемелового экструзивного комплекса поля Улдза-гол отличаются по спектру распределения редких элементов от базальтоидов покровно-

го комплекса (рис. 5). Среди этих пород, как и в случае макроэлементного состава, можно выделить две группы. Для первой группы пород характерны менее выраженные Ta- и Nb-минимумы, а также слабый Pb-максимум по сравнению с породами покровного вулканического комплекса. На спектрах распределения редких элементов второй группы щелочных базальтоидов видны отчетливые Ta- и Nb-максимумы наряду с Pb-минимумом. Эта группа демонстрирует меньшее обогащение редкими элементами, нежели вулканиты покровного комплекса. По своим геохимическим характеристикам ее породы сопоставляются с базанитами, изученными (Dash et al., 2015).

Породы позднемелового экструзивного комплекса Средне-Гобийского ареала в еще большей степени отличаются по микрокомпонентному составу от большинства пород покровного комплекса раннего мела. На спайдер-диаграммах распределение редких элементов в большей степени сходно с таковым OIB (рис. 5). Это подобие выражается в том, что для большинства спектров базанитов характерны ярко выраженные положительные Ta- и Nb-аномалии, отрицательная Pb-аномалия. В отличии от щелочных базальтоидов раннемелового экструзивного комплекса в спектрах позднемеловых щелочных базальтоидов присутствует слабый Ti-минимум.

Спектры распределения REE в породах покровного комплекса и в щелочных базальтоидах раннемелового экструзивного комплекса демонстрируют большую степень обогащения LREE относительно HREE по сравнению с OIB (рис. 5). Величина La_N/Yb_N отношения в базальтах покровного комплекса варьирует от 13.9 до 31.8. В щелочных базальтоидах раннемелового экструзивного комплекса этот показатель составляет от 10.7 до 14.6. В некоторых породах обоих комплексов имеется слабо выраженный Eu-минимум.

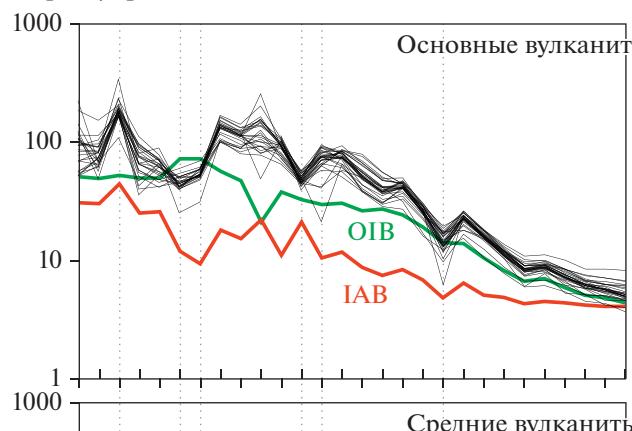
Породы позднемелового экструзивного комплекса Средне-Гобийского ареала характеризуются спектрами распределения REE, близкими к OIB (рис. 5). Величина La_N/Yb_N отношения в этих породах составляет от 6.7 до 21.8.

Изотопный состав

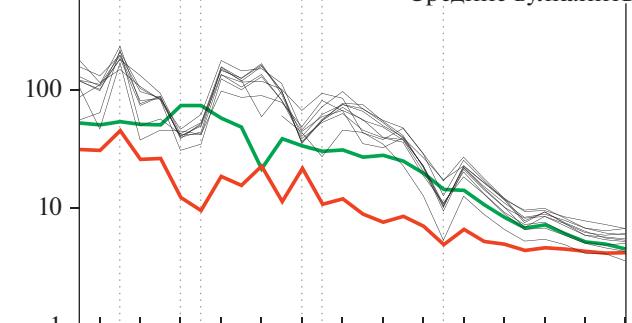
Результаты изучения Sr, Nd и Pb изотопных характеристик в вулканических породах ВМВО представлены в табл. 2 и 3 и на рис. 6 и 7.

Изотопные характеристики Sr-Nd в вулканических основного и среднего состава покровного комплекса проявляют незначительные вариации. На диаграмме в координатах $\epsilon_{\text{Nd}} - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$ они смещены в область, занимающую промежуточное положение между характеристиками EM-I и EM-II (рис. 6). В эту же область попадают и щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса.

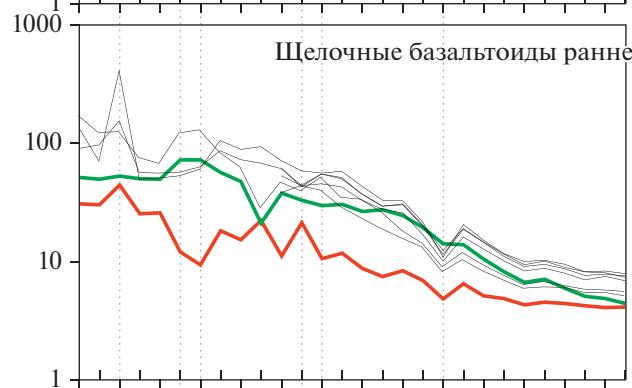
Порода/примитивная мантия



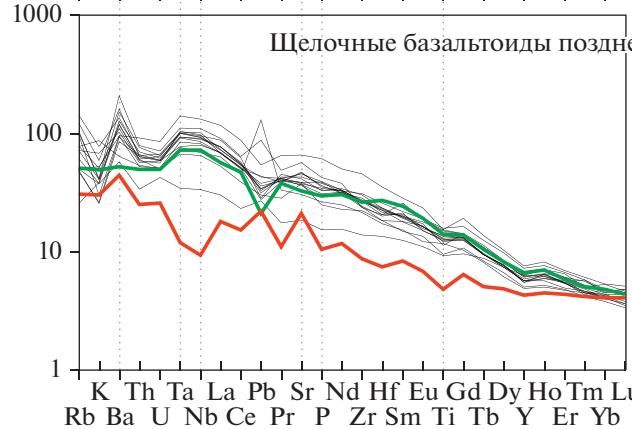
Основные вулканиты покровного комплекса



Средние вулканиты покровного комплекса



Щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса



Щелочные базальтоиды позднемелового экструзивного комплекса

Порода/CHUR

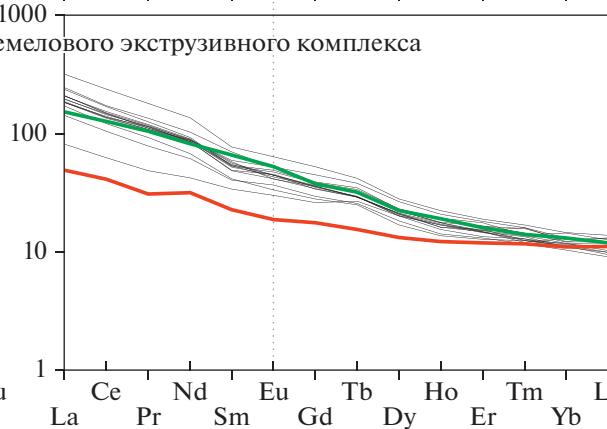
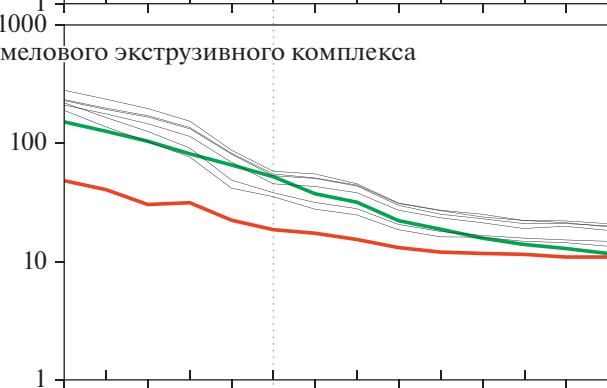
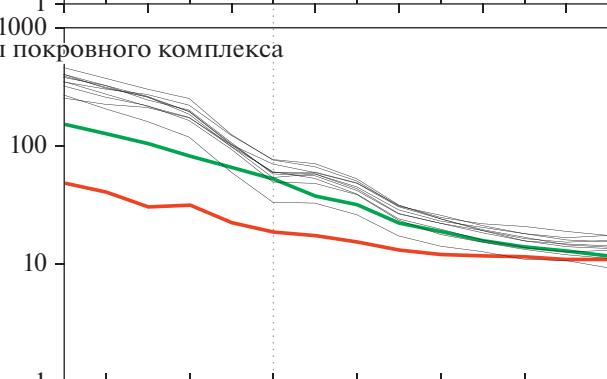
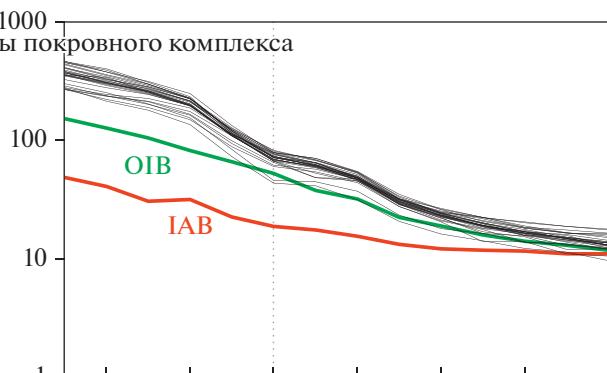


Рис. 5. Слева – спектры распределения содержаний редких элементов для вулканических пород BMBO, нормированных на примитивную мантию (McDonough et al., 1992; Sun, 1980). Справа – спектры распределения содержаний REE вулканических пород BMBO, нормированных на CHUR (Wakita et al., 1971).

Спектры IAB согласно (Kelemen et al., 2003), спектры OIB согласно (Sun, McDonough, 1989). На графики вулканитов покровного комплекса нанесены также данные (Bars et al., 2018; Sheldrick et al., 2020a).

Таблица 2. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований вулканических пород ВМВО

Номер образца	Возраст, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Вулканическое поле Батноров											
ВГ-5/63	120	35.1	1763	0.0577	0.704381	0.704283	2.04	12.76	0.0968	0.512637	1.51
ВГ-5/66	120	152.8	636	0.6951	0.707448	0.706262	15.84	92.10	0.1039	0.512537	-0.55
ВГ-5/67	120	145.2	946	0.4437	0.706471	0.705714	17.71	99.61	0.1075	0.512564	-0.08
ВГ-5/71	106	51.8	963	0.1558	0.706016	0.705782	16.80	94.48	0.1075	0.512511	-1.27
Вулканическое поле Улдза-гол											
ВГ-7/9	123	70.6	944	0.2163	0.706061	0.705683	17.73	97.30	0.1102	0.512532	-0.71
ВГ-7/14	123	112.7	818	0.3988	0.706279	0.705582	14.47	84.67	0.1033	0.512455	-2.10
ВГ-7/22	104	105.1	802	0.3788	0.705191	0.704630	8.10	47.75	0.1025	0.512643	1.35
ВГ-7/31	100	56.5	944	0.1731	0.705653	0.705408	12.66	66.03	0.1159	0.512556	-0.57
ВГ-7/34	90	83.2	1206	0.1995	0.705849	0.705592	13.31	73.25	0.1098	0.512501	-1.67
Вулканическое поле Норовлин											
ВГ-5/76	120	61.9	956	0.1873	0.705995	0.705676	17.21	99.01	0.1051	0.512565	-0.02
ВГ-5/78	120	64.9	981	0.1914	0.705936	0.705610	17.22	100.48	0.1036	0.512540	-0.49
Вулканическое поле Северный Оон											
ВГ-5/84	95	55.2	931	0.1715	0.705581	0.705349	14.36	76.98	0.1128	0.512555	-0.60
ВГ-5/86	95	72.8	1145	0.1840	0.706018	0.705770	18.14	101.92	0.1076	0.512555	-0.54
Вулканическое поле Баян-Адарга											
ВГ-5/89	111	40.5	1078	0.1086	0.706318	0.706147	18.35	108.67	0.1021	0.512506	-1.23
ВГ-5/91	111	73.1	815	0.2595	0.706397	0.705988	16.35	94.54	0.1045	0.512526	-0.88
ВГ-5/93	111	45.0	949	0.1372	0.705944	0.705728	17.30	98.83	0.1058	0.512546	-0.51
ВГ-5/99	120	80.2	729	0.3183	0.706300	0.705757	16.08	95.20	0.1021	0.512542	-0.42
ВГ-5/100	120	36.2	1024	0.1023	0.705757	0.705582	17.44	91.82	0.1148	0.512587	0.26
ВГ-5/104	122	37.7	1062	0.1027	0.705793	0.705615	17.81	97.82	0.1101	0.512522	-0.91
Вулканическое поле Средний Гоби											
СГ-4/2	87	74.0	773	0.2780	0.705437	0.705093	7.50	39.00	0.1178	0.512615	0.43
СГ-4/4	87	62.8	967	0.1877	0.705951	0.705719	9.79	51.35	0.1153	0.512534	-1.13
СГ-4/12	87	77.0	992	0.2232	0.705467	0.705191	7.30	37.00	0.1194	0.512595	0.02
СГ-4/13	87	14.9	863	0.0498	0.705029	0.704967	8.86	44.70	0.1198	0.512613	0.37
СГ-4/17	51	65.0	1295	0.1446	0.705052	0.704947	12.00	62.00	0.1112	0.512682	1.41
СГ-4/19	51	48.0	860	0.1600	0.705278	0.705162	6.60	31.00	0.1276	0.512648	0.64
СГ-4/20	51	64.2	952	0.1950	0.705008	0.704867	9.02	45.19	0.1167	0.512687	1.48
СГ-4/23	71	19.0	1670	0.0335	0.705523	0.705489	8.60	44.00	0.1184	0.512723	2.37
СГ-4/24	83	30.4	416	0.2114	0.705277	0.705029	5.26	20.54	0.1580	0.512735	2.30
СГ-4/25	83	49.0	880	0.1610	0.704611	0.704421	9.00	40.00	0.1316	0.512849	4.81
СГ-4/28	48	30.3	898	0.1100	0.704662	0.704588	8.93	44.80	0.1205	0.512744	2.53

плекса поля Улдза-гол, имеющие геохимическое сходство с породами покровного комплекса. Трахиандезибазальты того же поля, имеющие сходство с OIB, характеризуются более деплетированным составом ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704630$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = +1.35$). Фигуративные точки составов пород позднеме-

лового экструзивного комплекса Средней Гоби в большинстве своем попадают в первый квадрант диаграммы. При этом они формируют тренд, начинаящийся из области пород покровного комплекса и продолжающийся в сторону состава деплетированной мантии.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований вулканических пород BMBO

Номер образца	Возраст, млн лет	U, г/т	Pb, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
Вулканическое поле Батноров												
ВГ-5/63	120	1.38	13.05	18.469	0.07	15.563	0.08	38.243	0.10	6.58	18.345	15.557
ВГ-5/66	120	1.88	15.82	18.609	0.08	15.589	0.09	38.374	0.11	7.45	18.469	15.582
ВГ-5/71	106	1.14	14.02	18.530	0.06	15.586	0.07	38.348	0.09	5.17	18.444	15.582
Вулканическое поле Улдза-гол												
ВГ-7/9	123	3.47	15.35	18.437	0.06	15.579	0.07	38.268	0.09	14.32	18.161	15.566
ВГ-7/14	123	1.72	19.14	18.336	0.08	15.532	0.09	38.271	0.11	5.58	18.201	15.526
ВГ-7/22	104	1.25	4.30	18.539	0.08	15.559	0.09	38.448	0.11	18.21	18.242	15.544
ВГ-7/31	100	2.64	10.36	18.330	0.06	15.557	0.07	38.225	0.09	16.12	18.078	15.545
ВГ-7/34	90	1.83	14.36	18.257	0.06	15.546	0.07	38.161	0.09	8.05	18.144	15.541
Вулканическое поле Норовлин												
ВГ-5/76	120	1.29	20.29	18.443	0.06	15.572	0.07	38.258	0.09	4.02	18.368	15.568
ВГ-5/78	120	1.29	20.72	18.431	0.06	15.570	0.07	38.267	0.09	3.94	18.357	15.566
Вулканическое поле Северный Онон												
ВГ-5/84	95	0.70	12.77	18.275	0.06	15.550	0.07	38.133	0.09	3.44	18.224	15.547
ВГ-5/86	95	1.18	17.77	18.422	0.06	15.567	0.07	38.233	0.09	4.13	18.361	15.564
Вулканическое поле Баян-Адарга												
ВГ-5/89	111	1.50	19.00	18.364	0.07	15.556	0.07	38.277	0.09	4.91	18.279	15.552
ВГ-5/91	111	1.41	12.89	18.425	0.07	15.566	0.08	38.247	0.10	6.82	18.306	15.561
ВГ-5/93	111	1.06	17.00	18.431	0.07	15.574	0.08	38.245	0.10	3.88	18.363	15.571
ВГ-5/99	120	1.91	20.58	18.491	0.06	15.573	0.07	38.298	0.09	5.80	18.382	15.567
ВГ-5/100	120	2.34	13.01	18.544	0.07	15.604	0.07	38.390	0.09	11.42	18.329	15.593
ВГ-5/104	122	1.75	14.33	18.529	0.06	15.594	0.07	38.376	0.09	7.77	18.381	15.587
Вулканическое поле Средний Гоби												
СГ-4/2	87	1.86	2.96	18.052	0.11	15.564	0.12	38.278	0.15	39.49	17.515	15.538
СГ-4/4	87	1.72	4.85	17.684	0.08	15.536	0.08	38.100	0.11	21.84	17.387	15.522
СГ-4/12	87	0.90	3.46	17.940	0.07	15.561	0.08	38.220	0.10	16.12	17.721	15.550
СГ-4/13	87	0.94	4.34	18.024	0.07	15.584	0.07	38.333	0.09	13.61	17.839	15.575
СГ-4/17	51	1.74	7.53	17.719	0.07	15.540	0.08	37.841	0.10	14.19	17.607	15.535
СГ-4/19	51	0.97	5.11	18.017	0.07	15.575	0.08	38.139	0.10	11.80	17.924	15.570
СГ-4/23	71	2.14	3.67	17.787	0.11	15.555	0.12	37.967	0.16	36.33	17.385	15.536
СГ-4/24	83	1.58	4.52	18.516	0.07	15.608	0.07	38.427	0.09	22.27	18.229	15.595
СГ-4/25	83	0.70	2.29	18.117	0.08	15.521	0.09	38.048	0.12	18.82	17.873	15.510

Как и в случае Sr-Nd изотопных характеристик, изотопные характеристики Pb в исследуемых вулканических породах BMBO существенно отличаются от параметров, отвечающих депонированной мантии. На диаграмме в координатах $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (рис. 7) вулканические породы покровного комплекса расположены ближе к области составов ЕМ-II, формируя при этом слабо выраженный тренд, начинающий-

ся от области ЕМ-II и продолжающийся в область составов источника ЕМ-I. В свою очередь, изотопные характеристики Pb в щелочных базальтоидах раннемелового экструзивного комплекса располагаются в нижнем окончании указанного тренда.

Изотопные характеристики Pb в щелочных базальтоидах позднемелового экструзивного комплекса на диаграмме $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ форми-

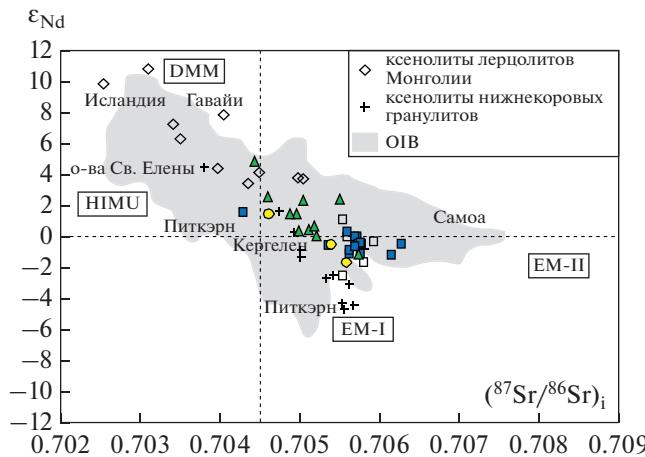


Рис. 6. Диаграмма в координатах ϵ_{Nd} – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Точки составов мантийных ксенолитов из базальтов кайнозойских полей Монголии согласно (Wiechert et al., 1997). Данные для нижнекоровых ксенолитов гранулитов согласно (Ancuta, 2017; Barry et al., 2003). Светло-серое поле – базальты OIB согласно (Hofmann, 2014). DMM – деплетированная MORB мантия, EM-I, EM-II и HIMU – обогащенные мантийные источники (Hofmann, 2014). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

рутуют более пологий тренд, по сравнению с вулканитами предшествующего этапа, начинающийся от области составов EM-II и продолжающийся в область составов Pb, отвечающей характеристикам источника EM-I (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники магматизма покровного комплекса

Особенности вещественного состава вулканических пород BMBO свидетельствуют о достаточно сложных механизмах их образования, подразумевающих участие в их формировании нескольких источников с различными изотопно-геохимическими параметрами. В большей степени данная неопределенность типична для вулканических пород покровного комплекса BMBO. Базальты этого комплекса характеризуются достаточно дифференцированным составом ($\text{SiO}_2 \geq 47$ мас. %, $\text{MgO} \leq 4.5$ мас. %), что может быть обусловлено тремя причинами: кристаллизационной дифференциацией базитовых расплавов, асимиляцией сиалического вещества вмещающих пород, участием в формировании расплавов пород континентальной метасоматизированной литосферной мантии (КМЛМ).

О роли кристаллизационной дифференциации при формировании пород основного и среднего состава покровного комплекса

Влияние процесса кристаллизационной дифференциации на состав исследуемых вулканитов

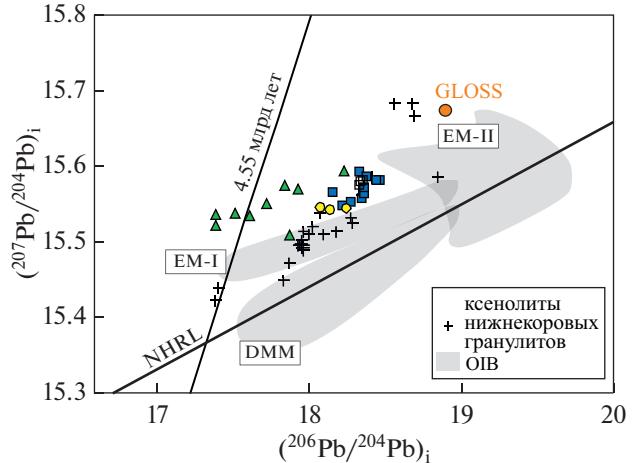


Рис. 7. Диаграмма в координатах $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ – $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$. Геохона 4.55 млрд лет для одностадийной модели изотопной эволюции свинца (Фор, 1989). NHRL – Northern Hemisphere Reference Line, (Hart, 1984). GLOSS – средний состав морских осадков (Plank, Langmuir, 1998). Поле составов OIB согласно (Rollinson, Pearce, 2021). Остальные условные обозначения см. рис. 3 и 6.

не является очевидным. Среди вулканитов базальтового состава BMBO, рассматриваемых в настоящей работе, а также изученных ранее (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Sheldrick et al., 2020a; Ярмолюк и др., 2020), не было выявлено пород с более примитивным составом относительно параметров, приведенных выше. Тем не менее нет оснований исключать участие этого процесса в формировании вещественного состава исследуемых базальтоидов. Однако степень кристаллизационной дифференциации не влияет на принадлежность пород к той или иной петрохимической серии (щелочная, толеитовая и т.д.), а также на соотношения высоконесовместимых элементов, отражающих условия формирования расплавов и состав источников.

Тем не менее процессы фракционной кристаллизации клинопироксена и в незначительной степени плагиоклаза в расплавах базальтового состава ответственны за формирование трахиандезибазальтов и трахиандезитов, что иллюстрируется графиками, приведенными на рис. 8. Обратная зависимость отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и SiO_2 на графике 8а свидетельствует о доминирующей кристаллизации клинопироксена, а не плагиоклаза. Однако слабое убывание величины Eu/Eu^* с ростом SiO_2 на графике 8б все же свидетельствует о незначительном фракционировании плагиоклаза по мере эволюции расплавов.

Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в средних породах, входящих в ассоциации вулканических полей раннемелового этапа развития BMBO,

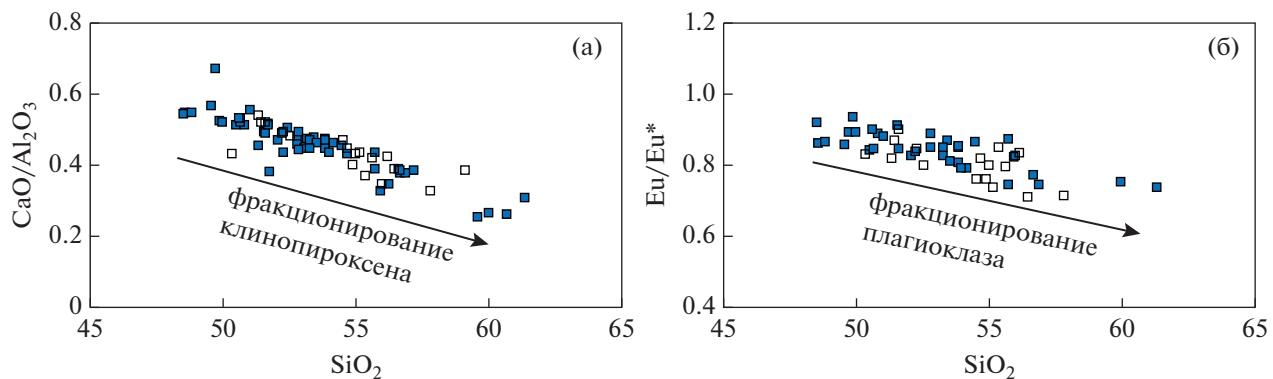


Рис. 8. Вариационные диаграммы для пород основного и среднего состава покровного комплекса ВМБО, иллюстрирующие роль фракционирования пироксена (а) и плагиоклаза (б) при формировании трахиандезитов. Условные обозначения см. на рис. 3.

не проявляют каких-либо систематических различий с ассоциирующими с ними базальтоидами. Это также позволяет сделать вывод, что большую роль при формировании трахиандезитов сыграли процессы кристаллизационной дифференциации.

О роли процессов ассилияции при формировании базальтоидов покровного комплекса

С одной стороны, на возможную роль процессов ассилияции могут указывать изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в исследуемых породах, демонстрирующих на диаграмме изотопных составов существенное смещение в область составов верхней коры (рис. 6, 7). С другой стороны, наблюдаемые Sr, Nd и Pb изотопные характеристики могут отражать особенности изотопного состава источника, участвовавшего в их образовании. В этом отношении являются показательными диаграммы в координатах отношений высоконесовместимых элементов, рассматриваемые в дальнейшем (рис. 9). Указанные отношения существенно не зависят от условий кристаллизационной дифференциации. Соответственно, расплавы, участвующие в смещении, будут характеризоваться теми же отношениями высоконесовместимых элементов, что и источники этих расплавов. На указанные диаграммы вынесен средний состав MORB (Gale et al., 2013), как продуктов плавления деплетированной мантии, а также состав возможного корового контаминаента, представленного образцом амфиболового гнейса из метаморфического комплекса в пределах террейна Эриндава (обр. ВГ-4/31, химический состав образца приведен в Supplementary, ESM_1.xlsx). Состав этого гнейса близок к среднему составу нижнекоровых гранулитов, встречающихся в пределах кайнозойских лавовых полей Монголии (Barry et al., 2003; Ancuta, 2017). Кроме того, обр. ВГ-4/31 характеризуется мезо-протерозойским модельным Sm-Nd возрастом (1.6 млрд лет). Выше сказанное дает основание

рассматривать состав указанного образца, как отражающий средний состав континентальной коры древнего микроконтинента Эриндава, в пределах которого развиты породы покровного комплекса ВМБО. На диаграммах рис. 9 видно, что тренды, характеризующие процесс ассилияции корового вещества мантийным расплавом, находятся в стороне от поля составов базальтов покровного комплекса, что позволяет исключить ассилияцию корового вещества, как причину наблюдаемого отличия изотопных характеристик Sr, Nd и Pb в рассматриваемых породах от мантийных параметров.

О роли пород литосферной мантии при формировании базальтоидов покровного комплекса

На сегодняшний день существуют гипотезы, отводящие значительную роль процессам плавления вещества КМЛМ при образовании раннемеловых пород покровного комплекса ВМБО (Ярмолюк и др., 2020; Sheldrick et al., 2020a). Основанием для участия пород КМЛМ в качестве источника этих вулканитов является ряд особенностей их вещественного состава. Во-первых, эти породы имеют высокие значения LILE/HFSE, LREE/HREE отношений, что свойственно продуктам плавления пород литосферной мантии (Pearson, Nowell, 2002) (рис. 9а, 9б, 9г). Во-вторых, на спектрах распределения редких элементов для образцов вулканитов наблюдаются положительные аномалии по таким флюидомобильным элементам, как Ba и Pb (рис. 5).

Еще одной характерной особенностью этих вулканитов является их высокая величина Nb/Ta отношения, систематически превышающая таковую в производных плавления верхней мантии (базальты MORB и OIB) (рис. 9г). С одной стороны, увеличение отношения Nb/Ta может являть-

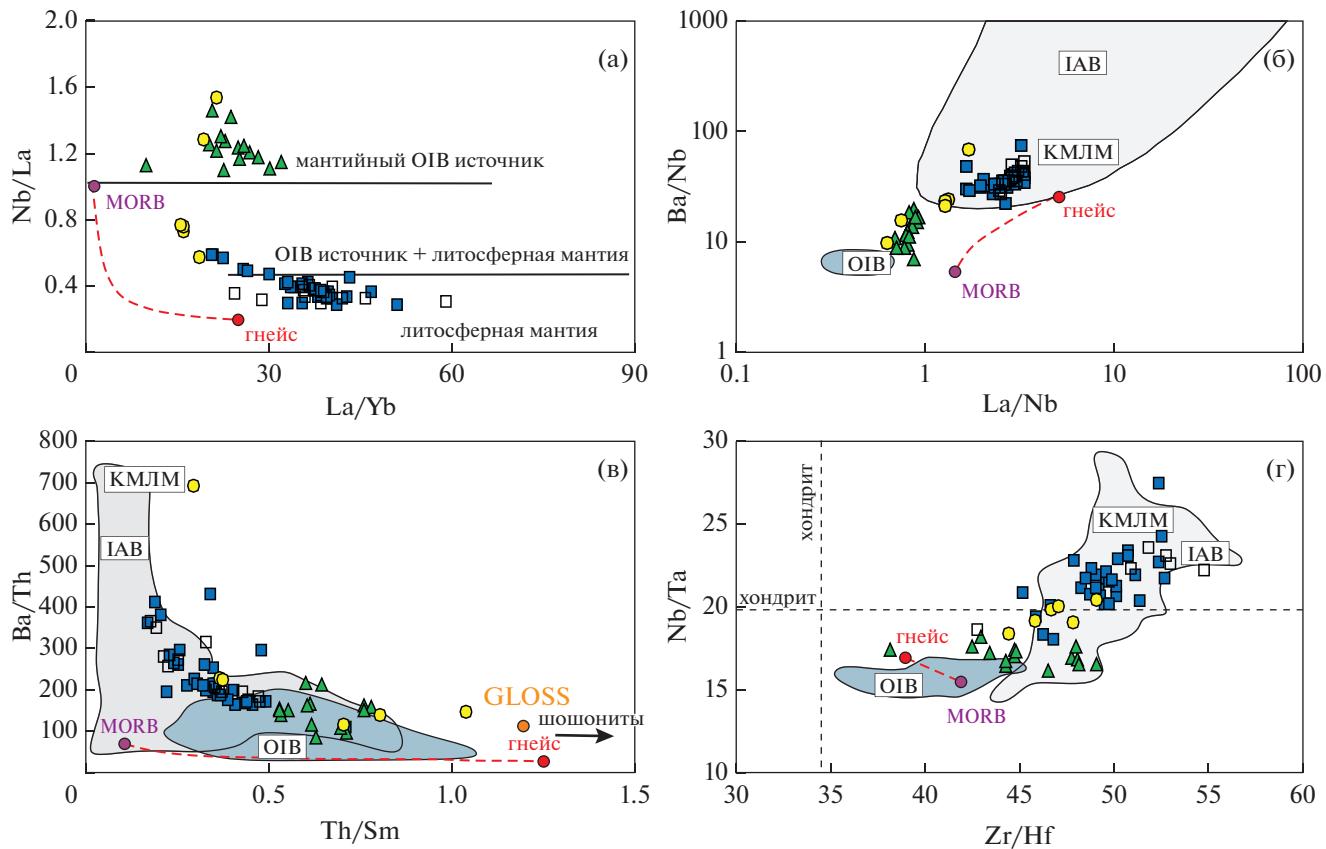


Рис. 9. Вариационные диаграммы для базальтоидов BMBO в координатах отношений высоконесовместимых элементов. (а) – поля составов различных мантийных источников согласно (Abdel-Rahman, 2002), (б) – поля для вулканитов из различных геодинамических обстановок согласно (Hou et al., 2015), (в) – поле IAB (островодужные базальты, продукты плавления КМЛМ) согласно (Isuzuka et al., 2007; Pearce et al., 2005), поле OIB (базальты океанических островов) – (Kawabata et al., 2011; Willbold, Stracke, 2006; Workman et al., 2004); черной стрелкой показано положение точек шошонитов согласно (Guo et al., 2006; Sun, Stern, 2001). (г) – поля для вулканитов различных геодинамических обстановок согласно (Pfander et al., 2007). Красные пунктирные линии отвечают трендам ассилияции коровых пород, представленных образцом гнейса ВГ-4/31, продуктами плавления мантии MORB (Gale et al., 2013). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

с следствием стабильности рутила при плавлении эклогитов в зоне субдукции (Klemme et al., 2002; König, Schuth, 2011). С другой стороны, расплавы и флюиды, образующиеся при плавлении пород в зоне субдукции, могут обогащать вышележащий клин литосферной мантии Nb относительно Ta. При последующем плавлении пород такой литосферной мантии расплавы будут обладать высоким Nb/Ta отношением. Относительное обогащение Ba и Pb, фиксируемое в исследуемых вулканитах, также может указывать на участие в их образовании субдукционно измененной мантии (Pearce et al., 2005).

Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb также свидетельствуют о роли вещества КМЛМ в процессах магмогенерации, поскольку формирование источника ЕМ-II связывается с процессами метасоматического взаимодействия расплавов с литосферной мантией (Workman et al., 2004). Участие терригенно-осадочного компонента, с которым

также связывают источник ЕМ-II, могло носить опосредованный характер через метасоматическое преобразование надсубдукционного мантийного клина отщеплявшимся от осадков флюидом на этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана или ранее на этапах корообразования, связанных с эволюцией Палеоазиатского океана. Изотопный состав Pb, который в отличии от Nd является флюидомобильным элементом, хорошо иллюстрирует природу источника ЕМ-II. На рис. 7 точка среднего состава морских осадков (GLOSS) находится в области источника ЕМ-II. В свою очередь, прямое частичное плавление осадков, должно привести к высокой степени относительного обогащения Th в итоговых расплавах, как это имеет место в породах шошонитовой серии островодужных и континентальных обстановок (Guo et al., 2006; Sun, Stern, 2001). В таком случае точки вулканитов, сформировавшихся в результате плавления осадков, на диаграмме в коорди-

натах Th/Sm–Ba/Th (рис. 9в) должны находиться рядом либо правее точки GLOSS. Однако мы не наблюдаем похожей картины в случае пород покровного комплекса BMBO.

Таким образом, вещественный состав вулканитов покровного комплекса BMBO указывает на заметную роль пород КМЛМ в их формировании. Однако данный вывод не указывает на определенные породы, плавление которых ответственно за формирование материнских расплавов. Учитывая состав КМЛМ, в формировании вулканических пород могут принимать участие породы семейства перидотитов, кремнедефицитные пироксениты и эклогиты (Streckeisen, 1979). Последние два типа пород, согласно классификации в (Lambart et al., 2012, 2016), отличаются по степени насыщенности кремнеземом. Кремнедефицитные пироксениты являются источником нефелин-нормативных расплавов. Эклогиты являются аналогом кремнеизбыточных пироксенитов и служат источником кварц-нормативных расплавов.

Среди ксенолитов Монголии, которые по мнению исследователей представляют метасоматически измененную мантию, встречаются лерцолиты, обогащенные щелочами, Fe, Ca, LREE, Th, U и обедненные Ti, Nb, Hf, Zr (Kononova et al., 2002; Wiechert et al., 1997). Такие геохимические особенности лерцолитов свидетельствуют о том, что при их плавлении возможно образование расплавов со степенью обогащения и характером распределения редких элементов, близкими к исследуемым вулканитам. Однако параметр ϵ_{Nd} в этих образцах принимает значение выше +3 (рис. 6). Для большинства исследуемых пород покровного комплекса характерно слабо отрицательное значение этого параметра.

Кроме того, величина отношения Zn/Fe в вулканических породах, согласно (Roux et al., 2010), может выступать индикатором плавления перидотитового субстрата при их формировании. На диаграмме в координатах $Zn/Fe \times 10^4$ –MgO (рис. 10) видно, что перидотиты в чистом виде не могли быть источником вулканитов покровного комплекса BMBO.

С одной стороны, согласно экспериментальным данным, плавление пироксенитов при $P = 10$ –25 кбар (Lambart et al., 2009, 2013) может привести к образованию высокотитанистых, высокожелезистых и низкомагнезиальных расплавов. С другой стороны, эти расплавы характеризуются пониженным содержанием SiO_2 (37–44 мас. %), что также не позволяет рассматривать пироксениты в качестве прямого источника исследуемых пород. Наилучшим образом это иллюстрируется диаграммой в координатах форстерит–Са–чермакит–кварц, являющейся проекцией диаграммы CMAS (O’Hara, 1965) (рис. 11). Левая часть диаграммы, разделенная линией Са–чермакит–энstatит,

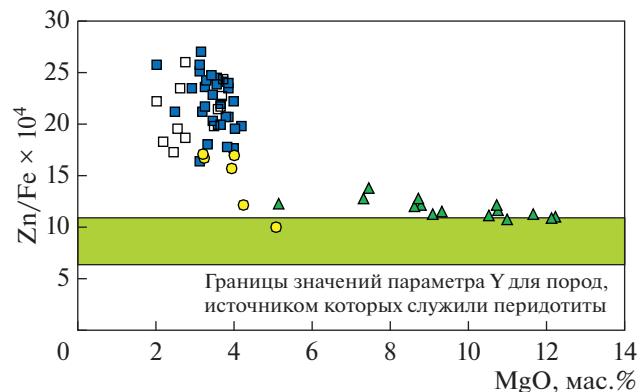


Рис. 10. Диаграмма в координатах $Zn/Fe \times 10^4$ –MgO для базальтоидов BMBO. Поле пород, источником которых служили перидотиты, нанесено согласно (Roux et al., 2010). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

характеризует кремнедефицитные расплавы, эволюция которых направлена в область нефелин-нормативных составов. Правая часть диаграммы характеризует кремнеизбыточные расплавы, эволюция которых направлена в сторону накопления кремнезема. Экспериментальные расплавы мантийных пироксенитов расположены в левой части треугольника, в то время как расплавы MORB-подобных эклогитов направлены в сторону накопления кремнезема (Lambart et al., 2013). Из рис. 11 видно, что точки составов вулканитов Восточной Монголии покровного комплекса также лежат в правой части диаграммы, попадая в поле продуктов плавления эклогитов.

Согласно имеющимся представлениям, кремнедефицитные пироксениты образуются при реакционном взаимодействии эклогитовых выплавок и вмещающего перидотита (например, Sobolev et al., 2007). В этом случае минералы группы пироксена образуются за счет растворения оливина, являющегося основным буфером Ni при плавлении мантийного субстрата. Поэтому продукты плавления пироксенитов должны содержать значительные количества Ni. Так, например, гавайские базальты, образовавшиеся при плавлении мантийных пироксенитов, содержат 68–465 г/т Ni (Greene et al., 2010). В то же время содержание Ni в исследуемых породах варьирует в диапазоне 22–41 г/т.

Результаты экспериментов по плавлению эклогитового субстрата показывают, что при плавлении более богатых SiO_2 эклогитов могут образовываться расплавы, близкие по своим петрологенным характеристикам к рассматриваемым вулканитам Восточной Монголии (Lambart et al., 2009, 2013) (рис. 12). Однако традиционно с эклогитовым источником связывают породы более кислого, дацитового состава. В этом случае базальтовый состав

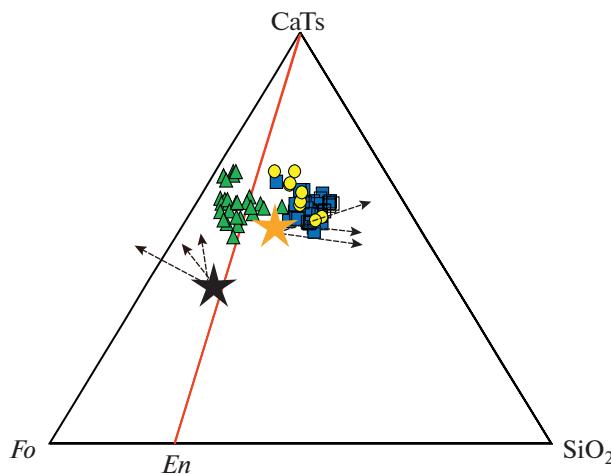


Рис. 11. Проекция форстерит–Са–чермакит–кварц диаграммы CMAS (O’Hara, 1965) для базальтоидов BMBO.

Желтой звездочкой показан состав кремненасыщенного эклогита, черной звездочкой – состав кремнедефицитного пироксенита. Стрелки иллюстрируют эволюционные тренды изменения состава расплавов при уменьшении степени плавления эклогита и пироксенита, согласно данным экспериментов плавления (Lambart et al., 2013). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

раннемеловых вулканитов BMBO может быть результатом смешения расплавов, образовавшихся при плавлении эклогита и расплавов, образовавшихся при плавлении перidotитовой мантии. Кроме того, анализ экспериментальных данных показал, что при реакционном взаимодействии эклогитовых расплавов и перidotитов возможно образование магм, сходных по большинству петрогенных компонентов с рассматриваемыми породами покровного комплекса (рис. 12) (Lambart et al., 2012; Mallik, Dasgupta, 2012).

Участие пород, подобных по химизму эклогитам, в образовании вулканитов покровного комплекса также подтверждается и изотопными характеристиками Sr, Nd и Pb. Формирование источника EM-I, явно прослеживаемое в образовании рассматриваемых пород, связывается с деламинированными породами континентальной литосферной мантии (Hoffman, 2014) или нижней континентальной коры (Willbord, Stracke, 2010). На диаграммах изотопного состава Sr, Nd и Pb (рис. 6, 7) большинство точек ксенолитов нижнекоровых гранулитов Монголии тяготеют к области источника EM-I и являются продолжением тренда рассматриваемых вулканитов. Следует отметить, что по химическому составу мафические гранулиты весьма схожи с эклогитами. Таким образом, тренд точек вулканитов покровного комплекса из области источника EM-II в область источника EM-I, который явно прослеживается на диаграмме изотопного

состава Pb, можно объяснить уменьшающейся ролью в процессах плавления пород КМЛМ (метасоматизированные перidotиты) с нарастающей ролью пород нижней континентальной коры (эклогитовый субстрат).

Источники магматизма раннемелового экструзивного комплекса

Изотопно-геохимические особенности щелочных базальтоидов раннемелового экструзивного комплекса позволяют сделать вывод о том, что формирование их расплавов проходило по тому же сценарию, что и образование расплавов вулканитов покровного комплекса BMBO. При этом вещественный состав базальтоидов экструзивного комплекса поля Улдза-гол фиксирует наименьшую степень участия в их формировании пород КМЛМ и большую роль эклогитового источника. Об этом свидетельствуют спектры распределения редких элементов образцов вулканитов с положительными Ta- и Nb-аномалиями и слабо проявленной или отсутствующей отрицательной Sr-аномалией (рис. 5). Кроме того, изотопный состав Pb базальтоидов раннемелового экструзивного комплекса (рис. 7) также фиксирует большую роль эклогитового источника по сравнению с вулканитами покровного комплекса BMBO.

Источники магматизма позднемелового экструзивного комплекса

Кремнедефицитный и высокощелочная (базитовый) состав вулканитов позднемелового экструзивного комплекса Средней Гоби с OIB-типом спектров редких элементов и положительными значениями ϵ_{Nd} указывают на участие в формировании этих пород вещества астеносферной мантии (Battaglia et al., 2007; Sheldrick et al., 2020b). В свою очередь, вовлечение в плавление астеносферной мантии может быть обусловлено следующими причинами: восходящим мантийным потоком (плюмом) из нижней мантии (Ярмолюк и др., 2020) или с уровня переходного слоя мантии (Dash et al., 2015), процессом деламинации (Sheldrick et al., 2020b).

На диаграммах изотопного состава Sr, Nd и Pb (рис. 6, 7) видно, что тренды точек щелочных базальтоидов позднемелового экструзивного комплекса начинаются в одной области составов базальтоидов покровного комплекса. Это дает основание предполагать, что в формировании пород этого экструзивного комплекса, как и в случае пород покровного комплекса, принимали участие перidotиты КМЛМ. Однако распределение точек позднемеловых щелочных базальтоидов в вышеупомянутых трендах на этих диаграммах свидетельствует

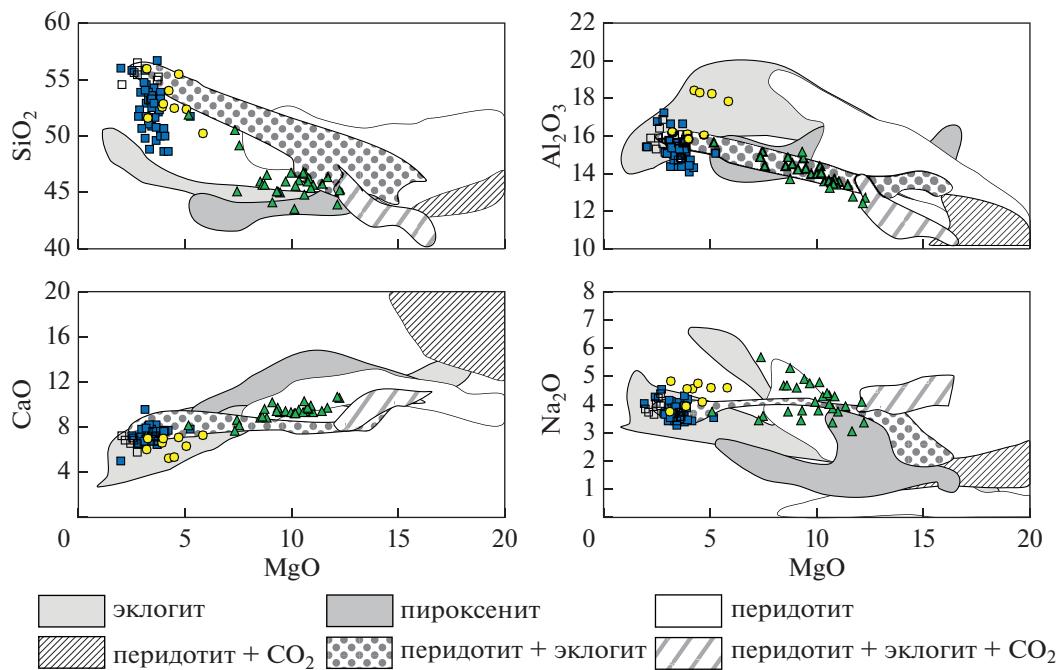


Рис. 12. Диаграммы Харкера для базальтоидов ВМВО, построенные на основании экспериментальных данных плавления различных типов пород: перидотиты (Baker, Stolper, 1994; Dasgupta et al., 2007; Hirose, Kushiro, 1993; Hirose, 1998; Hirose, Kushiro, 1998; Kinzler, 1997; Kushiro, 2001; Walter, 1998), эклогиты (Klemme et al., 2002; Lambart et al., 2013; Pertermann, Hirschmann, 2003; Spandler et al., 2008; Takahahshi et al., 1998), пироксениты (Hirschmann et al., 2003; Keshav et al., 2014; Kogiso et al., 2003; Lambart et al., 2009), продукты реакции эклогит–перидотит (Lambart et al., 2012; Mallik, Dasgupta, 2012; Mallik, Dasgupta, 2014). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

ет о том, что породы КМЛМ в их формировании сыграли минимальную роль.

Сопоставление химического состава щелочных базальтоидов позднемелового экструзивного комплекса с данными экспериментов плавления мантийных пород различного субстрата (рис. 11, 12) свидетельствует о том, что в их формировании, помимо компонента астеносферной мантии, мог участвовать источник, отвечающий кремнедефицитному пироксениту.

Примечательно также и то, что базальты покровного комплекса и позднемеловые щелочные базальтоиды существенно различаются по изотопным характеристикам Pb (рис. 7). Изотопный состав Pb в позднемеловых щелочных базальтоидах указывает на более древний возраст (>2.5 млрд лет, рис. 13) рециклированного компонента по сравнению с обогащенным источником базальтов покровного комплекса ВМВО. Такое различие в изотопных параметрах обогащенных источников могло быть вызвано разными причинами. Во-первых, они могли быть обусловлены неоднородностью континентальной литосфера, в пределах которой протекал магматизм. Так, изученные породы покровного комплекса локализованы в пределах микроконтинента Эриндава, характеризующегося протерозойским возрастом формирования (рис. 1). Щелочные базальтоиды Средней Гоби проявлены в

пределах более молодых палеозойских структурных блоков. Если бы литосфера влияла на состав источников магматизма, то это влияние должно было бы выразиться в более древнем возрасте источников пород покровного комплекса. В нашем же случае наблюдается обратная картина. Другой причиной различий изотопного состава рассматриваемых вулканических пород могло стать участие различных мантийных источников в их формировании. В этом случае формирование щелочных базальтоидов Средней Гоби могло происходить по сценарию, согласно (Sobolev et al., 2007). Древний эклогитовый материал мог быть погребен на уровне переходного слоя мантии 660 км (либо глубже) и затем в ходе кайнозойской плутоновой активизации мог быть вовлечен в восходящее движение. В ходе своего подъема эклогит подвергался частичному плавлению. Образовавшийся расплав вступал в реакционное взаимодействие с перидотитовым субстратом с образованием кремнедефицитного пироксенита с высокими изотопными характеристиками. Уже совместное плавление образовавшегося пироксенита, астеносферной мантии и в меньшей степени перидотитов КМЛМ позволило получить расплавы, отвечающие по составу позднемеловым щелочным базальтоидам. Для кайнозойского вулканизма в Центрально-Азиатском регионе подобный механизм был рас-

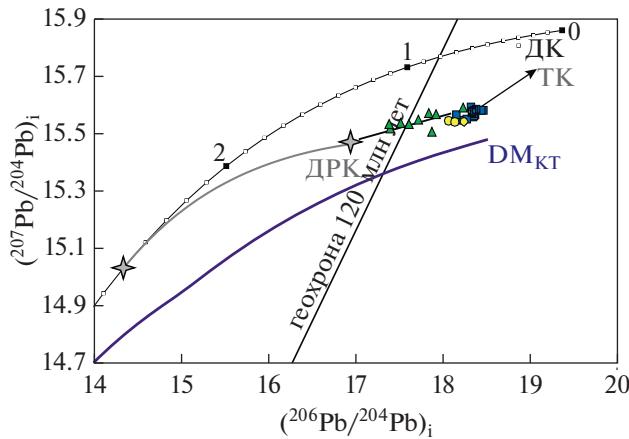


Рис. 13. Диаграмма в координатах $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ — $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, иллюстрирующая модель эволюции коровых источников базальтов BMBO.

ДК – древняя кора, DM_{KT} – модель эволюции деглектированной мантии согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997), ДРК – древняя рециклированная кора, ТК – терригенный компонент. Цифры около точек на кривой эволюции Pb в древней коре соответствуют возрасту в млрд лет. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

смотрен в работе (Зорин и др., 2006). Авторами был предложен сценарий, согласно которому расплавы субдуцировавшего слэба океанической коры могли воздействовать на фертилизованный перидотит. Однако древний возраст рециклированного компонента в источнике базальтов Средней Гоби, согласно модели эволюции Pb (рис. 13), не согласуется с таким механизмом. Полученный модельный возраст исключает и участие эклогитового/пироксенитового материала, захороненного в литосферной мантии (Регерелов и др., 2020), в силу более молодого возраста континентальной литосферы, в пределах которой происходило развитие BMBO.

Геодинамическая модель развития BMBO

Имеющиеся на сегодняшний день данные о возрасте вулканических пород BMBO позволяют утверждать, что вулканическая активность в рассматриваемом регионе носила непрерывный характер в период от раннего мела до раннего кайнозоя. Кроме того, происходило изменение центров вулканической активности со временем. Однако различный вещественный состав продуктов вулканизма может свидетельствовать о том, что этот магматический цикл может быть связан с несколькими причинами, контролировавшими магматизм.

Согласно полученным в настоящей работе оценкам возраста вулканических пород, а также опубликованным данным, раннемеловой этап вулканизма в рассматриваемом регионе охватывал интервал времени 135–105 млн лет. С раннемеловым этапом связано формирование покровного ком-

плекса BMBO, сложенного породами субщелочной серии, характеризующимися широкими вариациями химического состава. Кроме того, эти породы отличаются высокой степенью обогащения несовместимыми элементами (включая Ti и P) и IAB-типом спектров (Ta-, Nb-, Ti-минимумы и Pb-максимум). Sr, Nd и Pb изотопные характеристики в вулканитах покровного комплекса отражают участие в их формировании эклогитов и метасоматизированных перидотитов, что также характерно и для пород раннемелового экструзивного комплекса поля Улдза-гол (104–90 млн лет). Однако в источнике последних прослеживается увеличение роли эклогитовой компоненты. Продукты завершающего позднемелового–кайнозойского этапа вулканизма (87–51 млн лет) Средне-Гобийского ареала характеризуются базанит–щелочнобазальтовой ассоциацией с ОИВ-типом относительно распределения редких элементов, Sr, Nd и Pb изотопными характеристиками, отражающими участие пород астеносферы, КМЛМ и рециклированного пироксенита.

На смену источников вулканизма в рассматриваемом регионе в позднем мезозое–раннем кайнозое указывалось и в работе (Sheldrick et al., 2020b). Согласно цитируемым авторам, смена источников вулканизма была следствием процессов деламинации литосферы, широко проявившихся в Центрально-Азиатском регионе. Однако участие древнего рециклированного компонента в формировании базальтов Средней Гоби, выявленного на основании изотопных характеристик Pb, предполагает более глубинную причину смены источников магматизма.

Многочисленные данные о составе вулканических пород BMBO свидетельствуют о значительном вкладе в их формирование пород КМЛМ. Это подтверждается тем фактом, что формирование континентальной литосферы в пределах Восточной Монголии было связано с постоянным воздействием субдукционных процессов. Таким образом, к концу юрского периода литосферная мантия региона могла представлять собой слой, преобразованный в результате субдукционных процессов и включающий в себя фрагменты флюидно-метасоматизированной мантии, а также эклогитов, являющихся реликтами погребенной океанической коры палеоокеанов.

В качестве причины, запустившей плавление вещества КМЛМ, результатом которого явилось формирование позднемезозойских вулканических областей в Центральной Азии, рассматривается температурное воздействие астеносферной мантии. Согласно одной из распространенных на сегодняшний день точек зрения (Meng, 2003), рифтогенез в регионе мог стать причиной компенсирующих деформаций растяжения, последовавших после деформаций сжатия, проявившихся в

виде закрытия Монголо-Охотского палеоокеана и погружения океанической плиты в мантию. Разрыв слэба плиты привел к рифтогенезу, а также проникновению астеносферной мантии в верхние горизонты КМЛМ, что вызвало плавление пород последней (Meng, 2003).

Согласно другой модели (Dash et al., 2015), после закрытия Монголо-Охотского океана реликты океанической плиты скапливались на уровне переходного слоя (660 км). После того как масса этих пластин становилась критической, происходило быстрое погружение накопившегося материала в нижнюю мантию, что провоцировало компенсационное поднятие горячего мантийного вещества в верхние слои мантии. Восходящий поток горячей астеносферной мантии мог стать причиной плавления пород литосферной мантии.

Сходный механизм предлагается в модели, согласно которой причиной плавления литосферной мантии является действие мантийного плума (Ярмолюк и др., 2020). Согласно этой модели, плум, проявившийся в значительной степени в позднем кайнозое, мог начать действовать еще в позднем мезозое. На рубеже юрского и мелового периода его действие могло стать причиной увеличения температуры в литосферной мантии, приведшей к вулканической активности в регионе. Дальнейшее движение мантийного диапира на верхний уровень мантии привело в позднемеловое время к выводу разогретого вещества астеносферной мантии в область плавления, что послужило причиной формирования вулканических полей, сложенных более магнезиальными щелочными базальтами.

Длительный характер вулканической активности в рассматриваемом регионе, охватывающий, согласно полученным оценкам возраста, период 135–51 млн лет, с перемещением центров вулканизма с северо-восточного фланга области на его юго-западное окончание не может быть объяснен с позиций модели тонущей плиты в переходном слое (660 км), которая предполагает одноактный характер проявления вулканизма.

Модель, рассматривающая мантийный плум в качестве причины магматизма в регионе, действительно позволяет объяснить образование вулканитов щелочно-базальтоидной ассоциации завершающего этапа эволюции ВМВО в пределах Средней Гоби. Эти породы наиболее близки по составу к ОИВ. Кроме того, их изотопные характеристики позволили сделать вывод о том, что в их формировании принимал участие древний рециклированный компонент – пироксенит. В раннем мелу зарождающаяся деятельность плума также могла привести к плавлению пород литосферной мантии и погребенной океанической коры. Однако совместное плавление метасоматизированных перидотитов и метаморфизованной океанической коры привело бы к формированию пород с

деплетированными изотопными характеристиками Sr и Nd, что не характерно для пород покровного комплекса раннемелового этапа. Изотопно-геохимические характеристики этих пород позволили установить два источника – породы КМЛМ и эклогитовые породы нижней континентальной коры. Маловероятным представляется тот факт, что температурное воздействие восходящего плюма могло стать причиной плавления вещества на границе нижней континентальной коры и КМЛМ. В этом случае образовывались бы более глубинные расплавы астеносферной мантии, КМЛМ и реликтов океанической коры, что отразилось бы в образовании на территории ВМВО более примитивных, высокощелочных и деплетированных по Sr-Nd изотопным характеристикам вулканических пород. Таким образом, в раннем мелу существовал другой процесс, ответственный за формирование вулканитов покровного комплекса ВМВО.

В качестве такого процесса можно рассматривать подъем астеносферной мантии, вещество которой имеет температуру $>1250^{\circ}\text{C}$ (Hamza, Vieira, 2012). При такой температуре породы КМЛМ должны подвергаться плавлению. Однако нижняя граница литосферной мантии в складчатых поясах может достигать глубины 180 км (Pearson, Nowell, 2002). Даже в условиях рифтогенеза, когда мощность литосферы становится меньше, температурное воздействие астеносферной мантии не может стать причиной плавления вещества на границе КМЛМ и нижней континентальной коры. Однако это может произойти при развитии глубинного тектонического сдвига (Deves et al., 2014). Отметим, что согласно указанным авторам, подобные процессы приводят к развитию бимодального магматизма, чего не наблюдается в нашем случае. Кроме того, на сегодняшний день нет данных о проявлении подобных тектонических процессов в районе развития ВМВО.

В таком случае причиной плавления на границе кора–литосферная мантия могли стать предшествующие процессы деламинации, когда слои нижней литосферы отслаивались и тонули в менее плотном астеносферном веществе. На территории Восточной Монголии этот процесс мог происходить по следующему сценарию. В средней юре коллизия Монгольских террейнов и Сибирского континента привела к утолщению континентальной коры в регионе. Это, в свою очередь, привело к процессам деламинации. При этом литосферная мантия могла отслаиваться как вместе с фрагментами нижней континентальной коры, так и без них. Вследствие отрицательной плавучести литосферная мантия тонула в менее плотной астеносферной мантии. Место отслаивавшихся блоков занимало восходящее вещество астеносферной мантии с температурой $>1250^{\circ}\text{C}$, согласно (Hamza, Vieira, 2012). Восхождение разогретого вещества астеносферной мантии к вышележащим породам

КМЛМ (метасоматизированные перидотиты) и нижней континентальной коры (эклогиты) стало причиной их совместного плавления. Этот механизм, вероятно, мог быть ответственным за формирование вулканитов покровного комплекса и щелочных базальтоидов раннемелового экструзивного комплекса поля Улдза-гол.

На рубеже раннего кайнозоя (85–50 млн лет) локальное образование мантийного диапира под Мандах – Мандал-Гобийской зоной (Средняя Гоби) привело к совместному плавлению астеносферной мантии, перидотитов КМЛМ и вещества мантийного плюма. Последнее было представлено пироксенитом метасоматизированного происхождения с древними рециклированными характеристиками изотопного состава Pb.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные о возрасте, химическом составе и изотопных (Sr, Nd и Pb) характеристиках вулканических пород, слагающих вулканические поля в пределах ВМВО, в комплексе с данными, полученными ранее, позволяют охарактеризовать эволюцию мантийных источников внутриплитного вулканизма в раннемеловой–раннекайнозойский период развития.

Систематическое изучение изотопных характеристик Pb, проведенное впервые для вулканических пород Восточной Монголии, позволило выявить различия обогащенных источников, принимавших участие в формирования расплавов вулканитов. На раннемеловом этапе вулканической активности (135–105 млн лет) в пределах северо-востока Монголии в формировании вещественного состава вулканитов основную роль играли породы КМЛМ и эклогитизированные породы нижней континентальной коры. КМЛМ, в свою очередь, была представлена перидотитами, метасоматизированными в ходе субдукционных процессов при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана в раннем мезозое или более ранних, связанных с эволюцией Палеоазиатского океана. В раннем–позднем мелу (104–90 млн лет) на территории вулканического поля Улдза-гол формировались щелочные базальтоиды раннемелового экструзивного комплекса. Их источниками также выступали породы КМЛМ и нижней континентальной коры. Однако в отличие от пород покровного комплекса, в формировании расплавов щелочных базальтоидов поля Улдза-гол большую роль играл эклогитовый компонент. В следующий позднемеловой–раннекайнозойский период развития вулканической области (87–51 млн лет) вулканическая активность сместилась на юго-западное окончание ВМВО в район Средней Гоби. Щелочно-базальтовый вулканизм этого периода характеризуется участием в их источнике пород астеносферной мантии, перидотитов КМЛМ и пироксенитов.

Пироксениты при этом носили изотопные характеристики древней рециклированной литосферы.

Непрерывная магматическая активность с раннего мела и на протяжении кайнозоя на территории ВМВО обусловлена разными движущими силами. С раннего до позднего мела на территории северо-востока рассматриваемой области вулканизм протекал вследствие деламинации в литосфере мантии и подъема астеносферной мантии. Вулканизм позднего мела–раннего кайнозоя на территории Средней Гоби был инициирован глубинным мантийным плюмом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.В. Иванову и А.А. Воронцову, рекомендации которых позволили улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00401) и в рамках Государственных заданий ИГГД РАН № FMUW-2022-0005 и ИГЕМ РАН № FMMN-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский–раннекайнозойский рифтогенетический магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.
- 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.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Pb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озёрной зоны Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.
- Ступак Ф.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А. Позднемезозойский вулканизм Усть-Карской впадины (Восточное Забайкалье) и его соотношения с магматизмом Больше-Хинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 19–33.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. K-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканиче-

- ская провинция Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Поздние стадии развития позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области: возраст и состав вулканических пород // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 3. С. 283–288.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др.* Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
- Abdel-Rahman A.M.* Mesozoic volcanism in the Middle East: Geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon // Geol. Mag. 2002. V. 139. № 6. P. 621–640.
- Ancuta L.D.* Toward an improved understanding of intraplate uplift and volcanism: Geochronology and geochemistry of intraplate volcanic rocks and lower-crustal xenoliths // Doctoral thesis. Bethlehem: Lehigh University, 2017. PA 18015 USA
- Arzhannikova A.V., Demontrova E.I., Jolivet M. et al.* Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Frontiers. 2022. V. 13. № 1. P. 1674–9871.
- Badarch G., Cunningham D.W., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Baker M.B., Stolper E.M.* Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 13. P. 2811–2827.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al.* Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // J. Petrol. 2003. № 44. № 1. P. 55–91.
- Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V. et al.* Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos. 2007. V. 95. № 3–4. P. 415–424.
- Bars A., Miao L., Fochin Z. et al.* Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geol. J. 2018. V. 53. № 6. P. 1–22.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D.* Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts // J. Petrol. 2007. V. 48. № 11. P. 2093–2124.
- Dash B., Yinb A., Jiang N. et al.* Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 281–299.
- Devès M.H., Tait S.R., King G.C.P., Grandin R.* Strain heating in process zones; implications for metamorphism and partial melting in the lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 394. P. 216–228.
- Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: With special reference to the andesitic-basaltic compositional range // Ed. R.S. Thorp. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. New York: John Wiley and Sons, 1982. 724 p.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al.* The mean composition of ocean ridge basalts // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- Greene A.R., Garcia M.O., Weis D. et al.* Low-productivity Hawaiian volcanism between Kauai and Oahu // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. <https://doi.org/10.1029/2010GC003233>
- Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q.* Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1177–1220.
- Hamza V. M., Vieira F.P.* Global distribution of the lithosphere-asthenosphere boundary: A new look // Solid Earth. 2012. V. 3. P. 199–212.
- Hanžl P., Guy A., Battushig A., Lexa O. et al.* Geology of the Gobi and Mongol Altai junction enhanced by gravity analysis: A key for understanding of the Mongolian Altaides // J. Maps. 2020. V. 16. № 2. P. 98–107.
- Hart S.* A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Hirose K.* Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts // Geology. 1998. V. 25. № 1. P. 42–44.
- Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 114. № 4. P. 477–489.
- Hirose K., Kushiro I.* The effect of melt segregation on polybaric mantle melting: Estimation from the incremental melting experiments // Phys. Earth Planet. Int. 1998. V. 107. P. 111–118.
- 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.
- Hofmann A.W.* Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. 2nd ed. 2014. P. 67–101.
- Hou T., Zhang Z., Keiding J.K., Veksler I.V.* Petrogenesis of the ultrapotassic Fanshan intrusion in the North China Craton: Implications for lithospheric mantle metasomatism and the origin of Apatite Ores // J. Petrol. 2015. V. 56. № 5. P. 893–918.
- Ishizuka O., Taylor R.N., Yuasa M. et al.* Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. Q06008. <https://doi.org/10.1029/2006GC001475>
- Kawabata H., Hanyu T., Chang Q. et al.* The petrology and geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the oceanic crust-recycling model for HIMU OIB // J. Petrol. 2011. V. 52. № 4. P. 791–838.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise Geochem. 2003. V. 3. P. 593–659.
- Keshav S., Gudfinnsson G.H., Sena G., Fei Y.* High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 223. P. 365–379.

- Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J.* Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 3109–3123.
- Kinzler R.J.* Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1997. V. 102. № B1. P. 853–874.
- Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J.* High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 216. P. 603–617.
- Konig S., Schuth S.* Deep melting of old subducted oceanic crust recorded by superchondritic Nb/Ta in modern island arc lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 301. P. 265–274.
- Kononova V., Kurat G., Embey-Isztin A. et al.* Geochemistry of metasomatised spinel peridotite xenoliths from the Dariganga Plateau, south-eastern Mongolia // *Mineral. Petrol.* 2002. V. 75. P. 1–21.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chemic. Geol.* 1997. V. 139. № 1. P. 75–110.
- Kushiro I.* Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. V. 29. P. 71–107.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P.* An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major-element composition of mid-ocean ridge basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 288. № 1–2. P. 335–347.
- Lambart S., Laporte D., Provost A., Schiano P.* Fate of pyroxenite-derived melts in the peridotitic mantle: Thermo-dynamical and experimental constraints // *J. Petrol.* 2012. V. 53. № 3. P. 451–476.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P.* Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: Review of the experimental constraints // *Lithos*. 2013. V. 160–161. P. 14–36.
- Lambart S., Baker M.B., Stolper E.M.* The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 5708–5735.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.* Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
- Mallik A., Dasgupta R.* Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 329–330. P. 97–108.
- Mallik A., Dasgupta R.* Effect of variable CO₂ on eclogite derived andesite and lherzolite reaction at 3 GPa – Implications for mantle source characteristics of alkaline ocean island basalts // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 1533–1557.
- Manhes G., Allegre C.J., Provost A.* U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2247–2264.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E. et al.* K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth’s mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 1001–1012.
- Meng Q.R.* What drove late Mesozoic extension of the northern China – Mongolia tract? // *Tectonophysics*. 2003. V. 369. P. 155–174.
- Miao L., Zhu M., Liu C. et al.* Detrital-zircon age spectra of neoproterozoic–paleozoic sedimentary rocks from the Er-eendavaa terrane in NE Mongolia: Implications for the early-stage evolution of the Ereendavaa Terrane and the Mongol-Okhotsk Ocean // *Minerals*. 2020. V. 10. № 9. P. 742.
- O’Hara M.J.* Primary magmas and the origin of basalts // *Scottish J. Geol.* 1965. V. 1. P. 19–40.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q07006. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
- Pearson D.G., Nowell G.M.* The continental lithospheric mantle: Characteristics and significance as a mantle reservoir // *Phil. Trans. R. Soc.* 2002. V. 360. № 1800. P. 2383–2410.
- 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. P. 612.
- Pertermann M., Hirschmann M.M.* Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa // *J. Petrol.* 2003. V. 44. № 12. P. 2173–2201.
- Pfänder J.A., Münker C., Stracke A., Mezger K.* Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts – Implications for crust–mantle differentiation and the fate of Niobium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 254. № 1–2. P. 158–172.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemic. Geol.* 1998. V. 145. № 3–4. P. 325–394.
- Rollinson H., Pease V.* Using geochemical data: To understand geological processes. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.
- Roux V., Lee C., Turner S.* Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth’s mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 2779–2796.
- Sheldrick T., Barry T., Millar I. et al.* Evidence for southward subduction of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: Implications from mesozoic adakitic lavas from Mongolia // *Gondwana Res.* 2020a. V. 79. P. 140–156.
- Sheldrick T., Barry T., Dash B. et al.* Simultaneous and extensive removal of the East Asian lithospheric root // *Sci. Rep.* 2020b. V. 10.
- Sobolev A., Hofmann A., Kuzmin D. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 36. P. 412–417.
- Spandler C., Yaxley G., Green D. H., Rosenthal A.* Phase relations and melting of anhydrous K-bearing eclogite from 1200 to 1600°C and 3 to 5 GPa // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 4. P. 771–795.
- Streckeisen A.* Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcom-

- mission on the systematics of igneous rocks // *Geology*. 1979. № 7. P. 331–335.
- Sun C.-H., Stem R.J.* Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the subduction component // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B1. P. 589–608.
- Sun S.S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Phil. Trans. R. Soc.* 1980. V. A297. P. 409–445.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc.* 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.
- Takahashi E., Nakajima K., Wright T.L.* Origin of the Columbia River basalts: Melting model of a heterogeneous plume head // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 63–80.
- Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C.* JNDI-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Traynor J.J., Sladen C.* Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential // *Mar. Pet. Geol.* 1995. V. 12. P. 35–52.
- Wakita H., Rey P., Schmitt R.A.* Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils // *Proc. 2nd Lunar Sci.* 1971. P. 1319–1329.
- Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 1. P. 29–60.
- Wang F., Zhou X.H., Zhang L.X. et al.* Late Mesozoic volcanism in the Greater Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamics setting of NE Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 251. P. 179–198.
- Wiechert U., Ionov D., Wedepohl K.* Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: A record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 126. P. 345–364.
- 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>
- Willbold M., Stracke A.* Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust // *Chemic. Geol.* 2010. № 276. P. 188–197.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M. et al.* Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. Q04008.
<https://doi.org/10.1029/2003GC000623>

The Magmatic Sources Evolution of Eastern Mongolia Volcanic Area: Evidence from Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotope Data

M. V. Kuznetsov^{1, 2}, V. M. Savatenkov^{1, 2}, L. V. Shpakovich¹, V. V. Yarmolyuk³, and A. M. Kozlovsky³

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

² Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Eastern Mongolia Volcanic Area (EMVA) is a part of the Late Mesozoic – Early Cenozoic volcanic and plutonic belt in Northeastern Asia. There are three EMVA evolution stages characterized by specific volcanic rocks occurrence, sources, and mechanisms of the melt formation. The rocks of the Early Cretaceous stage (135–100 Ma) forming the volcanic flow complex of EMVA are represented predominantly by differentiated alkali basaltoids. The comprehensive study of rocks isotopic features, mainly Pb, let us identify the nature of the volcanics. That is peridotites of Continental Metasomatised Lithospheric Mantle (CMLM) and lower continental crust eclogitic rocks. Alkali basaltoids of the volcanic field Uldza-gol extrusive complex formed during the next stage of the EMVA evolution (104–90 Ma). According to geochemical and isotope features, these rocks had the same sources as the volcanics of the previous Early Cretaceous stage. However, the eclogitic component was more prominent in forming the Uldza-gol basaltoids melts. During the concluding stage of the EMVA evolution in the Late Cretaceous – Early Cenozoic (87–51 Ma), OIB-like rocks of the basanite-trachybasalt association formed within the Middle Gobi in the southwestern flank of the EMVA. The asthenosphere and recycled pyroxenite components altogether with CMLM had a prominent role in these rocks forming. Different sources of EMVA volcanic rocks reflect two mechanisms of their formation. During the Early – Late Cretaceous ascent of the asthenospheric mantle and delamination of the lithospheric mantle were triggers of magmatism. At the Early Cenozoic, the local deep mantle plume activity triggered magmatism.

Keywords: Central Asian orogenic belt, Eastern Mongolia, intraplate volcanism, Sr, Nd, Pb isotopic data, sources of magmatic rocks