

ИСТОЧНИКИ МАГМ ПЕРМСКИХ ГАББРОИДОВ ХАНГАЙСКОГО РЕГИОНА (Западная Монголия)

М.О. Шаповалова, Р.А. Шелепаев, О.М. Туркина, В.С. Веснин, А.Э. Изох, Н.Д. Толстых

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Представлены данные по изотопному Sm-Nd и Rb-Sr составу ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона Западной Монголии: Орцог-Ула, Номгон, Ямат-Ула. Методом LA-ICP-MS определен U-Pb возраст циркона, его изотопный Lu-Hf и редкоэлементный состав. Новые и ранее полученные геохронологические данные методами SIMS и LA-ICP-MS свидетельствуют о пермском возрасте изученных габброидов. Редкоэлементный состав циркона, характеризующийся обогащением тяжелыми редкоземельными элементами (РЗЭ) ($(\text{Lu}/\text{Gd})_n > 7$), положительной цериевой ($\text{Ce}/\text{Ce}^* > 6.6$) и отрицательной европиевой ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16\text{--}0.49$) аномалиями, указывает на его магматический генезис и возможность использования изотопных характеристик для суждения о происхождении базитовых магм. Образование циркона из остаточного магматического расплава предполагается, исходя из обогащения циркона U и Th с ростом Th/U, что отражает накопление этих высоконесовместимых элементов, а также температуры кристаллизации циркона ($810\text{--}880^\circ\text{C}$). Геохимические характеристики и изотопный состав пород, отсутствие ксеногенных древних цирконов и корреляции между $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и главными индексами коровой контаминации указывают на то, что коровая контаминация не оказывала влияния на состав габброидов. Изотопные данные по породам и циркону свидетельствуют об участии в формировании ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона двух мантийных источников: деплектированного, доминирующего для массивов Номгон и Ямат-Ула ($\varepsilon_{\text{Hf}} = 16.1\text{--}2.0$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = 4.5\text{--}0$ и $I_{\text{Sr}} = 0.70385\text{--}0.70537$), и обогащенного, преобладающего для второй фазы массива Орцог-Ула ($\varepsilon_{\text{Hf}} = 1.4\text{--}0.2$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -3.6\text{--}-5.7$ и $I_{\text{Sr}} = 0.70704\text{--}0.70933$).

Габбро, циркон, редкоземельные элементы, U-Pb возраст, Lu-Hf, Sm-Nd и Rb-Sr изотопный состав

SOURCES OF MAGMAS OF PERMIAN GABBROS OF THE KHANGAI MOUNTAINS (Western Mongolia)

М.О. Шаповалова, Р.А. Шелепаев, О.М. Туркина, В.С. Веснин, А.Э. Изох, Н.Д. Толстых

We present Sm–Nd and Rb–Sr isotope composition data on mafic–ultramafic massifs in the Khangai Mountains of Western Mongolia: Oortsog-Uul, Nomgon, and Yamaat-Uul. The U-Pb age of zircon and its Lu-Hf isotope and trace-element compositions were determined by LA-ICP-MS. New and previous geochronological data obtained by SIMS and LA-ICP-MS support the Permian age of the studied gabbros. The trace-element composition of zircon, characterized by strong HREE enrichment ($(\text{Lu}/\text{Gd})_n > 7$) and cerium positive ($\text{Ce}/\text{Ce}^* > 6.6$) and europium negative ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16\text{--}0.49$) anomalies, indicates its magmatic genesis and the possibility of using isotope characteristics to assess the origin of mafic magmas. The formation of zircon from a residual mafic melt is inferred from the enrichment of zircon in U and Th with increasing Th/U, reflecting the accumulation of these highly incompatible elements in the residual melt, and the crystallization temperature of zircon ($810\text{--}880^\circ\text{C}$). The geochemical characteristics of the rocks, their isotopic composition, the absence of xenogenic ancient zircons, and the lack of correlation between $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ and major indices of crustal contamination indicate that crustal contamination did not influence the composition of the gabbros. Isotopic data on rocks and zircon indicate the involvement of two mantle sources in the formation of the mafic–ultramafic massifs of the Khangai Mountains: (a) depleted, predominant for the Nomgon and Yamaat-Uul massifs ($\varepsilon_{\text{Hf}} = +16.1\text{...}+2.0$; $\varepsilon_{\text{Nd}} = +4.5\text{...}0.0$; and $I_{\text{Sr}} = 0.70385\text{...}0.70537$), and (b) enriched, predominant for the second phase of the Oortsog-Uul massif ($\varepsilon_{\text{Hf}} = +1.4\text{...}+0.2$; $\varepsilon_{\text{Nd}} = -3.6\text{...}-5.7$; and $I_{\text{Sr}} = 0.70704\text{...}0.70933$).

Gabbro, zircon, REE, U-Pb age, Lu-Hf, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope compositions

ВВЕДЕНИЕ

Дискуссия о генезисе мафит-ультрамафитовых массивов, присутствующих в разновозрастных складчатых областях, в том числе в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП), продолжается на протяжении многих десятилетий. Мафит-ультрамафитовые ассоциации совместно с гранитоидами составляют основную часть батолитов, которым свойственна длительность магматизма и различные геодинамические условия формирования. На территории Западной Монголии выделен Хангайский батолит

© Шаповалова М.О.✉, Шелепаев Р.А., Туркина О.М., Веснин В.С., Изох А.Э., Толстых Н.Д., 2024

✉e-mail: shapovalovam@igm.nsc.ru

[Тектоника..., 1974; Федорова, 1977; Геологические формации..., 1995; Ярмолюк, Коваленко, 2003], гранитоидные и габброидные ассоциации которого сформированы в возрастном интервале ~ 270 — 240 млн лет [Ярмолюк и др., 2019]. Последнее время на Хангайском нагорье ведется комплексное изучение пермских ультрамафит-мафитовых дифференцированных и расслоенных интрузий с сульфидной минерализацией [Изох и др., 1990, 1991; Шаповалова и др., 2019; Shapovalova et al., 2020; Shelepaev et al., 2023].

При изучении петрологии магматических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, помимо классических структурно-геологических, петрографических и петрохимических методов, все чаще используются геохимические, изотопные и изотопно-геохронологические методы анализа пород и минералов [Malitch et al., 2010; Liu et al., 2010; Малич и др., 2018; Гусев и др., 2019; 2020; Руднев и др., 2020а, 2020б; Туркина, Прияткина, 2017; Туркина, Капитонов, 2019; Zhao et al., 2020]. Циркон широко используется для реконструкции условий образования магматических и других пород [Hoskin, Schaltegger, 2003; Harley, Kelly, 2007]. Благодаря своей способности реагировать на различные геологические процессы с образованием новых генераций или перекристаллизацией уже существующих, циркон сохраняет «отпечатки» событий, происходивших с ним, начиная с момента его кристаллизации [Cherniak, Watson, 2003]. Изучение морфологии, внутреннего строения и геохимии кристаллов циркона служит для обоснования его магматической природы, а определение U-Pb возраста акцессорных цирконов и анализ изотопного состава Hf в сочетании с Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными по породам дает наиболее важную информацию о происхождении магматических пород.

В данной работе представлены результаты геохимических и изотопно-геохронологических (U-Pb, Lu-Hf) исследований цирконов из габброидов ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона: Орцог-Ула, Номгон, Ямат-Ула (рис. 1), а также представлены данные по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным системам для габброидов этих массивов. Полученная информация использована с целью оценки вероятных источников магм для габброидных ассоциаций Хангайского батолита.

ГЕОЛОГИЯ МАССИВОВ ОРЦОГ-УЛА, НОМГОН, ЯМАТ-УЛА

Хангайское нагорье расположено в Западной Монголии в центре ЦАСП, ограниченного Сибирским кратоном с севера, Таримским и Китайско-Корейским кратонами с юга (см. рис. 1, а). По литературным данным, на территории Монголии выделяются два основных сегмента или мегаблока: Северный и Южный, разделенные Главным Монгольским линеаментом [Badarch et al., 2002]. Северный сегмент, где располагаются изученные массивы Хангайского региона, рассматривается как каледонский ороген (500—400 млн лет), а Южный — как герцинский (400—230 млн лет) [Тектоника..., 1974; Дергунов и др., 1980].

Ультрамафит-мафитовые массивы: Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула относятся к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации с характерным ареальным размещением без их приуроченности к региональным разломам или оphiолитовым зонам [Изох и др., 1990]. Ультрамафит-мафитовые массивы формируют раннюю фазу Хангайского батолита [Изох и др., 2005], который разделен на блоки: Тарбагатайский, Хангайский, Дзабханский и Сонгинский [Ярмолюк и др., 2016]. Хангайский батолит совместно с окаймляющими его Селенгино-Витимским вулканоплутоническим поясом (СВВПП) с севера и Гоби-Алтайским вулканоплутоническим поясом (ГАВПП) с юга (см. рис. 1, б) являются частью более крупной зональной магматической области — Хангайской крупной изверженной провинции [Ярмолюк и др., 2016]. Установлено, что батолит и вулканоплутонические пояса формировались в одном сравнительно узком возрастном диапазоне ~ 270 — 240 млн лет назад.

Перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула (5 км²) находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол. Массив относится к Тарбагатайскому докембрийскому блоку Хангайского батолита (см. рис. 1). Массив Орцог-Ула прорывает протерозойские метаморфические толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Массив состоит из двух фаз внедрения: 1) ритмично-расслоенная перидотит-троктолит-габброноритовая серия пород; 2) слабодифференцированные биотитсодержащие амфибол-оливиновые габбронориты [Шаповалова и др., 2019]. В породах обеих фаз обнаружена вкрапленная и шлировая сульфидная минерализация халькопирит-пентландит-пирротинового состава.

Троктолит-анортозит-габбровый массив Номгон расположен в 15 км к северо-востоку от слияния рек Орхон и Тола, на периферии Хангайского батолита в СВВПП (см. рис. 1) и относится к первой фазе селенгинского комплекса (Р₂—Т₁). По данным [Изох и др., 1990, 1998; Mao и др., 2018], породы массива относятся к троктолит-анортозит-лейкогаббровой формации. Номгон представляет собой фрагмент дифференцированного габброидного интрузива, находящегося в кровле крупного сиенит-граносиенит-гранитного plutона. Расслоенная серия массива представляет собой чередование горизонтов оливиновых габбро, габброноритов, троктолитов, лейкогаббро и анортозитов. Редко встречаются горизонты меланотротолитов мощностью до 10 см. В северной части массива отмечаются мезо- и меланократовые мелкозернистые амфиболовые габбронориты краевой фации, которые по направлению в глубь мас-

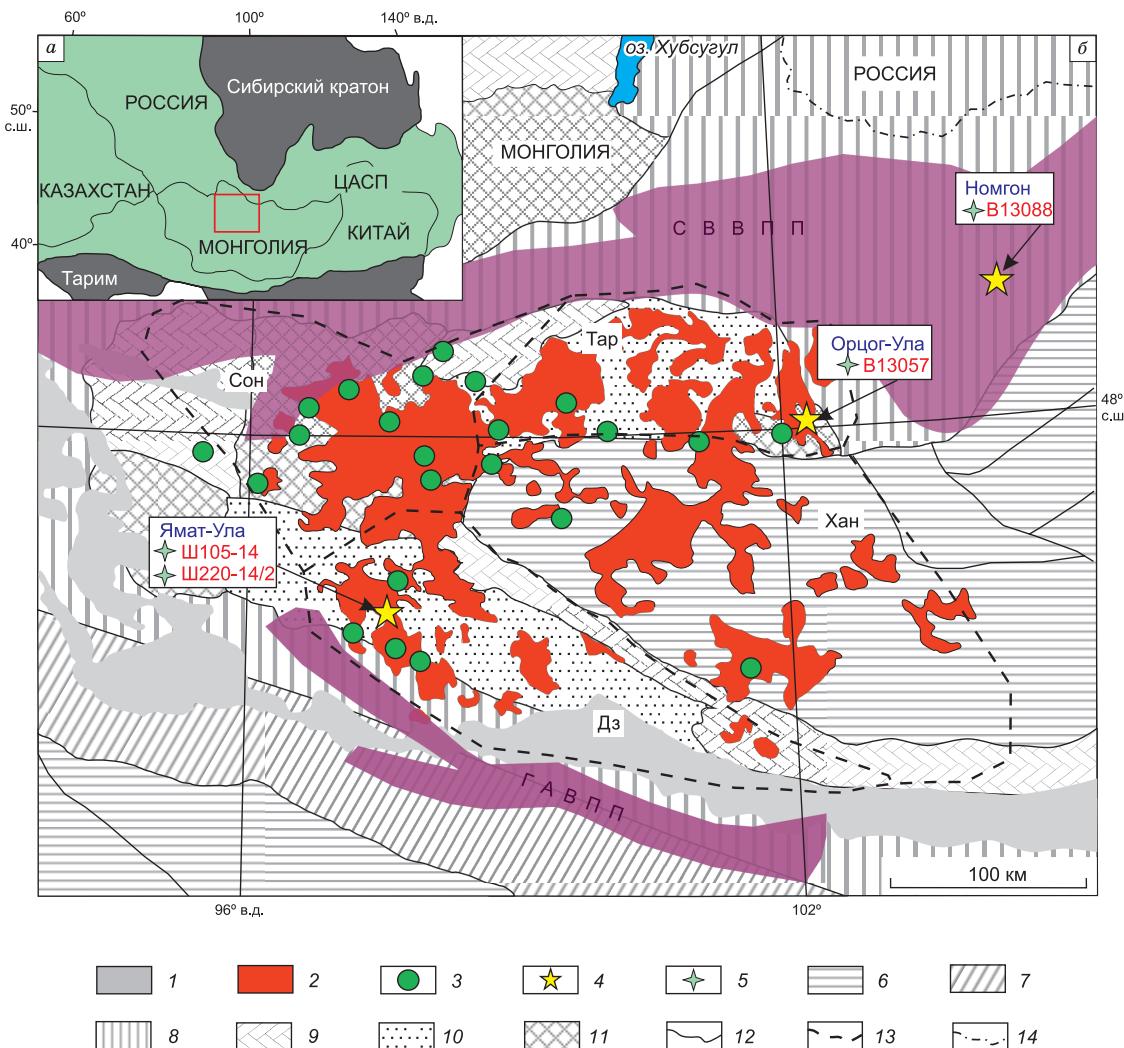


Рис. 1. Положение изученных ультрамафит-мафитовых массивов в структурах ЦАСП (а) и Хангайского региона (б) (по [Ярмолюк и др., 2008, 2019]) с изменениями).

1 — мезозойско-кайнозойские впадины; 2 — позднепалеозойские гранитоиды нормальной щелочности Хангайского батолита; 3 — габброиды Хангайского региона; 4 — исследуемые нами массивы; 5 — цирконовые пробы; 6—9 — складчатые области: 6 — средне- и позднепалеозойские (герциниды), 7 — ранне- и среднепалеозойские (поздние каледониды), 8 — вендско- и раннепалеозойские (ранние каледониды), 9 — неопротерозойские; 10 — тектонические блоки с раннедокембрийским фундаментом; 11 — тектонические блоки с довендинским складчатым фундаментом (нерасчлененный); 12 — главные тектонические границы; 13 — границы континентальных блоков Хангайской группы террейнов (Тар — Тарбагатайский, Сон — Сонгинский, Дз — Дзабханский, Хан — Хангайский); 14 — границы между странами. Фиолетовым цветом обозначены Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс (СВВПП) и Гоби-Алтайский вулкано-плутонический пояс (ГАВПП).

сива сменяются лейко- и мезократовыми оливиновыми габбро и анортозитами. Породы массива Номгон прорываются порфировидными кварц-амфибол-биотитовыми сиенитами и граносиенитами, которые, в свою очередь, секутся дайками и жилами мелкозернистых граносиенитов. На массиве Номгон распространена вкрапленная сульфидная минерализация с преобладанием сульфидных капель кубанит-борнит-халькопиритового состава [Shapovalova et al., 2020].

Габбро-монцогаббровый массив Ямат-Ула расположен на левом берегу р. Дзабхан в 25 км от села Гулин Гоби-Алтайского аймака и относится к Дзабханскому докембрийскому блоку Хангайского батолита (см. рис. 1). Массив представляет собой крупнейшую расслоенную интрузию Западной Монголии ($20 \times 20 \text{ км}^2$) и состоит из выходов нескольких крупных тел, простирающихся с северо-запада на юго-восток [Shelepaev et al., 2023]. Установлено, что массив состоит из двух фаз внедрения. Первая фаза характеризуется ритмичной расслоенностью и сложена биотит-роговообманковым габбро, оливиновыми габброноритами (оливин-пироксеновые кумулаты), а также включает лейкогаббро и анортозит (пластиночные кумулаты). Вторая фаза сложена монцогаббровым габбро. Породы массива прорваны гранитоидами

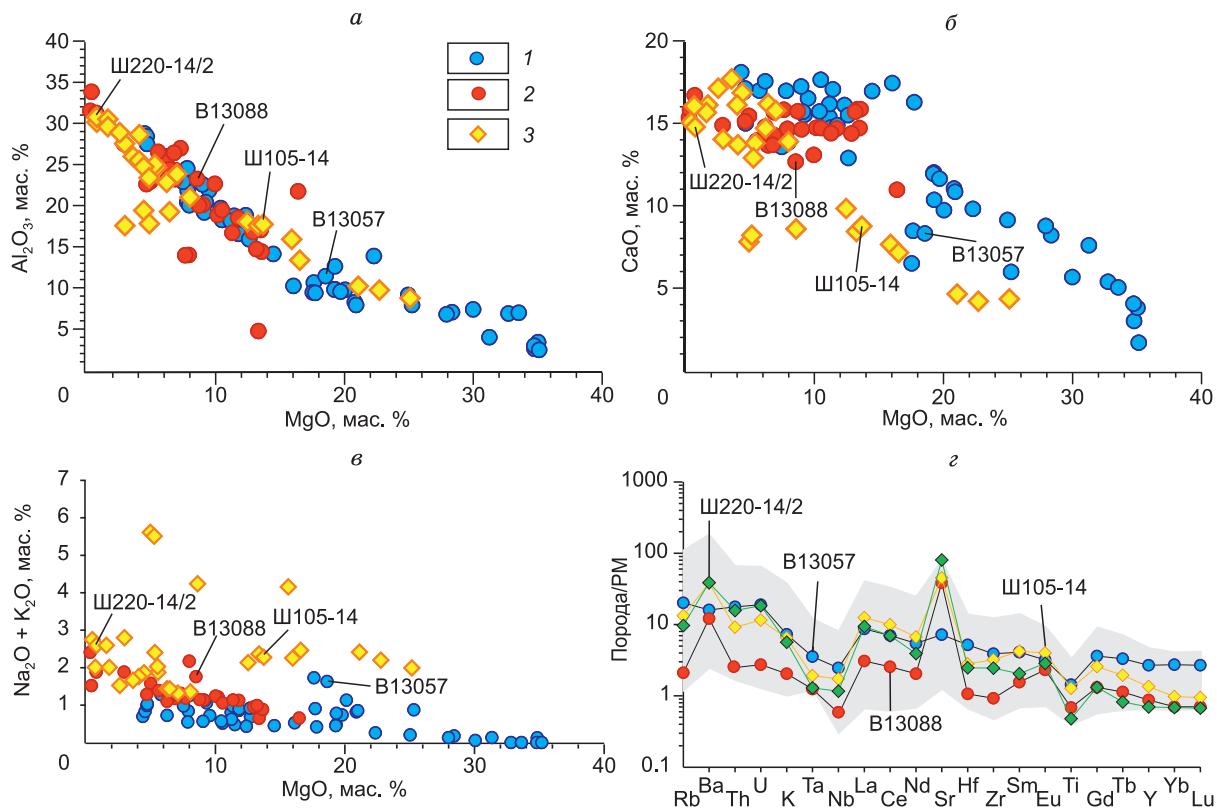


Рис. 2. Составы пород ультрамафит-мафитовых массивов Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула в Хангайском регионе:

а — $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$; *б* — $\text{MgO}-\text{CaO}$; *в* — $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; *г* — мультиэлементные спектры, нормированные на состав прimitивной мантии [McDonough et al., 1992] для типичных пород из массивов Орцог-Ула (B13057), Номгон (B13088), Ямат-Ула (SH105-14, SH220-14/2) (образцы, использованные для изучения циркона). 1 — Орцог-Ула, 2 — Номгон, 3 — Ямат-Ула.

Хангайского батолита. В массиве Ямат-Ула присутствуют вкрапленные сульфиды и шлиры халькопирит-пентландит-пирротинового и пирит-халькопиритового состава [Shapovalova et al., 2020].

Петрография, петро- и геохимия массивов представлена авторами в предыдущих работах [Изох и др., 1990; Шаповалова и др., 2019; Shelepaev et al., 2023]. По петрохимическим характеристикам породы соответствуют ультраосновным и основным с содержанием MgO 0.84—35.20 мас. % (рис. 2, *а*—*в*) и представлены рядом от перидотитов до лейкогаббро и анортозитов. Для полифазных массивов в породах более поздних фаз наблюдается накопление кремнезема и щелочей в ходе развития магматической системы (см. рис. 2, *в*). Максимальное содержание щелочей характерно для монцогаббро массива Ямат-Ула. С уменьшением содержания MgO также возрастают концентрации Al_2O_3 и CaO (см. рис. 2, *а*, *б*), что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза.

Для геохимической характеристики пород использованы четыре пробы, которые являются типичными для изученных массивов и были выбраны для исследования циркона (см. рис. 2, *г*): Bt-Hbl-Ol мезогаббро массива Орцог-Ула (обр. B13057), Ol габбро массива Номгон (обр. B13088), Bt-Hbl-Ol мезогаббро и анортозит массива Ямат-Ула (образцы SH105-14 и SH220-14/2 соответственно). Положение этих проб указано на петрохимических диаграммах, построенных с использованием всех имеющихся данных (см. рис. 2, *а*—*в*). Геохимической особенностью пород массивов (см. рис. 2, *г*) является их обогащенность крупноионными лиофильными элементами (LILE: Sr, Rb, Ba) и деплетированность высокозарядными элементами (HFSE: Ta, Nb, Zr, Hf, Ti). На мультиэлементных спектрах выделяются положительные аномалии Sr и отрицательные аномалии по Ta, Nb и Ti.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для аналитических исследований были отобраны пробы (3 кг) наименее измененных габброидов (образцы B13057, B13088, SH105-14 и SH220-14/2). Пробы были измельчены на щековой дробилке Pulverisette 1 classic line (Fritsch, Германия), затем на виброистриателе ВИ-4x350 («АкмеТехнология»,

Россия) до фракции 0.25 мм. Полученный материал был промыт от тонкой пыли и рассеян стандартным набором сит на фракции < 0.08, 0.08—0.16, 0.16—0.25 мм. Далее магнитными и гравитационными методами разделения (в воде) из фракций 0.16 и 0.25 мм были получены тяжелые немагнитные концентраты, из которых под бинокуляром вручную отбирались зерна циркона, затем монтированные в шайбы. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие зональность цирконов. КЛ изображения циркона получены на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с детектором Oxford Centaurus (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

U-Pb изотопное датирование цирконов из массива Номгон (обр. B13088) осуществлялось на вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (ASI, Австралия) по методике [Williams, 1998] в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов и вычисленных значений конкордантных возрастов приводятся на уровне 1 σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003].

U-Pb изотопное датирование цирконов из других образцов габброидов и анортозита (рис. 3) выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Датирование было выполнено только для тех цирконов, для которых определяли изотопный состав Lu и Hf. Анализ проведен с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR (Thermo Scientific, Германия), с эксимерной системой лазерной аблации Analyte Excite (Teledyne Cetac, США). Параметры измерения на масс-спектрометре были оптимизированы с использованием синтетического стекла NIST SRM612 для достижения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^{+}/^{232}\text{Th}^{+}$ (< 0.02). Сканирование выполнялось по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, длительность холостого измерения составляла 25 с с последующей аблацией материала в течение 30 с. Плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008]. U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие изотопные отношения стандартного циркона Plešovice [Slama et al., 2008]. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы ISOPLOT [Ludwig, 2003]. Для стандартного циркона TEMORA [Black et al., 2004], используемого в качестве контрольного образца, получены следующие средневзвешенные значения возраста: 413 ± 69 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), 413 ± 9 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) и 413 ± 6 млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (2 σ). Коррекция на содержание нерадиогенного свинца не проводилась.

Определение редкоэлементного состава циркона (РЗЭ, Hf, Ti, Y, Nb, Th, U) произведено также на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Element XR с эксимерной системой лазерной аблации Analyte Excite. Параметры масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{238}U при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^{+}/^{232}\text{Th}^{+}$ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по массам ^{49}Ti , ^{89}Y , ^{93}Nb , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме triple для изотопов ^{31}P , ^{44}Ca , ^{89}Y , ^{91}Zr , ^{178}Hf , ^{232}Th и ^{238}U . Детектирование сигналов остальных элементов проводилось в режиме счета. Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см². Расчет содержаний элементов в зернах проводился с использованием внешней градуировки по стандарту NIST SRM610 и изотопа ^{91}Zr в качестве внутреннего стандарта. Для контроля качества данных использован стандартный природный циркон GJ-1 [Jackson et al., 2004]. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1 σ . Европиевая аномалия рассчитывается по формуле: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n/\sqrt{(\text{Sm} \times \text{Gd})_n}$, где n — значения, нормированные на хондрит CI [Sun, McDonough, 1989].

Изотопный состав Hf и Lu в цирконе определен на масс-спектрометре Neptune Plus (ThermoFisher) с приставкой LA NWR 213 (ESI) в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) по методике, описанной в работе [Червяковская и др., 2021]. Анализ изотопного состава выполнен в тех же цирконах, в которых проводилось U-Pb (LA-ICP-MS) датирование, с близким расположением кратеров. Измерения проводились в гелиевой атмосфере, диаметр пучка лазера 25 мкм, частота 20 Гц, плотность энергии лазерного излучения 11—12 Дж/см². Для контроля воспроизводимости результатов и стабильности работы прибора применялись стандартные образцы цирконов GJ-1 [Jackson et al., 2004] и Plesovice [Slama et al., 2008]. За период измерений средневзвешенное значение изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для

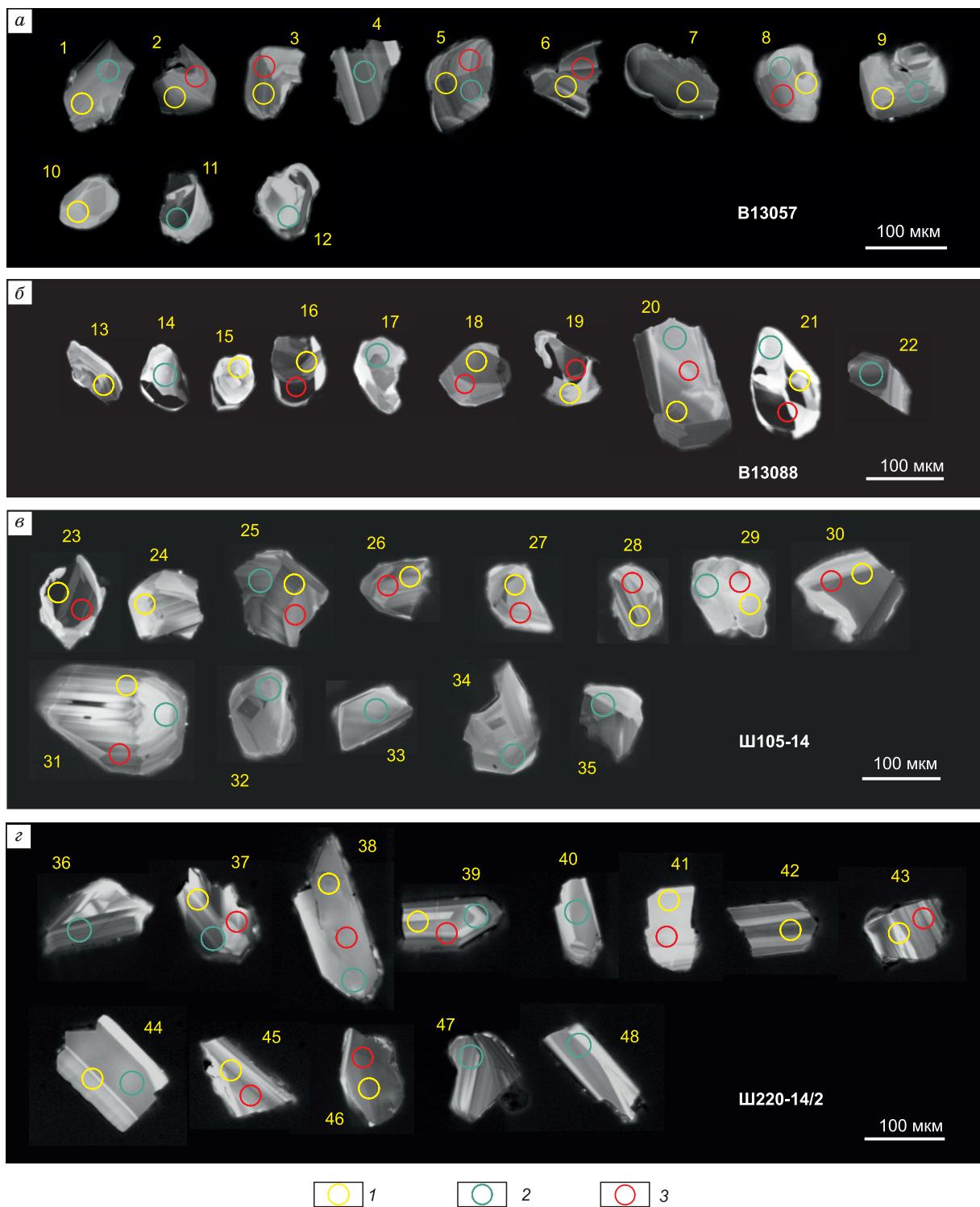


Рис. 3. Катодолюминесцентное изображение цирконов из габброидов и аортозита.

1 — точки определения U/Pb возраста, 2 — РЗЭ; 3 — Lu-Hf изотопного состава. Массивы: Орцог-Ула (B13057 — Bt-Hbl-Ol мезогаббро); Номгон (B13088 — Ol габбро); Ямат-Ула (Ш105-14 — Bt-Hbl-Ol мезогаббро и Ш220-14/2 — аортозит).

стандартных образцов циркона составило 0.282066 ± 6 для GJ-1 ($2\sigma, n = 11$), 0.282511 ± 7 для Plesovice ($2\sigma, n = 4$). Первичное отношение изотопов гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ рассчитывалось с использованием константы распада $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. ε_{Hf} рассчитано с использованием хондриевых величин $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997].

Определение изотопного состава и концентраций Sm и Nd проводилось в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Процедура химической подготовки образцов к определению концентраций и изотопного состава элементов состояла из кислотного разложения проб (при 120 °C) с добавлением изотопной метки ^{149}Sm - ^{150}Nd , хроматографического выделения суммы РЗЭ и разделения Sm, Nd на смоле LN-specs. Измерения изотопных отношений проводились методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в статическом режиме по методике, описанной в работе [Аникина и др., 2018]. Холостое внутрилабораторное загрязнение равнялось 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляла $\pm 1\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ были нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Правильность измерения Nd контролировалась определением стандарта Nd JNd-1(GSJ) в каждой партии образцов. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте во время работы составило 0.512112 ± 8 (2SD , $n = 45$). При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ были использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR), по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$). Использована константа распада ^{147}Sm , по [Villa et al., 2020].

Rb-Sr изотопные исследования в породах проведены в Центре коллективного пользования (ЦКП) многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Пробы разлагались в смеси кислот, для определения содержаний рубидия и стронция добавляли трасер, обогащенный ^{85}Rb и ^{84}Sr . Затем Rb отделяли от Sr методом ионообменной хроматографии на кварцевых колонках (смоля Dowex AG W50x8, элюент 2N HCl). Изотопное отношение стронция, содержание рубидия и стронция измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре МИ-1201АТ в двухленточном режиме (испарители и ионизаторы рениевые). Правильность определения изотопных отношений Sr контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ, в котором отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.70800 ± 7 (2σ , $n = 6$). Погрешность определения содержаний Rb, Sr и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не превышает 1 %, отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.01—0.02 %. Величина холостого опыта не превышала (нг) для Rb — 0.1, Sr — 0.7.

РЕЗУЛЬТАТЫ

U-Pb возраст циркона из габбро и аортозита

Габброиды из массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула ранее были датированы U-Pb методом (SHRIMP-II) по циркону [Шаповалова и др., 2019, Shelepaev et al., 2023]. Цирконы из этих массивов были датированы дополнительно методом LA-ICP-MS для того, чтобы проводить Lu-Hf изотопный анализ зерен с определенным возрастом. Циркон из габброидов массива Номгон датирован двумя методами. Для Ol габбро (обр. B13088) массива Номгон методом SIMS (SHRIMP-II) был получен конкордантный возраст

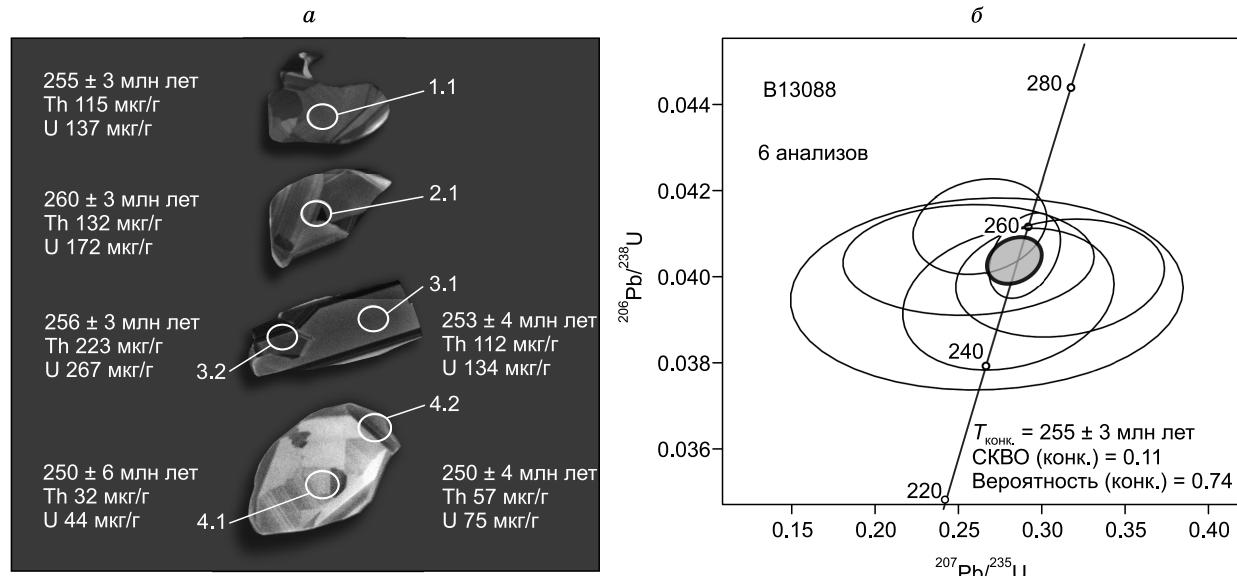


Рис. 4. Возраст цирконов (SHRIMP-II) из Ol габбро массива Номгон:

а — КЛ изображение датированных цирконов; б — диаграмма с конкордией для циркона из Ol габбро массива Номгон. Здесь и на рис. 5 серым кружком отмечено среднее значение конкордантного возраста.

Таблица 1.

**Результаты изотопного анализа и возраст циркона (SHRIMP-II)
из Ol габбро (обр. B13088) массива Номгон**

№ зер- на	U	Th	Th/U мкг/г	206Pb*, мкг/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
	мкг/г	мкг/г			207Pb/ 206Pb	± %	207Pb/ 235U	± %	206Pb/ 238U	± %		207Pb/ 206Pb	1σ	207Pb/ 235U	1σ	206Pb/ 238U	1σ	
1.1	137	115	0.87	4.8	0.0459	12.1	0.2560	12.1	0.0404	1.3	0.113	-8	280	255.3	3.3	231.4	48.68	-9.5
2.1	172	132	0.80	6.1	0.0463	6.1	0.2630	6.2	0.0412	1.1	0.176	13	150	260	2.8	237.1	25.69	-8.9
3.1	134	112	0.86	4.6	0.0564	8.1	0.3110	8.2	0.0400	1.4	0.171	467	180	252.6	3.5	275.0	38.71	8.7
3.2	267	223	0.86	9.3	0.0519	2.8	0.2898	3.1	0.0405	1.1	0.347	281	64	255.9	2.6	258.4	13.41	0.9
4.1	43.6	32.3	0.77	1.5	0.0489	18.1	0.2670	18.1	0.0396	2.3	0.126	144	430	250.3	5.7	240.3	75.49	-4.1
4.2	74.7	57.5	0.80	2.6	0.0515	9.1	0.2800	9.2	0.0395	1.7	0.185	264	210	249.6	4.2	250.7	40.05	0.5

Примечание. Здесь и далее: Pb* — доля радиогенного свинца. Поправка на обычновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Ошибки калибровки стандарта TEMORA — 0.51 %. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$. D — дискордантность, $D = 100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$.

255 ± 3 млн лет, СКВО = 0.11 по шести зернам циркона (рис. 4, табл. 1). В КЛ изображении хорошо проявлены осцилляторная зональность цирконов. Полученные датировки соответствуют ранее опубликованному возрасту, определенному Ar-Ar методом по монофракции биотита [Шаповалова, 2021] и Sm-Nd методом по минеральной изохроне [Изох и др., 1998]. Дополнительно было выделено 10 цирконов из того же Ol габбро для U-Pb и Lu-Hf изотопного анализа. Большинство зерен представлены в виде обломков цирконов длиной 80—100 мкм, также выделены два крупных призматических кристалла длиной 150 мкм (см. рис. 3, б, зерна 20, 21). Большинство цирконов имеют отчетливую ростовую зональность (зерна 13, 16, 18, 20, 22), типичную для магматических цирконов. U-Pb датирование (LA-ICP-MS) было проведено по семи зернам циркона, и был получен конкордантный возраст 253 ± 3 млн лет, СКВО = 2.2 (рис. 5, б). Полученные датировки перекрываются в пределах ошибки и соответствуют поздней перми.

Из оливинового мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула (обр. B13057) было выделено 12 зерен циркона (см. рис. 3, а). Среди них встречаются короткопризматические кристаллы длиной до 100 мкм с осцилляторной зональностью в КЛ изображении (см. рис. 3, а; зерна 1, 3, 5, 9), реже зерна имеют полосчатую ростовую зональность (зерна 4, 6, 7), остальные цирконы незональны (зерна 2, 8, 10—12). Независимо от характера зональности, девять цирконов показали конкордантный возраст (табл. 2, см. рис. 5, а), равный 266 ± 2 млн лет (СКВО = 0.27), что соответствует средней перми. Новые геохронологические данные (LA-ICP-MS) согласуются с возрастом, полученным U-Pb методом (SHRIMP-II) по семи цирконам (273 ± 2 млн лет, СКВО = 2) [Шаповалова и др., 2019]. Все эти возрасты соответствуют границе ранней и средней перми.

Для массива Ямат-Ула было проанализировано 26 зерен циркона (см. рис. 3, в, г): 13 зерен из Bt-Hbl-Ol мезогаббро (обр. Ш105-14) и 13 зерен из анортозита (обр. Ш220-14/2). Они представлены призматическими и короткопризматическими кристаллами длиной 100—150 мкм и редкими длиннопризматическими кристаллами длиной 150—250 мкм (см. рис. 3, в, г). Призматические и короткопризматические кристаллы в КЛ изображении проявляют осцилляторную зональность (см. рис. 3, в, г, зерна 25, 31, 34, 39), реже зерна обладают секториальной зональностью (зерна 23, 28), но большинство из них имеют полосчатую зональность (зерна 24, 36, 37, 42—45, 47) или незональны (зерна 27, 29, 30, 32, 33, 35, 38, 40, 41, 46, 48). Для длиннопризматических кристаллов ростовая зональность представлена широкими полосами, что является более типичным для циркона из основных пород [Corfu et al., 2003], в отличие от циркона из гранитов.

Конкордантный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (LA-ICP-MS) циркона из Bt-Hbl-Ol мезогаббро по девяти анализам составил 259 ± 2 млн лет, СКВО = 0.41 (см. табл. 2, рис. 5, в), а средний возраст циркона из анортозита по девяти анализам — 260 ± 2 млн лет, СКВО = 1.3 (см. табл. 2, рис. 5, г). Ранее был получен U-Pb возраст (SHRIMP-II) для циркона из Bt-Hbl-Ol мезогаббро (обр. Ш105-14), равный 263 ± 3 млн лет, СКВО = 0.53 и для анортозита (обр. Ш220-14/2), равный 256 ± 3 млн лет, СКВО = 0.33 [Shelepaev et al., 2023]. Значения всех датировок попадают в диапазон от 256 ± 3 млн лет до 263 ± 3 млн лет и соответствуют поздней перми.

Редкоэлементный состав циркона

Цирконы из оливинового мезогаббро массива Орцог-Ула характеризуются концентрациями Th в пределах 170—710 мкг/г (среднее 392 мкг/г), U 251—856 мкг/г (среднее 531 мкг/г) и значением Th/U 0.57—0.89 (среднее 0.72) (см. табл. 2, рис. 6). Цирконы из габбро массива Номгон имеют схожие значения Th/U 0.73—1.17 (среднее 0.87) при более низких содержаниях как Th (117-439 мкг/г, среднее

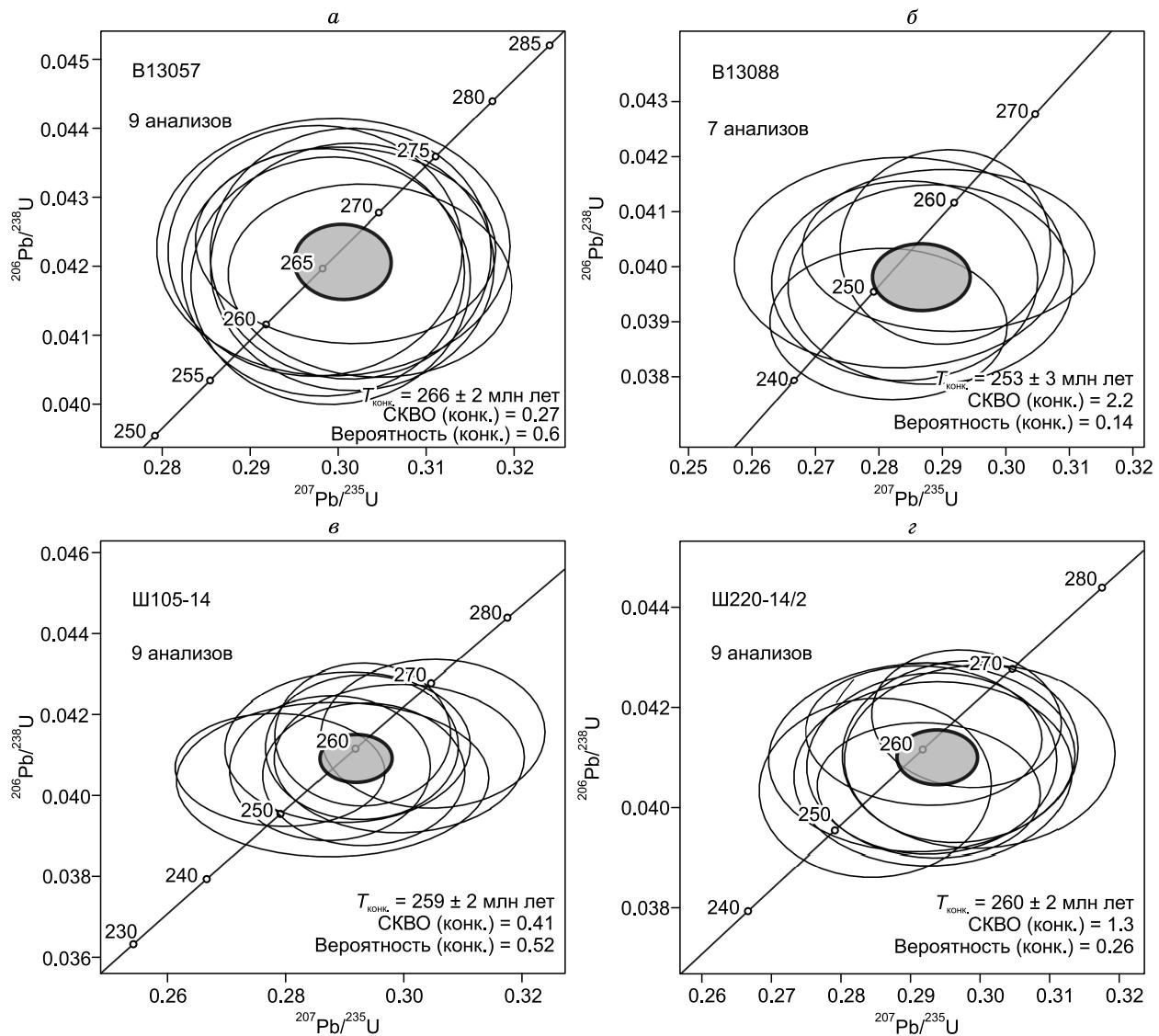


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов (LA-ICP-MS) из массивов Хангайского региона:
а — Орцог-Ула, *б* — Номгон, *в*, *г* — Ямат-Ула. Эллипсы ошибок соответствуют 1 σ .

191 мкг/г), так и U (139—478 мкг/г, среднее 214 мкг/г). Цирконы из мезогаббро массива Ямат-Ула из обоих образцов достигают более высоких содержаний Th (132—1793 мкг/г, среднее 568 мкг/г), U (158—1017 мкг/г, среднее 447 мкг/г) и обладают более значимыми вариациями Th/U (0.58—2.34, среднее 1.41). Для циркона из анортозита характерен более узкий интервал значений Th/U (1.15—1.70). Торий-урановые отношения в цирконах всех исследованных массивов Хангайского региона близки к 1 и сопоставимы с полями цирконов из пермских габброидов Китая, а также из палеопротерозойских габбро-долеритов Иркутского блока [Туркина и др., 2023] (рис. 6).

Содержание РЗЭ в цирконах представлено в табл. 3. Цирконы из всех изученных массивов (Орцог-Ула, Ямат-Ула и Номгон) имеют схожие хондрит-нормированные редкоземельные спектры, характеризующиеся обогащением тяжелых редких земель (HREE) и обеднением легких редких земель (LREE), с положительными Ce аномалиями, а также от слабых до умеренных отрицательными Eu аномалиями (рис. 7). Такие характеристики являются типичными для магматических цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Содержание суммы РЗЭ и Hf в зернах циркона из мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула (обр. B13057) варьирует между 116 и 617 мкг/г (среднее 350 мкг/г), 5757 и 7098 мкг/г (среднее 6603 мкг/г) соответственно. Эти цирконы показывают отрицательные Eu аномалии с отношениями Eu/Eu* в диапазоне 0.23—0.43 (среднее 0.35) и умеренное содержание Ti (10—13 мкг/г).

Таблица 2. Результаты изотопного анализа и возраст циркона (LA-ICP-MS) из ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона: Орцог-Ула, Номгон, Ямат-Ула

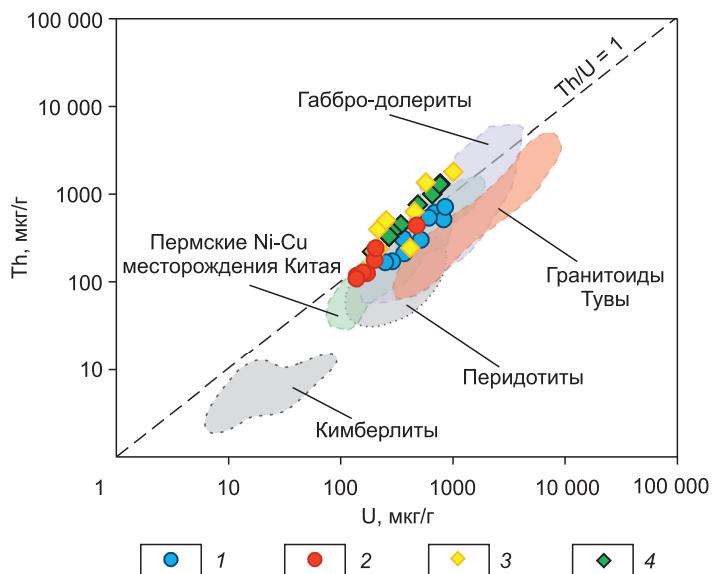
№ зер- на	U	Th	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет					D, %		
	мкг/г				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		
Орцог-Ула, Bt-Hbl-Ol мезогаббро, обр. B13057																		
1	369	210	0.57	16	0.0521	0.0014	0.3019	0.0064	0.0421	0.0006	0.64	289	58	267.9	5.0	265.8	3.5	0.79
2	521	300	0.58	19	0.0512	0.0015	0.2974	0.0068	0.0422	0.0007	0.76	248	65	264.4	5.3	266.6	4.6	-0.83
3	692	615	0.89	25	0.0522	0.0015	0.3016	0.0066	0.0420	0.0007	0.80	293	62	267.7	5.1	265.2	4.5	0.94
5	830	515	0.62	30	0.0519	0.0014	0.3014	0.0065	0.0422	0.0007	0.81	281	62	267.5	5.1	266.3	4.6	0.45
6	611	534	0.87	22	0.0517	0.0015	0.2983	0.0066	0.0419	0.0007	0.79	272	63	265.1	5.1	264.7	4.5	0.15
7	856	710	0.83	31	0.0520	0.0014	0.2992	0.0065	0.0418	0.0007	0.81	285	62	265.7	5.1	263.9	4.5	0.68
8	251	167	0.67	9.2	0.0515	0.0017	0.2996	0.0082	0.0423	0.0008	0.66	263	73	266.1	6.4	266.8	4.7	-0.26
9	290	170	0.59	12	0.0517	0.0014	0.3009	0.0070	0.0423	0.0006	0.59	271	62	267.1	5.4	267.1	3.6	0.00
10	363	309	0.85	15	0.0528	0.0014	0.3036	0.0066	0.0418	0.0006	0.63	319	59	269.2	5.1	263.9	3.5	2.01
Номгон, Ol габбро, обр. B13088																		
13	173	126	0.73	6.9	0.0524	0.0016	0.2877	0.0079	0.0399	0.0006	0.52	301	70	256.7	6.2	252.2	3.5	1.78
15	158	127	0.80	5.4	0.0528	0.0019	0.2880	0.0091	0.0397	0.0007	0.59	318	81	257.0	7.2	250.8	4.6	2.47
16	478	439	0.92	17	0.0523	0.0015	0.2904	0.0068	0.0404	0.0007	0.77	298	65	258.9	5.3	255.0	4.5	1.53
18	206	242	1.17	7.1	0.0519	0.0018	0.2840	0.0086	0.0397	0.0007	0.62	282	78	253.9	6.8	251.2	4.6	1.07
19	139	117	0.84	5.6	0.0525	0.0019	0.2909	0.0094	0.0403	0.0006	0.46	305	80	259.3	7.4	254.6	3.7	1.85
20	202	176	0.87	7.9	0.0525	0.0016	0.2815	0.0076	0.0390	0.0006	0.53	306	69	251.8	6.1	246.4	3.5	2.19
21	139	108	0.78	4.8	0.0513	0.0022	0.2832	0.0106	0.0401	0.0008	0.52	256	93	253.2	8.4	253.3	4.8	-0.04
Ямат-Ула, Bt-Hbl-Ol мезогаббро, обр. III105-14																		
23	1017	1793	1.76	37	0.0513	0.0014	0.2931	0.0061	0.0415	0.0007	0.84	254	61	261.0	4.8	262.1	4.5	-0.42
24	220	237	1.08	7.8	0.0531	0.0018	0.2993	0.0087	0.0409	0.0008	0.63	335	75	265.8	6.8	258.5	4.6	2.82
25	577	1349	2.34	21	0.0517	0.0015	0.2929	0.0067	0.0412	0.0007	0.78	270	64	260.9	5.2	260.2	4.5	0.27
26	255	501	1.97	9.2	0.0534	0.0017	0.3050	0.0078	0.0415	0.0008	0.71	344	68	270.3	6.0	262.2	4.6	3.09
27	206	223	1.08	7.3	0.0512	0.0018	0.2905	0.0085	0.0412	0.0008	0.63	251	77	258.9	6.7	260.2	4.7	-0.50
28	418	243	0.58	15	0.0514	0.0015	0.2875	0.0070	0.0407	0.0007	0.74	257	67	256.6	5.5	257.0	4.5	-0.16
29	158	132	0.84	5.5	0.0518	0.0022	0.2879	0.0108	0.0404	0.0008	0.51	276	93	256.9	8.5	255.3	4.9	0.63
30	459	626	1.36	16	0.0526	0.0016	0.2933	0.0070	0.0405	0.0007	0.75	311	66	261.1	5.5	256.0	4.5	1.99
31	217	396	1.83	8.8	0.0499	0.0015	0.2790	0.0073	0.0406	0.0006	0.54	190	69	249.9	5.8	256.8	3.6	-2.69
Ямат-Ула, анортозит, обр. III220-14/2																		
37	271	325	1.20	11	0.0512	0.0014	0.2919	0.0069	0.0414	0.0006	0.58	249	63	260.1	5.5	261.7	3.6	-0.61
38	775	1316	1.70	32	0.0518	0.0012	0.2981	0.0056	0.0418	0.0006	0.72	278	53	264.9	4.4	263.8	3.5	0.42
39	346	448	1.29	14	0.0527	0.0014	0.2927	0.0066	0.0404	0.0006	0.61	315	60	260.6	5.1	255.0	3.4	2.20
41	191	220	1.15	6.8	0.0517	0.0018	0.2916	0.0090	0.0410	0.0008	0.61	271	80	259.8	7.1	259.0	4.7	0.31
42	659	996	1.51	23	0.0512	0.0015	0.2850	0.0068	0.0404	0.0007	0.76	252	66	254.6	5.4	255.3	4.5	-0.27
43	489	757	1.55	17	0.0525	0.0015	0.2971	0.0069	0.0411	0.0007	0.77	308	64	264.2	5.4	259.7	4.6	1.73
44	290	371	1.28	10	0.0531	0.0017	0.2999	0.0079	0.0410	0.0008	0.69	334	70	266.3	6.2	259.1	4.6	2.78
45	271	329	1.22	9.5	0.0524	0.0017	0.2932	0.0082	0.0407	0.0008	0.66	301	73	261.1	6.4	257.1	4.7	1.56
46	777	1276	1.64	27	0.0521	0.0016	0.2931	0.0073	0.0409	0.0007	0.72	289	68	261.0	5.8	258.3	4.6	1.05

Для проанализированных цирконов из Ol габбро (обр. B13088) массива Номгон значения суммы редких земель изменяется от 195 до 998 мкг/г (среднее 476 мкг/г) и содержание Hf = 7241—8374 мкг/г (среднее 7872 мкг/г). Спектры циркона показывают отрицательную европиевую аномалию со значением Eu/Eu* в диапазоне от 0.19 до 0.34 (среднее 0.28) и высокие содержания Ti от 21 до 43 мкг/г (среднее 32 мкг/г).

Для зерен циркона из Bt-Hbl-Ol мезогаббро массива Ямат-Ула содержание лантаноидов изменяется от 159 до 374 мкг/г (среднее 295 мкг/г) и содержание Hf = 6373—9246 мкг/г (среднее 7291 мкг/г). Эти цирконы показывают отрицательные Eu аномалии с отношениями Eu/Eu* в диапазоне 0.29—0.49 (среднее 0.38).

Рис. 6. Th—U отношение в цирконах из ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона в сравнении с цирконами разных типов пород:

пермские Ni-Cu месторождения Китая [Xie et al., 2022], гранитоиды Тувы [Руднев и др., 2020a], габбро-долериты Иркутского блока [Туркина и др., 2023]; перидотиты [Konzett et al., 2000; Liati et al., 2004; Giuliani et al., 2014; Wang et al., 2020], кимберлиты [Kinny et al., 1989; Belousova et al., 1998; Griffin et al., 2000]. Орцог-Ула: 1 — B13057; Номгон: 2 — B13088; Ямат-Ула: 3 — Ш105-14, 4 — Ш220-14/2.



нее 0.39) и содержание Ti (13—28 мкг/г, среднее 16). Цирконы из аортозита отличаются своим характеристиками (см. рис. 7, в). Содержание суммы РЭ и Hf в зернах циркона отчетливо повышено и варьирует от 1113 до 2408 мкг/г (среднее 1638 мкг/г) и 8760—10077 мкг/г (среднее 9298 мкг/г) соответственно. Зерна циркона показывают резкую отрицательную европиевую аномалию, со значением Eu/Eu* в диапазоне от 0.16 до 0.21 (среднее 0.19), и имеют низкое содержание Ti от 9.2 до 13.0 мкг/г (среднее 11.6 мкг/г).

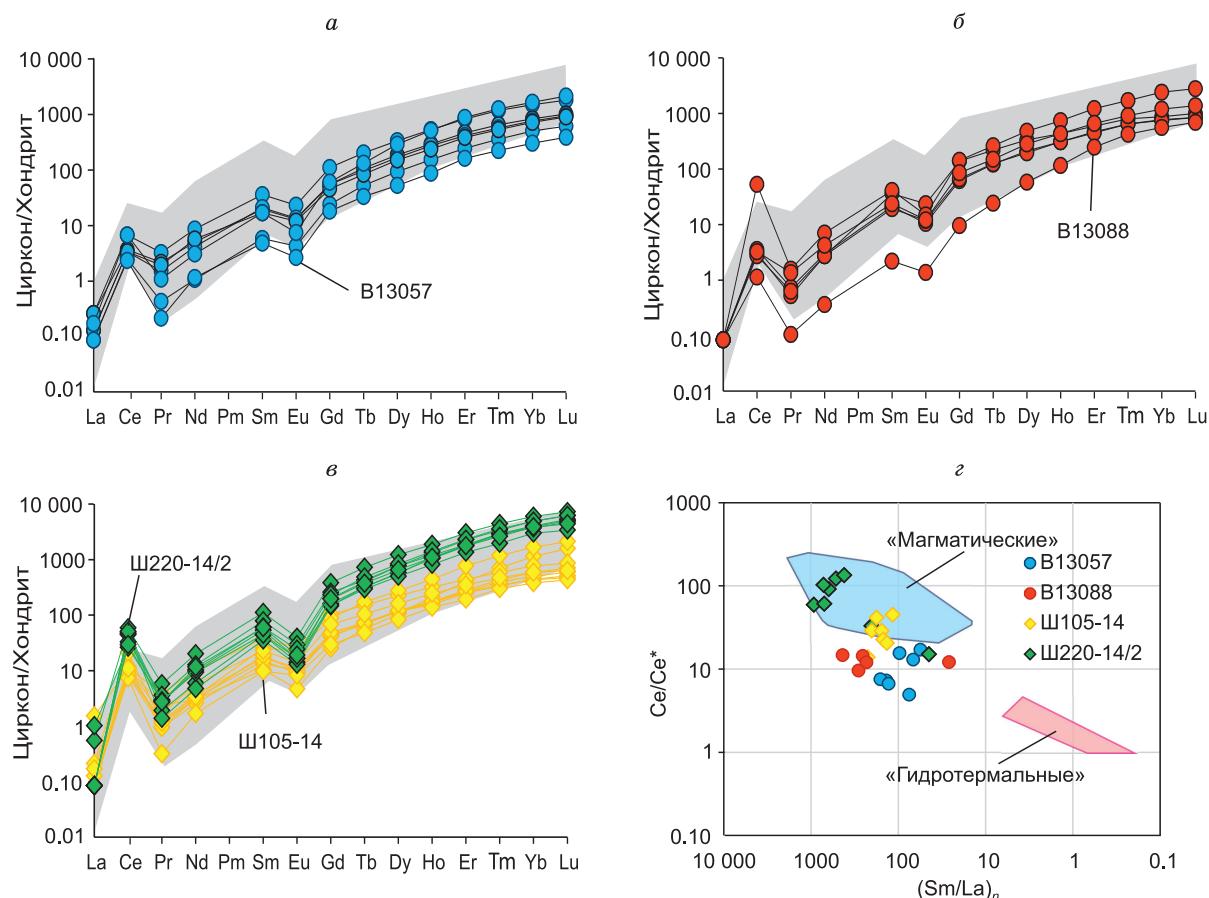


Рис. 7. Редкоземельные спектры цирконов, нормированные на хондрит [Sun, McDonough, 1989], из пород ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона:

а — Орцог-Ула; **б** — Номгон; **в** — Ямат-Ула; **г** — диаграмма Ce/Ce*—(Sm/La)_n для цирконов из габброидов и аортозита. Поля: «магматических» и «гидротермальных» цирконов, по [Hoskin, 2005]. Серое поле показывает составы цирконов из основных пород юга ЦАСП, по [Xie et al., 2022; Odgerel et al., 2022].

Таблица 3.

Содержание редких элементов (мкг/г) в цирконах из габбронодов Хангайского региона

Компо-нент	Орион-Ула, Вт-Нбл-Ол мезогаббро, обр. B13057												Номгон, Ол габбро, обр. B13088												Ямат-Ула, Вт-Нбл-Ол мезогаббро, обр. III05-14											
	1*	4	5	8	9	11	12	14	17	20	21	22	25	29	31	32	33	34	36	37	38	40	44	47												
La	<0.01	0.06	0.06	0.03	0.03	0.04	<0.01	0.02	<0.02	<0.01	<0.02	<0.02	0.02	0.02	<0.02	0.03	0.04	<0.01	0.02	<0.02	0.13	0.24	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02					
Ce	1.54	4.02	2.24	2.05	1.98	4.00	1.39	1.94	13.32	1.67	0.70	1.98	5.85	4.95	7.24	5.34	6.94	4.47	27.0	30.1	35.7	16.0	19.7	31.4												
Pr	0.04	0.30	0.20	0.14	0.18	0.10	0.02	0.05	0.03	0.06	<0.01	0.13	0.12	0.09	0.09	0.11	0.37	0.03	0.26	0.18	0.55	0.28	0.34	0.27												
Nd	0.49	3.88	2.34	1.91	2.55	1.36	0.53	1.33	0.52	1.34	0.17	2.00	1.69	1.22	1.49	1.38	4.70	0.79	4.54	2.84	9.39	4.27	5.89	4.82												
Sm	0.87	5.33	2.91	3.08	2.52	2.46	0.72	5.64	1.30	2.98	0.35	3.68	2.55	2.02	2.26	2.86	5.82	1.46	8.11	6.69	17.45	6.86	11.79	9.32												
Eu	0.24	1.29	0.73	0.76	0.67	0.42	0.15	1.45	1.00	0.70	0.08	0.71	0.66	0.61	0.53	0.56	1.50	0.48	0.96	0.82	2.34	0.96	1.67	1.35												
Gd	4.85	21.7	11.4	10.8	9.06	11.8	3.59	28.8	6.68	14.5	1.96	17.7	9.42	8.35	8.66	10.2	21.4	6.12	41.1	32.7	78.3	30.7	52.9	47.9												
Tb	1.92	7.33	3.93	3.48	3.01	4.80	1.16	8.37	2.04	4.79	0.92	5.72	2.76	2.65	2.73	5.57	1.84	15.3	12.1	26.7	10.8	16.1	17.5													
Dy	22.9	81.7	46.4	40.8	36.9	71.5	13.4	87.3	19.9	50.7	15.1	74.1	28.7	29.6	29.5	30.8	56.6	21.2	1.95	14.7	31.2	12.6	195	211												
Ho	8.36	29.3	16.3	14.5	13.0	28.2	4.78	25.2	7.00	18.1	6.66	24.8	9.48	9.87	8.75	9.98	17.7	7.78	74.6	58.9	106	45.7	68.1	79.7												
Er	38.8	131	74.0	66.1	60.7	141	25.6	100	30.5	76.1	42.1	113	42.7	47.4	41.2	44.3	73.0	31.6	37.5	291	502	223	307	385												
Tm	8.81	28.7	16.3	14.4	13.1	31.2	5.51	20.8	6.81	16.6	10.7	24.1	8.80	10.9	8.64	10.1	15.4	7.63	86.3	71.5	113	49.6	74.7	90.7												
Yb	95.0	283	158	144	137	313	57.9	178	152	114	243	85.6	116	88.5	99.8	154	76.2	982	774	1186	59.5	737	970													
Lu	13.6	40.4	22.8	20.9	20.0	46.9	8.62	23.7	11.9	19.8	16.2	32.6	11.1	16.5	11.6	13.6	19.8	10.3	143	116	168	78.5	110	143												
Ti	11.4	10.8	11.5	12.3	13.1	11.2	10.4	36.4	3.27	31.0	42.8	20.6	18.4	15.8	20.6	17.1	28.0	13.3	9.74	11.7	12.2	9.23	10.4	12.6												
Y	257	931	486	448	386	914	166	679	251	523	228	731	319	329	313	343	556	235	2229	1761	3040	1397	1919	2269												
Nb	0.62	0.57	0.49	0.37	0.47	1.07	0.44	0.69	2.11	0.61	0.42	0.51	0.51	0.72	0.66	0.67	0.72	0.56	0.65	2.63	3.46	2.81	1.28	1.57	3.16											
Hf	7098	7107	6146	5757	7012	6957	7241	6704	8374	8307	7321	6771	6373	6521	7536	6476	7618	9629	8920	8867	9449	8760	9217													
Th	162	451	397	215	252	571	73.3	180	7.50	72.2	19.8	228	401	87.6	190	382	186	173	425	375	700	198	341	464												
U	266	418	359	249	281	720	120	268	315	78.3	71.5	234	307	95.4	120	276	139	208	383	336	421	178	255	354												
Eu/Eu*	0.35	0.37	0.39	0.40	0.43	0.24	0.28	0.35	1.03	0.32	0.30	0.27	0.41	0.45	0.37	0.31	0.41	0.49	0.16	0.17	0.19	0.20	0.20	0.20												
Ce/Ce*	17.3	7.13	4.88	8.52	6.18	14.7	22.9	13.9	178	12.9	15.3	11.0	29.7	31.5	46.1	22.6	14.0	57.1	92.5	131	33.1	14.9	58.5	108												
Σ REE	197	638	358	323	300	656	123	483	175	359	209	544	209	251	211	232	383	170	1953	1545	2559	1188	1600	1992												
(Sm/La) _n	31	38	21.3	55	34	26.1	36	110	51	75	10.5	113	61	58	42	67	46	192	172	63	13.0	271	228													
(Lu/Gd) _n	22.6	15.1	16.2	15.6	17.8	32.0	19.4	6.67	14.4	11.0	66.7	14.9	9.50	16.0	10.8	10.7	7.47	13.6	28.1	28.8	17.4	20.7	16.9	24.2												
T(°C)-Ti	810	804	811	818	825	808	800	949	927	971	877	863	846	877	854	914	826	793	812	788	800	820														

* Номер зерна.

Таблица 4. Изотопный Lu-Hf состав цирконов ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона

№ зерна	T , млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$
Массив Орцог-Ула, Bt-Hbl-Ol мезогаббро, обр. B13057								
2	266	0.012154	0.000470	0.282637	0.000050	0.282634	1.0	1.8
3	267	0.019460	0.000746	0.282616	0.000063	0.282613	0.2	2.2
5	264	0.015529	0.000596	0.282626	0.000057	0.282624	0.5	2.0
6	265	0.014334	0.000551	0.282635	0.000051	0.282632	0.8	1.8
8	257	0.014348	0.000536	0.282657	0.000048	0.282655	1.4	1.7
Массив Номгон, Ol габбро, обр. B13088								
16	255	0.009936	0.000265	0.282917	0.000037	0.282916	10.6	1.3
18	251	0.009206	0.000322	0.283034	0.000050	0.283033	14.7	1.7
19	255	0.016158	0.000472	0.282968	0.000021	0.282966	12.5	0.8
20	246	0.012865	0.000456	0.282927	0.000024	0.282925	10.8	0.8
21	253	0.027982	0.000799	0.283066	0.000031	0.283062	16.1	1.1
Массив Ямат-Ула, Bt-Hbl-Ol мезогаббро, обр. Ш105-14								
23	262	0.023434	0.000826	0.282741	0.000057	0.282737	4.7	2.0
25	261	0.009228	0.000283	0.282744	0.000047	0.282742	4.7	1.6
26	262	0.016891	0.000629	0.282787	0.000034	0.282784	6.5	1.2
27	260	0.011320	0.000418	0.282791	0.000021	0.282789	6.4	0.8
28	257	0.008279	0.000319	0.282764	0.000044	0.282763	5.1	1.5
29	255	0.015806	0.000572	0.282794	0.000027	0.282791	6.2	1.0
30	256	0.010505	0.000348	0.282729	0.000042	0.282727	4.1	1.5
31	257	0.014400	0.000465	0.282861	0.000032	0.282858	8.7	1.1
Массив Ямат-Ула, анортозит, обр. III220-14/2								
37	262	0.103203	0.002373	0.282858	0.000033	0.282846	8.4	1.2
38	264	0.116368	0.002638	0.282792	0.000078	0.282779	5.5	2.5
39	255	0.065146	0.002189	0.282842	0.000051	0.282832	7.5	1.7
41	259	0.024549	0.000923	0.282820	0.000070	0.282815	7.1	2.5
43	260	0.109744	0.002920	0.282786	0.000049	0.282772	5.7	1.7
45	257	0.058925	0.001358	0.282809	0.000037	0.282802	6.5	1.3
46	258	0.171646	0.003735	0.282701	0.000089	0.282683	2.0	3.1

Изученные зерна циркона всех массивов характеризуются разным уровнем суммарных концентраций РЭ и других параметров (см. табл. 3). Цирконы из анортозита массива Ямат-Ула обладают наибольшими суммарными концентрациями РЭ и содержаниями гафния (1113—2408 мкг/г и 8760—10077 мкг/г соответственно), более выраженной положительной цериевой аномалией и отрицательной европиевой аномалией по сравнению с цирконом из габброидов этого и других массивов (см. рис. 7, 6). Цирконы массива Номгон характеризуются самым высоким содержанием Ti (21—43 мкг/г). На дискриминационной диаграмме $\text{Ce}/\text{Ce}^* - (\text{Sm}/\text{La})_n$ изученные цирконы идентичны или близки полю составов «магматических» цирконов (рис. 7, 2).

Lu-Hf изотопный состав циркона

Изотопный Lu-Hf состав циркона представлен в табл. 4. Отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе мезогаббро массива Орцог-Ула колеблется в узких пределах от 0.000470 до 0.000746, а отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от 0.282616 до 0.282657. Значение $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ варьирует от 0.2 до 1.4. Отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе из оливинового габбро массива Номгон варьирует от 0.000265 до 0.000799, а отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от 0.282917 до 0.283066. $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ достигает высоких положительных значений от 10.6 до 16.1.

Изотопные отношения в массиве Ямат-Ула имеют схожие характеристики как для Bt-Hbl-Ol мезогаббро, так и анортозита. Для Bt-Hbl-Ol мезогаббро характерны следующие показатели: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ от 0.000283 до 0.000826, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от 0.282729 до 0.282861, $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 4.1—8.7$. В свою очередь, цирконы из анортозита имеют следующие значения: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ от 0.000923 до 0.003735, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ — от 0.282701 до

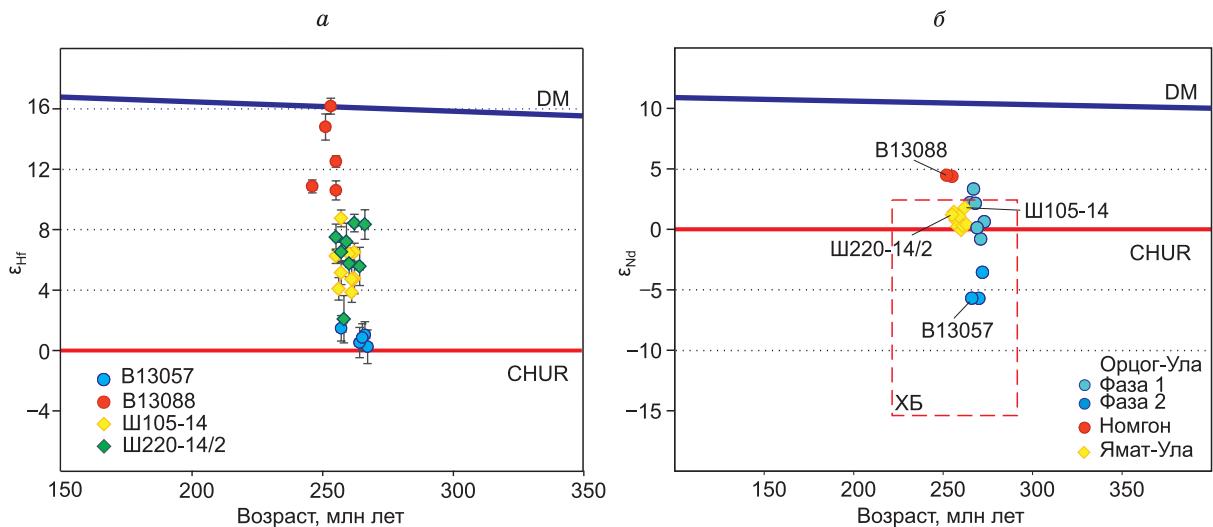


Рис. 8. *а* — диаграмма ϵ_{Hf} — возраст для цирконов из ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона; *б* — диаграмма ϵ_{Nd} — возраст для пород ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона.

Показана погрешность для ϵ_{Hf} (1σ). B13057 — Bt-Hbl-Ol мезогаббро (Орцог-Ула); B13088 — Ol габбро (Номгон); SH105-14 — Bt-Hbl-Ol мезогаббро (Ямат-Ула); SH220-14/2 — анортозит (Ямат-Ула); DM — деплелированная мантия; CHUR — хондритовый резервуар; XB — Хангайский батолит [Ярмолюк и др., 2016].

0.282858, $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 2.0—8.4$. На диаграмме $\epsilon_{\text{Hf}}—\text{U-Pb}$ возраст (рис. 8, *а*) цирконы демонстрируют диапазон значений ϵ_{Hf} между линией эволюции деплелированной мантии и линией однородного хондритного резервуара (CHUR). Ближе всего к линии деплелированной мантии расположены изотопные составы циркона из массива Номгон с наибольшим рудоносным потенциалом [Shapovalova et al., 2020]. Цирконы из массива Орцог-Ула обладают наименее «радиогенными» значениями среди всех исследованных массивов и близки к линии CHUR.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопный состав пород

Изотопные данные для пермских габброидов массивов Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула представлены в табл. 5. Значения $I_{\text{Sr}} ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ пересчитаны на U-Pb возраст этих пород (~ 260 млн лет). Для полифазных массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула были получены сведения для пород каждой фазы. Расслоенная серия пород первой фазы массива Орцог-Ула характеризуется положительными ϵ_{Nd} (0.1—3.3) и I_{Sr} (0.70578—0.70766), тогда как Bt-Hbl-Ol мезогаббро второй фазы имеет отрицательные значения ϵ_{Nd} (от -3.4 до -5.7) и более высокие значения I_{Sr} (0.70704—0.70933). Параметры ϵ_{Nd} и I_{Sr} для габброидов обеих фаз массива Ямат-Ула находятся в более узком интервале по сравнению с массивом Орцог-Ула, варьируют от -0.1 до +1.8 и от 0.70458 до 0.70500 соответственно. Для мезо- и лейкогаббро массива Номгон характерны высокие положительные значения ϵ_{Nd} (4.4—4.5) и низкие I_{Sr} (0.70385—0.70391). Эти изотопные характеристики свидетельствуют об участии различных мантийных источников в формировании пород исследуемых массивов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Условия образования циркона в пермских габброидах

Морфологические особенности циркона, такие как призматический облик, хорошо выраженная осцилляционная зональность (см. рис. 3), предполагают его магматическую природу. На магматический генезис циркона также указывает Th/U отношение [Belousova et al., 2002; Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003]. Было показано [Schulz et al., 2006; Harley, Kelly, 2007], что содержания Th и U и отношение Th/U в цирконе отражают характеристики материнских пород или локальной среды образования, особенно это касается магматического циркона. Для циркона магматического происхождения характерно повышенное отношение $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ [Hoskin, Schaltegger, 2003; Xiang et al., 2011], в том числе и для основных пород [Heaman et al., 1990].

Таблица 5. Изотопный Rb-Sr и Sm-Nd состав пород ультрамагнит-мафитовых массивов Хангайского региона и геохимические характеристики

№ п/п	№ пробы	Порода/фаза	Rb		Sr		Nd		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$\pm 2\sigma$		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		$\pm 2\sigma$		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		$\pm 2\sigma$		$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$			
Массив Орцол-Ула																												
1	Ч05-14	Платиопериллит/1	0.26	24.1	2.25	8.46	0.03065	0.70652	0.00007	0.70641	0.1605	0.0004	0.512690	0.000013	2.2													
2	Ч07-14	О1 меланогаббро/1	0.66	148	0.60	1.84	0.01298	0.70578	0.00003	0.70573	0.1977	0.0004	0.512672	0.000013	0.6													
3	Ч15-14	О1 мезогаббро/1	0.76	383	0.12	0.35	0.01484	0.70590	0.00008	0.70585	0.2103	0.0006	0.512668	0.000022	0.1													
4	Ч30/2-14	Дунит/1	0.18	34.3	0.08	0.23	0.06597	0.70766	0.00008	0.70742	0.2189	0.0007	0.512786	0.000026	2.2													
5	III20-15	О1 мезогаббро/1	0.16	7.10	1.79	5.98	0.05087	0.70601	0.00003	0.70582	0.1806	0.0005	0.512782	0.000016	3.3													
6	Ч36-14	Bt-Hb1-O1 мезогаббро/2	0.55	361	1.86	10.3	0.00441	0.70704	0.00004	0.70702	0.1093	0.0006	0.512307	0.000013	-3.6													
7	B13054	Bt-Hb1-O1 мезогаббро/2	5.36	257	1.54	6.04	0.06030	0.70727	0.00003	0.70705	0.1537	0.0005	0.512272	0.000007	-5.7													
8	B13057	Bt-Hb1-O1 мезогаббро/2	12.6	152	1.93	7.70	0.24020	0.70933	0.00006	0.70844	0.1520	0.0005	0.512270	0.000007	-5.7													
Массив Номгон																												
9	B13088	О1 габбро	1.08	849	0.70	2.84	0.00367	0.70392	0.00003	0.70391	0.1482	0.0004	0.512785	0.000006	4.5													
10	III15-13	Лейкогаббро	1.09	504	1.09	3.65	0.00626	0.70387	0.00003	0.70385	0.1800	0.0005	0.512834	0.000006	4.4													
Массив Ямат-Чла*																												
11	III105-14	Bt-Hb1-O1 мезогаббро/1	7.84	1015	2.15	11.1	0.02233	0.70466	0.00004	0.70458	0.1176	0.0004	0.512595	0.000013	1.8													
12	III220-14/10	Анортозит/1	4.94	1802	0.89	4.97	0.00794	0.70469	0.00002	0.70466	0.1087	0.0003	0.512550	0.000013	1.2													
13	III225-14	Лейкогаббро/1	2.77	1037	2.24	8.15	0.00771	0.70465	0.00002	0.70462	0.1662	0.0005	0.512660	0.000010	1.4													
14	III12-15	Bt-Hb1-O1 мелагаббронорит/1	15.7	470	2.26	10.6	0.09682	0.70517	0.00004	0.70481	0.1296	0.0004	0.512563	0.000013	0.8													
15	III2-17	Bt-Hb1 лейкогаббро/1	28.8	1772	1.47	7.96	0.04698	0.70519	0.00002	0.70502	0.1115	0.0003	0.512505	0.000013	0.2													
16	III7-17	Bt-Hb1 лейкогаббро/1	21.8	1204	2.48	10.3	0.05247	0.70520	0.00001	0.70500	0.1454	0.0004	0.512606	0.000013	1.1													
17	III231-17	Bt-Hb1-O1 габбронорит/1	17.2	1358	1.20	7.18	0.03658	0.70514	0.00001	0.70500	0.1010	0.0003	0.512473	0.000013	-0.1													
18	III235-14	Bt-Hb1-O1 монцогаббро/2	39.3	1056	6.22	31.7	0.10768	0.70537	0.00003	0.70497	0.1184	0.0004	0.512520	0.000013	0.3													

*Данные взяты из [Shelepaev et al., 2023].

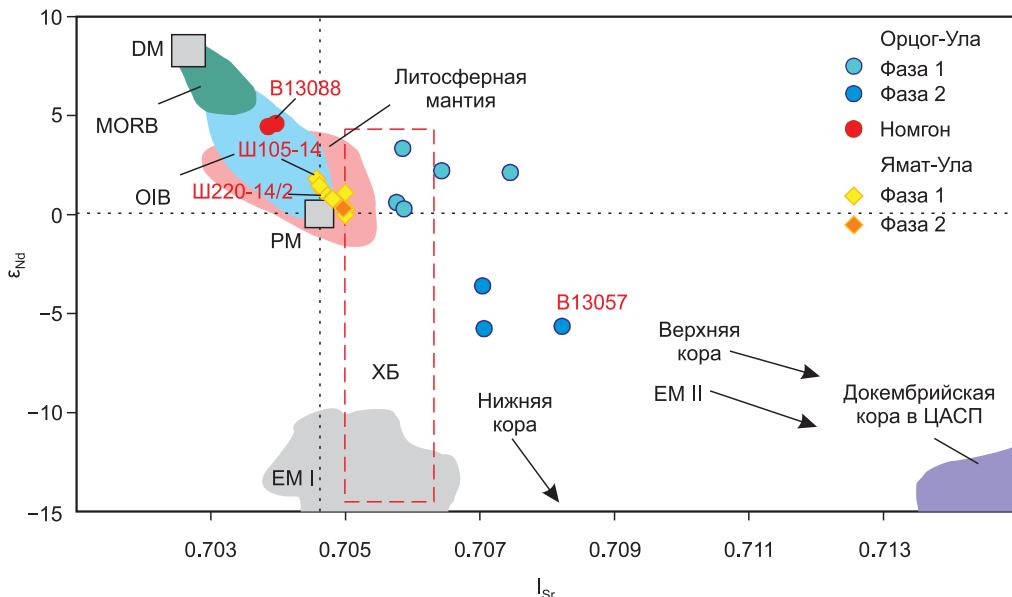


Рис. 9. Диаграмма $I_{\text{Sr}}-\varepsilon_{\text{Nd}}$ для пород массивов Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула.

DM — деплетированная мантия; MORB — базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; PM — примитивная мантия; EM I и EM II — обогащенные мантийные источники. Поля DM, PM, MORB и OIB, по [Zindler, Hart, 1986]; поле литосферной мантии ЦАСП, по [Zhang et al., 2011]; докембрийская кора в ЦАСП и ХБ (Хангайский батолит), по [Kovalenko et al., 2004].

Для датированных цирконов из ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона характерны широкие вариации концентраций U и Th и величины Th/U > 0.5 (см. рис. 6, табл. 2). Отмечается некоторая тенденция к росту Th/U с увеличением содержания U и Th с максимальными значениями этих величин для циркона из пород массива Ямат-Ула (см. рис. 6). Широкий диапазон концентраций U и Th в цирконе может быть следствием различной степени их накопления в остаточном расплаве при отсутствии других минералов-концентраторов. Поскольку Th является более несовместимым элементом при кристаллизации мафического расплава, чем U, это может быть одной из причин увеличения Th/U в цирконах, обогащенных этими элементами. Такая же закономерность отмечается для цирконов из палеопротерозойских габбро-долеритов Иркутского блока [Туркина и др., 2023] и пермских мафических пород, с которыми связаны Ni-Cu месторождения Китая [Xie et al., 2022], что отличает основные породы от других типов пород: гранитоиды, перидотиты, кимберлиты (см. рис. 6). Таким образом, одновременное обогащение циркона U и Th с ростом Th/U может свидетельствовать в пользу формирования циркона из остаточного мафического расплава.

О поздней кристаллизации циркона свидетельствует также температура его образования, рассчитанная по содержанию Ti с использованием термометра [Ferry, Watson, 2007] и $\alpha\text{TiO}_2 = 0.6$, поскольку породы содержат ильменит. Полученный диапазон температур составляет преимущественно 810—880 °C (см. табл. 2), что приближается к температурам сухого солидуса базальтового расплава при $P \sim 2$ кбар, отвечающим вероятным глубинам кристаллизации изученных габброидов. Кроме того, цирконы из исследованных массивов имеют характерное для магматических цирконов распределение РЗЭ (см. рис. 7): резкое обогащение HREE относительно LREE с положительными Ce и отрицательными Eu аномалиями [Belousova et al., 2002; Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Hanchar, van Westrenen, 2007]. Типичные магматические цирконы также имеют $(\text{Sm/La})_n > 5$, $\text{Ce/Ce}^* > 2.5$ и высокое отношение $(\text{Lu/Gd})_n$ (7-73) [Hoskin, 2005] (см. рис. 7, 2, табл. 3). Отрицательные Eu аномалии в цирконе всех массивов ($\text{Eu/Eu}^* = 0.16$ —0.49) (см. рис. 7, табл. 3) указывают, что кристаллизация циркона происходила одновременно с кристаллизацией плагиоклаза или после его кристаллизации, поскольку плагиоклаз является главным концентратом Eu. Исходя из высоких концентраций U и величин U/Yb, при пониженном содержании Hf и Y цирконы из габбро и анортозита отвечают областям континентальных обстановок, согласно [Grimes et al., 2015], что согласуется с их геологическим положением.

Источники пермских габброидов по Sm-Nd, Rb-Sr и Lu-Hf изотопным данным

Ранее для полифазных массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула [Шаповалова и др., 2019; Shelepaev et al., 2023] по геохимическим характеристикам (различия в содержании несовместимых элементов при оди-

наковых концентрациях MgO) были выявлены два источника: деплелированный, характерный для пород массива Ямат-Ула и первой фазы массива Орцог-Ула, и обогащенный (K, Ti, P, РЗЭ) — для пород второй фазы массива Орцог-Ула.

Рассмотрим источники образования пермских габброидов трех ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона (Орцог-Ула, Номгон, Ямат-Ула), используя новые Sm-Nd, Rb-Sr и Lu-Hf изотопные данные, полученные для каждой из фаз. Среди изученных массивов обособляются две группы (рис. 9). Первая, преобладающая, включает массивы Номгон и Ямат-Ула и первую фазу массива Орцог-Ула. Все эти породы имеют положительные значения ϵ_{Nd} и ϵ_{Hf} и наименее низкие величины I_{Sr} (см. рис. 9). При общности изотопных характеристик породы массива Номгон имеют наиболее высокие значения ϵ_{Nd} (4.5—4.4), ϵ_{Hf} (от 16.1 до 10.6) и минимальные I_{Sr} (0.70385—0.70391), которые в наибольшей степени отвечают деплелированному мантийному источнику. Соответствующие показатели для породы двух фаз массива Ямат-Ула (ϵ_{Nd} от +1.8 до -0.1; ϵ_{Hf} от 8.7 до 2.0; I_{Sr} = 0.70385—0.70500), а также первой фазы массива Орцог-Ула (ϵ_{Nd} от 0.1 до 3.3; I_{Sr} = 0.70573—0.70742) предполагают менее деплелированный характер их источника. Ко второй группе относятся Bt-Hbl-Ol мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула. Цирконы из этих пород характеризуются значительно более низкими параметрами ϵ_{Hf} = 1.4—0.2, и на диаграмме ϵ_{Hf} — возраст (см. рис. 8, а), они образуют самостоятельное поле, близкое к линии CHUR. Низкие значения ϵ_{Hf} магматических цирконов коррелируют с отрицательными величинами ϵ_{Nd} (-3.4...-5.7) и повышенными I_{Sr} = 0.70704—0.70933 этих мезогаббро. В совокупности с особенностями состава пород, обогащенных несовместимыми элементами: K, Ti, P, РЗЭ, полученные изотопные характеристики указывают на обогащенный источник, который сыграл главную роль при формировании исходного расплава для второй фазы массива Орцог-Ула. Таким образом, в образовании пермских мафических пород ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона участвовали два источника: деплелированный и обогащенный.

Влияние коровой контаминации на изотопный и редкоэлементный состав пермских габброидов

Обогащенные изотопные характеристики мафических пород, образующихся во внутреннеинтактной обстановке, могут быть результатом коровой контаминации. Ее влияние и геохимические индикаторы этого процесса применительно к породам основного состава детально рассмотрены в ряде работ [Puchtel et al., 1997; Hollings, Kerrich, 1999; Polat et al., 2006; Said, Kerrich, 2009; Туркина, 2023].

В случае коровой контаминации расплава для пород второй фазы массива Орцог-Ула относительно пород первой фазы при увеличении K_2O , TiO_2 и P_2O_5 происходило бы уменьшение концентрации MgO . В нашем случае при одинаковом содержании MgO в породах обеих фаз породы второй фазы резко обогащены K_2O , TiO_2 и P_2O_5 [Шаповалова и др., 2019]. Еще один фактор, указывающий на отсутствие коровой контаминации, это особенности цирконов из габброидов ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона. Все цирконы имеют пермский возраст (см. табл. 2, рис. 5), среди них не выявлено древних зерен, что подтверждает отсутствие захвата корового материала расплавом. Кроме того, отсутствует корреляция между величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и главными индексами коровой контаминации, такими как содержание SiO_2 , $Mg\#$, $(La/Sm)_n$ для изученных пород (рис. 10). Для исследованных массивов также определен изотопный состав серы [Shelepaev et al., 2023]: Орцог-Ула от 1.4 до 2.5 %, Ямат-Ула от 0.8 до 1.1 %, Номгон от 0.01 до 0.20 %. Все значения $\delta^{34}S$ сульфидной минерализации массивов близки и составляют от 0.01 до 2.50 %, что находится в пределах типичного мантийного диапазона [Chaussidon,

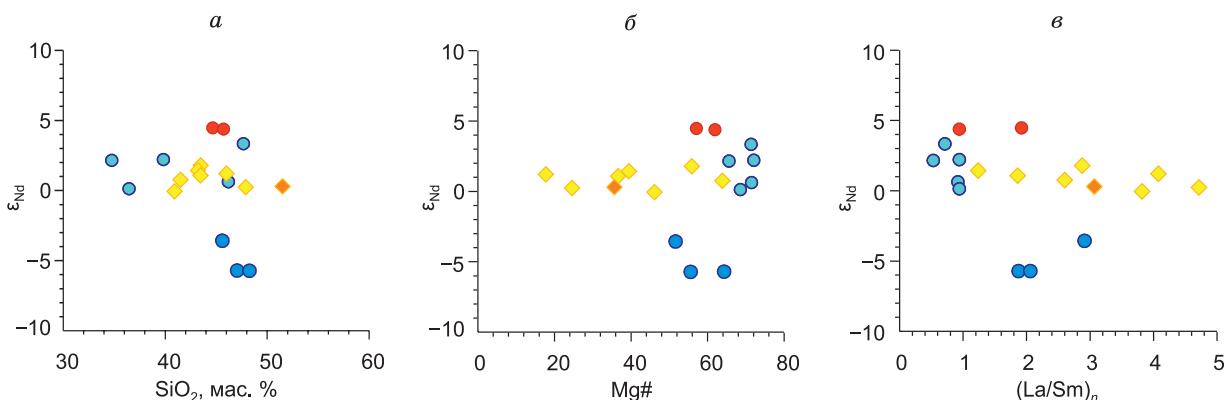


Рис. 10. Бинарные диаграммы ϵ_{Nd} — SiO_2 (а), ϵ_{Nd} — $Mg\#$ (б), ϵ_{Nd} — $(La/Sm)_n$ (в) для пород массивов Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула. Усл. обозн. см. на рис. 9.

Lorand, 1990]. Это позволяет предположить, что «мантийный» изотопный состав серы отражает первичную сульфидную ассоциацию, которая не была изменена взаимодействием в глубинной камере во время перехода на поверхность или асимиляцией *in situ* [Arndt et al., 2003].

Вероятные источники магм пермских габброидов

Исключив влияние коровой контаминации на состав изученных габброидов, можно более корректно рассмотреть вероятные мантийные компоненты, определившие геохимические и изотопные характеристики этих пород. В образовании внутриконтинентальных базитовых комплексов могут участвовать два основных источника: депленированная астеносферная и субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ). Применительно к пермским габброидам участие астеносферной мантии проявляется, прежде всего, в депленированных изотопных характеристиках для большинства из них. Литосферная мантия, образованная как рестит от удаления расплава, также изначально является изотопно-депленированной, но, в отличие от астеносферы, может быть модифицирована под действием метасоматических процессов, связанных с субдукцией. Обогащение крупноионными лиофильными элементами и легкими РЗЭ, повышенные $(La/Sm)_n$, $(La/Nb)_{PM}$ и $(Th/Nb)_{PM}$ служат индикаторами обогащения в результате мантийного метасоматоза под действием флюида/расплава [Saunders et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993; Straub, Zellmer, 2012]. Эти геохимические признаки присущи всем изученным габброидам независимо от их изотопного состава (см. рис. 2, *г*), что служит обоснованием вклада СКЛМ в их генезис. Поскольку по геологическим данным связь пермских габброидов с субдукционными обстановками отсутствует, то мантийный метасоматоз мог быть обусловлен предшествующими субдукционными процессами в Палеоазиатском океане, определившими формирование литосферы этого участка ЦАСП. Вариации изотопного состава для габброидов первого типа могут быть следствием различного участия астеносферной и литосферной мантии, что проявляется в слабой отрицательной зависимости между ε_{Nd} и $(La/Sm)_n$ (см. рис. 10, *в*). Однако различие в изотопном составе двух типов габброидов при сходстве ключевых геохимических характеристик не может быть объяснено различным вкладом депленированного астеносферного и обогащенного литосферного мантийного источников, так как на геохимических диаграммах (см. рис. 10) фигуративные точки габброидов второго типа (вторая фаза массива Орцог-Ула) не ложатся на тот же тренд. Для интерпретации как геохимических, так и изотопных характеристик габброидов можно предложить возрастную гетерогенность СКЛМ. Если СКЛМ рассматриваемого региона разновозрастная, то, соответственно, при сходной степени обогащения несовместимыми элементами (Rb, Nd, Hf) различные ее домены будут обладать контрастным изотопным составом. Этот вариант подтверждается тем, что габброиды второй фазы массива Орцог-Ула имеют повышенные и близкие концентрации Th, легких РЗЭ, величины $(La/Sm)_n$ и $(Nb/Y)_{PM}$ отношений с породами массива Ямат-Ула, но отличаются от последних явно обогащенными изотопными характеристиками. Высказанное предположение о влиянии разновозрастной литосферной мантии подтверждается тем, что массив Номгон, обладающий отчетливо депленированными характеристиками, располагается в Орхон-Селенгинском поясе, тогда как Орцог-Ула и Ямат-Ула — в докембрийских блоках разной природы.

Возраст и геодинамические условия формирования массивов Хангайского региона

Нами подтвержден возраст массива Номгон U-Pb датированием (SHRIMP-II) 255 ± 3 млн лет (см. рис. 4, *б*), который ранее был получен Ar-Ag методом по биотиту — 252 ± 6 млн лет [Шаповалова, 2021] и по Sm-Nd изохроне — 256 ± 21 млн лет [Изох и др., 1998]. Таким образом, ранее полученные [Шаповалова и др., 2019; Shelepaev et al., 2023] и новые определения возраста для габброидов трех массивов: Орцог-Ула, Номгон и Ямат-Ула — соответствуют перми (см. рис. 5). Следовательно, изотопные данные по этим породам, предшествовавшим формированию гранитоидов Хангайского батолита ~ 270 — 240 млн лет [Ярмолюк и др., 2016], служат для корректной характеристики мантийных источников Хангайского региона.

Вопрос о геодинамической обстановке является сложным и дискуссионным до настоящего момента. С одной стороны, изученные базитовые комплексы обладают характеристиками, типичными для базитов вулканических дуг (обогащенность пород LILE и Sr, отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf относительно примитивной мантии), с другой стороны, присутствуют черты внутриплитных базитов (обогащение щелочами, титаном и ЭПГ) [Шаповалова и др., 2019]. С нашей точки зрения, весьма вероятна модель взаимодействия мантийного плюма и литосферной мантии, обладающей надсубдукционными геохимическими характеристиками. Это определило особенности двойственности геохимических характеристик пермских базитовых массивов.

По результатам выполненной работы можно предположить, что глубинные базитовые магмы, обусловливающие формирование пермских габброидных массивов, являлись источником тепла для грани-

тообразования Хангайского батолита. В соответствии с данными по глубинному строению [Турутанов и др., 2007] объем гранитоидных магм Хангайского батолита превышает 0.5 млн км³. Согласно оценкам параметров горячих точек и термохимических плюмов [Добрецов и др., 2005], для столь масштабного плавления требуется эквивалентное количество основных магм. Вполне возможно, что такой объем основных магм был представлен в виде многочисленных ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузий в перми, которые позднее были прорваны гранитами батолита.

ВЫВОДЫ

U-Pb возраст (SHRIMP-II) циркона из массива Номгон составляет 255 ± 3 млн лет. Новые и ранее полученные геохронологические данные свидетельствуют о формировании всех ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона (Орцог-Ула, Номгон, Ямат-Ула) в перми, субсинхронно с гранитоидами Хангайского батолита. Все исследованные цирконы из габброидов имеют магматический генезис, что подтверждается характером редкоземельных спектров с обогащением HREE относительно LREE, положительными Ce и отрицательными Eu аномалиями. Отрицательные Eu аномалии в цирконе всех массивов ($\text{Eu/Eu}^* = 0.16\text{--}0.49$) указывают, что кристаллизация циркона происходила одновременно или после кристаллизации плагиоклаза, что предполагает образование циркона из дифференцированного остаточного расплава.

На позднюю кристаллизацию циркона из мафического расплава указывают также его обогащение U и Th с ростом Th/U, отражающее накопление этих высоконесовместимых элементов в остаточном расплаве, а также полученные температуры кристаллизации циркона (810—880°C) по Ti-термометру.

Коровая контаминация не влияла на состав габброидов, на что указывают следующие параметры: геохимические характеристики пород, отсутствие ксеногенных древних цирконов, изотопный состав серы, отсутствие корреляции между $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и главными индексами коровой контаминации (SiO_2 , Mg#, $(\text{La/Sm})_n$). Sm-Nd, Rb-Sr и Lu-Hf изотопные данные указывают на участие в формировании ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского региона двух мантийных источников: деплетированного, преобладающего для массивов Номгон и Ямат-Ула ($\varepsilon_{\text{Hf}} = 16.1\text{--}2.0$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = 4.5\text{--}0$ и $I_{\text{Sr}} = 0.70385\text{--}0.70537$), и обогащенного, преобладающего для второй фазы массива Орцог-Ула ($\varepsilon_{\text{Hf}} = 1.4\text{--}0.2$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -3.6\text{--}5.7$ и $I_{\text{Sr}} = 0.70704\text{--}0.70933$). Предполагается, что деплетированный источник был представлен астеносферной мантией, а обогащенный — разновозрастной СКЛМ, модифицированной под действием субдукционных метасоматических процессов.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦКП многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) В.Ю. Киселевой и А.В. Карпову за выполненные аналитические исследования, а также аналитикам из других исследовательских центров: Н.Г. Солошенко и М.В. Червяковской (ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург), А.Н. Ларионову (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00058, <https://rscf.ru/project/22-77-00058/>. U-Pb датирование (SHRIMP-II) массива Номгон выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

ЛИТЕРАТУРА

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия, 2018, № 3, с. 209—221, doi: 10.1134/S0016702918030023.

Геологические формации Монголии. М., Издательство «ШАГ», 1995, 180 с.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Строев Т.С., Савельев С.О., Шарипов А.Г., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской // Региональная геология и металлогения, 2019, № 79, с. 49—67.

Дергунов А.Б., Лувсандазан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М., Наука, 1980, 195 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 589—602.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П. Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве (МНР) // Геохимия, 1991, № 10, с. 114—117.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические

особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембрийско-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плутония и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 1, с. 106—109.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2018, 287 с.

Мао Я., Бат-Ульзин Д., Цинь К., Буджинлхем Б., Тан Д. Сравнение мафитовых-ультрамафитовых интрузивов Оортсог, Дулаан и Номгон в Центральной Монголии и месторождений Ni-Cu руд в Северо-Западном Китае: выводы для промышленной разведки Ni-Cu-ЭПГ рудных залежей в Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (1), с. 3—22, doi: 10.15372/GiG20180101.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Серов П.А., Киселева В.Ю., Гибшер А.А., Николаева И.В. Геохимия, Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf изотопия, источники и условия формирования раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика, 2020а, т. 61 (2), с. 151—174, doi: 10.15372/GiG2019087.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуульского батолитов) // Геология и геофизика, 2020б, т. 61 (10), с. 1331—1355, doi: 10.15372/GiG2019132.

Тектоника Монгольской Народной Республики / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1974, 284 с.

Туркина О.М. Вариации редкоземельного и изотопного состава неоархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации // Петрология, 2023, т. 31, № 2, с. 182—201, doi: 10.31857/S0869590323020061.

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геосферные исследования, 2017, № 1, с. 60—72, doi: 10.17223/25421379/2/7.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4), с. 489—513, doi: 10.15372/GiG2019026.

Туркина О.М., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. Палеопротерозойские шошонитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // Геология и геофизика, 2023, т. 64 (6), с. 808—822, doi: 10.15372/GiG2022144.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В. Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 2, с. 133—135.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М., Наука, 1977, 149 с.

Червяковская М.В., Вотяков С.Л., Червяковский В.С. Изучение Lu/Hf изотопного состава цирконов с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus и приставки для лазерной ablации NWR 213 // Аналитика и контроль, 2021, т. 25, № 3, с. 212—221, doi: 10.15826/analitika.2021.25.3.005.

Шаповалова М.О. Петрология и рудоносность габброидных интрузий Ханганскоого нагорья (Западная Монголия): Автореф. дис.... к.г.-м.н. Новосибирск, 2021, 23 с.

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (8), с. 1069—1090, doi: 10.15372/GiG2019069.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плутонии и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // ДАН, 2008, т. 423, с. 92—98, doi: 10.1134/S1028334X08080096.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анороген-ноебатолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской

Хангайской магматической области // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 457—475, doi: 10.15372/GiG20160301.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Козаков И.К., Плоткина Ю.В., Энжин Г., Оюунчимэг Ц., Свиридова О.Е. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019, т. 27, № 1, с. 79—102, doi: 10.31857/0869-592X27179-102.

Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Econ. Geol., 2003, v. 98, p. 495—515, doi: [10.2113/98.3.495](https://doi.org/10.2113/98.3.495).

Badarch G., Cunningham W.D., 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, doi: [10.1016/S1367-9120\(02\)00017-2](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00017-2).

Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons // Mineral. Mag., 1998, v. 62, p. 355—366, doi: [10.1180/002646198547747](https://doi.org/10.1180/002646198547747).

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol., 2002, v. 143, p. 602—622, doi: [10.1007/s00410-002-0364-7](https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7).

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 115—140, doi: [10.1016/j.chemgeo.2004.01.003](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003).

Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 243—258, doi: [10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X).

Chaussidon M., Lorand J.-P. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-Eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 2835—2846, doi: [10.1016/0016-7037\(90\)90018-G](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90018-G).

Cherniak D.J., Watson E.B. Diffusion in zircon // Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 113—143, doi: [10.2113/0530113](https://doi.org/10.2113/0530113).

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 469—500, doi: [10.2113/0530469](https://doi.org/10.2113/0530469).

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol., 2007, v. 154, p. 429—437, doi: [10.1007/s00410-007-0201-0](https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0).

Giuliani A., Phillips D., Maas R., Woodhead J.D., Kendrick M.A., Greig A., Armstrong R.A., Chew D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L. LIMA U-Pb ages link lithospheric mantle metasomatism to Karoo magmatism beneath the Kimberley region, South Africa // Earth Planet. Sci. Lett., 2014, v. 401, p. 132—147, doi: [10.1016/j.epsl.2014.05.044](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.044).

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, p. 133—147, doi: [10.1016/S0016-7037\(99\)00343-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00343-9).

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the earth sciences: current practices and outstanding issues / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada — short course series, 2008, v. 40, p. 308—311.

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. «Fingerprinting» tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon // Contrib. Mineral. Petrol., 2015, v. 170, 46, doi: [10.1007/s00410-015-1199-3](https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3).

Hanchar J.M., van Westrenen W. Rare earth element behavior in zircon-melt systems // Elements, 2007, v. 3, p. 37—42, doi: [10.2113/gselements.3.1.37](https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.37).

Harley S.L., Kelly N.M. Zircon tiny but timely // Elements, 2007, v. 3, p. 13—18, doi: [10.2113/gselements.3.1.13](https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.13).

Heaman L.M., Bowins R., Crocket J. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 1597—1607, doi: [10.1016/0016-7037\(90\)90394-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90394-Z).

Hollings P., Kerrich R. Trace element systematics of ultramafic and mafic volcanic rocks from the 3 Ga North Caribou greenstone belt, northwestern Superior Province // Precambrian Res., 1999, v. 93, p. 257—279, doi: [10.1016/S0301-9268\(98\)00088-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00088-6).

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 637—648, doi: [10.1016/j.gca.2004.07.006](https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006).

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27—62, doi: [10.2113/0530027](https://doi.org/10.2113/0530027).

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.*, 2004, v. 211, p. 47—69, doi: [10.1016/j.chemgeo.2004.06.017](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017).

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150, doi: [10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).

Kinny P.D., Compston W., Bristow J.W., Williams I.S. Archaean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, southern Botswana // *Kimberlites and related rocks* / Eds. J. Ross, L. Jaques, J. Ferguson, D.H. Green, S. O'Reilly, R. Danchin, A. Janse. *Geol. Soc. Austr. Spec. Publ.*, 1989, v. 14, p. 833—842.

Konzett J., Armstrong R.A., Günther D. Modal metasomatism in the Kaapvaal craton lithosphere: constraints on timing and genesis from U-Pb zircon dating of metasomatized peridotites and MARID-type xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 704—719, doi: [10.1007/s004100000160](https://doi.org/10.1007/s004100000160).

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 605—627, doi: [10.1016/S1367-9120\(03\)00130-5](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00130-5).

Liati A., Franz L., Gebauer D., Fanning C.M. The timing of mantle and crustal events in South Namibia, as defined by SHRIMP-dating of zircon domains from a garnet peridotite xenolith of the Gibeon Kimberlite Province // *J. Afr. Earth Sci.*, 2004, v. 39, p. 147—157, doi: [10.1016/j.jafrearsci.2004.07.054](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.054).

Liu H., Yuan F., Zhao S., Fan M., Guo X. SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotope systematics of the Zalute intrusive suite in the Southern Great Xing'an Range, NE China: Petrogenesis and geodynamical implications // *Minerals*, 2020, 10, 927, doi: [10.3390/min10100927](https://doi.org/10.3390/min10100927).

Liu S., Hu R., Gao S., Feng C., Feng G., Coulson I.M., Li C., Wang T., Qi Y. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of Permian granodiorite and associated gabbro in the Songliao Block, NE China and implications for growth of juvenile crust // *Lithos*, 2010, v. 114, p. 423—436, doi: [10.1016/j.lithos.2009.10.009](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.10.009).

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2000, v. 2, 19 p.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center. Berkeley, CA, 2003, 74 p.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Pearson N.J., Presnyakov S.L., Tuganova E.V. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): Insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 753—768, doi: [10.1007/s00410-009-0452-z](https://doi.org/10.1007/s00410-009-0452-z).

McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 1001—1012, doi: [10.1016/0016-7037\(92\)90043-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-1).

Odgerel D., Ganbat B., Antipin V., Sanchir D., Tumurchudur C. Geochronology and petrogenesis of the Gol Mod massif: implications for the geodynamic evolution of the Orkhon-Selenge belt, Northwestern Mongolia // *Mongolian Geoscientist*, 2022, v. 27, doi: [10.5564/mgs.v27i55.2310](https://doi.org/10.5564/mgs.v27i55.2310).

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic processes and plate tectonics* / Eds. H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1993, v. 76, p. 373—403, doi: [10.1144/gsl.sp.1993.076.01.19](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.19).

Polat A., Li J., Fryer B., Kusky T., Gagnon J., Zhang S. Geochemical characteristics of the Neoarchean (2800—2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume—craton interaction // *Chem. Geol.*, 2006, v. 230, p. 60—87, doi: [10.1016/j.chemgeo.2005.11.012](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.11.012).

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Veteney Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222, doi: [10.1016/S0016-7037\(96\)00410-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00410-3).

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138, doi: [10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).

Said N., Kerrich R. Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence for a heterogeneous mantle plume event // *Precambrian Res.*, 2009, v. 174, p. 287—309, doi: [10.1016/j.precamres.2009.08.002](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.08.002).

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // Phil. Trans. R. Soc. A. London, 1991, v. 335, p. 377—392, doi: [10.1098/rsta.1991.0053](https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0053).

Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // Science, 2001, v. 293, p. 683—687, doi: [10.1126/science.1061372](https://doi.org/10.1126/science.1061372).

Schulz B., Klemd R., Brätz H. Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Austroalpine basement // Geochim. Cosmochim. Acta, 2006, v. 70, p. 697—710, doi: [10.1016/j.gca.2005.10.001](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.10.001).

Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V. PGE-Cu-Ni mineralization of mafic-ultramafic massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // Minerals, 2020, v. 10, 942, doi: [10.3390/min10110942](https://doi.org/10.3390/min10110942).

Shelepaev R., Shapovalova M., Egorova V., Shelepov Ya., Oyunchimeg T.-U., Tolstykh N. Petrology and age of the Yamaat Uul mafic complex, Khangai Mountains, Western Mongolia // Minerals, 2023, v. 13, 833, doi: [10.3390/min13060833](https://doi.org/10.3390/min13060833).

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol., 2008, v. 249, p. 1—35, doi: [10.1016/j.chemgeo.2007.11.005](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005).

Straub S.M., Zellmer G.F. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 495—516, doi: [10.1016/j.gr.2011.10.006](https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.006).

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345, doi: [10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19).

Villa I.M., Holden N.E., Possolo A., Ickert R.B., Hibbert D.B., Renne P.R. IUPAC-IUGS recommendation on the half-lives of ^{147}Sm and ^{146}Sm // Geochim. Cosmochim. Acta, 2020, v. 285, p. 70—77, doi: [10.1016/j.gca.2020.06.022](https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.06.022).

Wang D., Romer R.L., Guo J.H., Glodny J. Li and B isotopic fingerprint of Archean subduction // Geochim. Cosmochim. Acta, 2020, v. 268, p. 446—466, doi: [10.1016/j.gca.2019.10.021](https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.10.021).

Wang X., Griffin W.L., Chen J., Huang P., Li X. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt 152 distribution coefficients // Acta Geol. Sin., 2011, v. 85, p. 164—174, doi: [10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x](https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x).

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. 1998, v. 7, p. 1—35, doi: [10.5382/Rev.07.01](https://doi.org/10.5382/Rev.07.01).

Xie W., Lu Y., Chen L.M., Song X.Y., Deng Y.-F., Zhao Y. Zircon Th/U ratios suggest a post-collision extensional setting for the Permian Ni-Cu sulfide deposits in the Eastern Tianshan, NW China // Ore Geol. Rev., 2022, v. 144, 104837, doi: [10.1016/j.oregeorev.2022.104837](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104837).

Zhang Y.-L., Liu C.-Z., Ge W.-C., Wu F.-Y., Chu Z.-Y. Ancient sub-continental lithospheric mantle (SCLM) beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Implications for crust–mantle decoupling // Lithos, 2011, v. 126, p. 233—247, doi: [10.1016/j.lithos.2011.07.022](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.022).

Zhao X., Liu C., Wang J., Zhang S., Guan Y. Geochemistry, geochronology and Hf isotope of granitoids in the northern Alxa region: Implications for the Late Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Geosci. Front., 2020, v. 11, p. 1711—1725, doi: [10.1016/j.gsf.2020.01.009](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.009).

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, v. 14, p. 493—571, doi: [10.1146/annurev.ea.14.050186.002425](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425).